



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ROCHAS PIROXENÍTICAS RICAS EM FERRO DO MACIÇO SÃO
JOSÉ DO CAMPESTRE, RIO GRANDE DO NORTE, BRASIL

EDUARDO ANTONIO ABRAHÃO FILHO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO N° 366

BRASÍLIA, 2016



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO N° 366

ROCHAS PIROXENÍTICAS RICAS EM FERRO DO MACIÇO SÃO
JOSÉ DO CAMPESTRE, RIO GRANDE DO NORTE, BRASIL

Área de Concentração: Prospecção e Geologia Econômica

Mestrando: Eduardo Antonio Abrahão Filho

Banca Examinadora:

Elton Luiz Dantas (UnB - Orientador)

Maria Emilia Schutesky Della Giustina (UnB)

Marcos Nascimento (UFRN)

César Fonseca Ferreira Filho (UnB/SUPLANTE)

BRASÍLIA, 2016

“As ausências de evidências não configuram evidências de ausências.”

Adaptado de Carl Sagan, Astrônomo.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço à minha mãe, Kátia Kruschewsky Abrahão, e ao meu pai, Eduardo Antonio Abrahão, por terem me concebido em leito de pedra e me educado para tal. Dificilmente seria Geólogo sem os seus exemplos. O mesmo pode ser extrapolado para meu avô Carlos Alberto Kruschewsky e à minha avó Gildete Ferreira Kruschewsky. Sinônimo de companheirismo, carinho, dengo e compromisso, mostro meus sinceros obrigados à Alissa Hubner Alvim por ter sido tão presente, apesar da distância, e por ter feito as traduções iniciais relativas a um dos artigos que aqui serão apresentados. Amo demais vocês.

Diretamente responsável pela existência dessa dissertação, não poderia deixar de agradecer efusivamente ao meu orientador, o Prof. Dr. Elton Luiz Dantas, pela oportunidade de trabalhar com litologias tão complexas e particulares localizadas em um ambiente geotectônico singular tal qual o Maciço São José do Campestre. Além disso, para mim como baiano, nordestino, ter mapeado no Rio Grande do Norte, a sua terra natal, configurou uma agradável experiência tanto pelas condições climáticas, fisiográficas e geológicas, como pelo convívio com um povo agradável, sincero e muito engraçado.

Gostaria também de prestar meus reconhecimentos ao Prof. Dr. César Fonseca Ferreira Filho por ter auxiliado de maneira crucial na análise dos dados e ter elucidado parte do imbróglio relativo aos objetos de estudo. A outros integrantes do corpo docente do IG da UnB como o Prof. Dr. Valmir da Silva Souza, principalmente por ter resolvido problemas relativos às disciplinas cursadas e disponibilizado a estadia na Colina, e como o Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho por também ter ajudado nas descrições de laminas.

O que seria do acervo fotográfico e das análises de rocha total e isótopos disponíveis nesse trabalho sem a atuação de Stephanie Reis? Muito obrigado por tornar essa dissertação mais apresentável com esse toque feminino e caprichoso, e por demonstrar intenso profissionalismo. Por serem uns dos meus melhores amigos e muitas vezes terem me alojado aqui em Brasília, cito a família Rosário: Lucas Tranquilo, Marina Morenna e seus filhos Luiz Alves e Benjamin. Lembro também aqui de Dona Elriza, mãe de Marina, a qual também me recebeu em sua residência sempre com muito carinho, com palavras sábias e frases resolutas.

Aos geocientistas: Vilson Marques Dias, Aroldo Misi, Simone Cruz, Nyemer Pivetta, Carol Nalin (Michelin), Francisco Assuero, Bruno Santos Figueiredo (Metafórmica), Felipe Seibert (Dilon), Carlos Victor Rios da Silva Filho (esse dispensa o apelido), Danilo Ribeiro (Show), Judiron Santiago, Israel Maranhão (Rasta), Wilson Lopes (Cavalo), Carlos Eduardo Libório, Lucas Nery (Sky), Leonardo Napraviník (Decrépito) Thiago Ximenes, Cristiano Müller (Truculência), André Luis de Souza e Souza (Caribes), Rodrigo Rocha (Beiçola), Carolina Reis, Ramon Matos, Leonardo Melo, Leandro Seis, Fausto Lazarini, André Nareba, João Marcelo (Zero) e família, Pedro Jonas e Gustavo Mota (Lereia). De fundamental importância para minha vida e para boas risadas, não seria possível deixar de fora Alex Tico e Viviane Vica, "meus coroa", casal cultura, grandes companhias musicais e artísticas de Soterópolis.

Aos amigos que formei e cultivei em Brasília como Danilo Silva (J), Igor Abu-Kamel (Cabeça), Kawinã, Francisco Fittipaldi, Gustavo Rosa (Cuia), Diego Alcantra, Bruno Mazão (Quebradeira) e Gabriella Fazio. Essa última também pelas correções ortográficas de inglês e português, e pela formatação.

Por último gostaria de agradecer a Miles Davis pela composição e execução do álbum *Bitches Brew*. Sem essa obra-prima essa dissertação seria muito mais laboriosa.

RESUMO*

O Maciço São José do Campestre (MSJC) é um bloco crustal arqueano localizado na Província Borborema. O MSJC é constituído por um conjunto de litotipos formados ao longo de aproximadamente 700 milhões de anos (3.41 – 2.65 Ga), posteriormente afetados por eventos tectono-metamórficos no Paleoproterozóico – entre 2.15 e 2.0 Ga – e por expressivo retrabalhamento crustal durante a Orogênese Brasiliana. Devido à sua idade e aos diversos processos geológicos posteriores pelo qual passou, é plausível presumir que algumas de suas associações litológicas não guardam as características dos seus períodos de formação, mas que podem refletir condições metamórficas, metassomáticas e hidrotermais. Por outro lado, é possível notar que outra porção dos constituintes do MSJC preservam as heranças genéticas primordiais e oferecem pistas sobre as composições e condicionantes químicos do manto arqueano, ou até mesmo sobre os aspectos físico-químicos de ambientes supracrustais oceânicos e continentais, gerando fiéis interpretações geotectônicas. Junto a isso, as litologias antigas do MSJC são passíveis de apresentar teores anômalos de diversas substâncias de interesse econômico e prospectivo, principalmente no que diz respeito a rochas máfico-ultramáficas, metassomatitos e formações ferríferas bandadas (*Banded Iron Formations*, BIFs), sendo mais um fator motivador à pesquisa científica e mineral na região.

Rochas máficas associadas a rochas piroxeníticas exóticas constituem o Corpo de Serra Negra (CSN), aflorante na porção centro-sul do MSJC. O CSN tem dimensões 1100x700 metros, é embasado por ortognaisses e estabelece contatos com granitos neoproterozóicos. Foram delimitados, com auxílio de testemunhos de sondagem, cinco conjuntos litológicos arranjados sub-horizontalmente do topo para base do CSN: i) Associação Piroxenítica Superior (APS, ~40 metros de espessura); ii) Zona de Gruneritização (~5 metros); iii) Zona Máfica Principal (~30 metros); iv) Associação Clinopiroxenítica (AC, ~12 metros); v) Zona Máfica Basal (~15 metros). Adicionalmente foram contemplados dois corpos máficos subordinados das imediações. As rochas piroxeníticas contêm granulometria grossa, formada por clinoferrosilita, ferrosilita, fayalita, magnetita, fe-hornblenda, quartzo e granada, arranjadas em texturas granoblásticas com junções tríplexes. A APS é constituída por ortopiroxenititos, clinopiroxenititos, grunerititos, BIFs e assembleias minerais tardias a grunerita, escapolita e calcita. A AC é mais homogênea, formada essencialmente por clinopiroxenititos e grunerititos. Nas zonas máficas, litologias de composição gabro-anfibolítica (metamáficas) arranjam-se em texturas cumuláticas e granoblásticas a plagioclásio, clinoferrosilita, diopsídio, hornblenda, magnetita, ilmenita, calcopirita e pirrotita e por paragêneses secundárias a grunerita, calcita, actinolita, granada e biotita. Estudos de química mineral indicam que a natureza da magnetita das rochas piroxeníticas têm características limiares entre cristais derivados de metassomatismo (*Skarn*) e cristais oriundos de magmatismo. Já a química dos cristais de magnetita das rochas metamáficas aponta gênese relacionada a processos francamente ígneos (Fe-Ti-V e *Porphyry*). As análises de rocha total mostram que as rochas gabro-anfibolíticas são toleítos de baixo-K, alto-Fe (média de 13,8 wt.% de Fe₂O₃), apresentando conteúdos intermediários de MgO (média de 6,5 wt.%). Quanto aos piroxenititos, Fe₂O₃ e SiO₂ juntos, perfazem, em média, 94,2 wt.% do conteúdo dessas rochas, as quais mostram intermediário MgO (média de 5,4 wt.%). Os comportamentos de ETR e elementos traços detectados para as litologias metamáficas mostram transições entre assinaturas químicas de rochas do tipo E-MORB e rochas de Arco, derivadas de um manto hidratado. Análises de U/Pb realizadas sobre zircões de rocha piroxenítica, dotados de zoneamentos ígneos preservados, apontam idades de cristalização de 3041±23 Ma, mesma idade das rochas máfico-ultramáficas do Complexo Riacho das Telhas (CRT) do MSJC. Amostras de metamáficas e piroxeníticas apresentam altas razões isotópicas ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd (>0.14), típicas de rochas mantélicas, idades T_{DM} variando entre 3.19 e 3.88 Ga e valores de ε_{Nd}(3.04) entre +0.65 e -9, mostrando desbalanceamento do sistema isotópico, refletindo metassomatismo e que as fontes mantélicas juvenis são enriquecidas e passaram por contaminação crustal. Interpretamos que essas rochas foram formadas e/ou colocadas a condições de alto grau metamórfico, seguido de retrometamorfismo até fácies anfibolito baixo a hornfels, pela presença de simplectitos e hornblenda substituindo piroxênios. Ao menos um evento metassomático, o que gerou

grunerita, escapolita, calcita e granada, atingiu essas litologias e tem relação com a granitogênese tardia. Porém, é obscura ainda a definição do protólito das rochas piroxeníticas, as quais mostram padrões de ETR, elementos traços e outras características químicas que tanto podem ter relação com fluidos tardios relativos ao magmatismo do CRT, como podem refletir BIFs colocadas a condições de alto grau metamórfico. Este estudo pode mudar as direções de pesquisas e as perspectivas geológicas relacionadas às rochas do MSJC.

Na região de Senador Elói de Sousa, ocorrem corpos métricos a quilométricos de BIFs situados na porção central do Maciço São José do Campestre (MSJC), um núcleo arqueano da Província Borborema, Nordeste do Brasil. Estabelecendo contatos com rochas máfico-ultramáficas, calcossilicáticas, olivina mármores e granada gnaisses, as BIFs estão inseridas na Sequência Metavulcanossedimentar Serra Caiada, um possível *greenstone belt* da região. Essas BIFs foram mapeadas e amostradas (escala 1:25.000) numa área de 45 km². Essa associação litológica é metamorfisada a condições de alto grau e deformadas como uma sinclinal. Amostras de BIFs são comumente constituídas de magnetita (45 - 55 %), quartzo (35 - 40 %) e traços de apatita (<1 %), entretanto, foi possível discriminar três grupos de formações ferríferas de acordo com os outros minerais constituintes. O Grupo A é composto por baixos conteúdos de grunerita (2 - 4 %) e o Grupo B tem maior composição modal deste anfibólio (6 - 10 %). O Grupo C mostra uma assembleia mineral mais heterogênea: grunerita (3 - 7 %), hornblenda (2 - 6 %), clinopiroxênio (1 - 5 %), ortopiroxênio (~1%) e granada (~1%). Análises de microsonda eletrônica em cristais de magnetita do Grupo C mostram altos conteúdos elementares de Al, Co, Sn, médios de Cr, Mn, Ni e baixos de Mg, Ti, V, Zn, revelando similaridades químicas limiares a Skarns, a depósitos do tipo IOCG e a BIFs químico-exalativas. As distinções entre os três diferentes grupos de BIF são refletidas na química de rocha total e expressas na cartografia, uma vez que esses grupos estão distribuídos em zonas bem definidas no mapa. O Grupo A mostra os maiores conteúdos de metais base, Σ ETRY com média de 36 ppm, e anomalias positivas de Eu ($Eu/Eu^*_{PAAS} = 1,26 - 2,27$). O Grupo B apresenta conteúdos médios de metais base, Σ ETRY médio de 87 ppm e ausência ou diminutas anomalias positivas de Eu ($Eu/Eu^*_{PAAS} = 0,92 - 1,22$). O Grupo C apresenta os menores conteúdos de metais base, Σ ETRY médio de 88 ppm e ausência ou suaves anomalias positivas de Eu ($Eu/Eu^*_{PAAS} = 0,84 - 1,26$). Em sua maioria, todos grupos mostram reais anomalias negativas de Ce (Grupo A, $Ce/Ce^*_{PAAS} = 0,59 - 1,04$; Grupo B, $Ce/Ce^*_{PAAS} = 0,62 - 0,89$; Grupo C, $Ce/Ce^*_{PAAS} = 0,59 - 1,03$) e os grupos A e B apresentam anomalias positivas de Y (Grupo A, $Y/Y^*_{PAAS} = 0,97 - 1,64$; Grupo B $Y/Y^*_{PAAS} = 1,42 - 1,64$), enquanto que o Grupo C alterna entre anomalias positivas e negativas ($Y/Y^*_{PAAS} = 0,76-1,42$). Os grupos A e B dispõem de padrões de ETRY levemente convexos depletados em ETR leves, e o Grupo C mostra variações desses padrões. Por comparações com outras BIFs do mundo e internas ao MSJC, podemos interpretar que essas formações ferríferas foram depositadas em ambientes submarinos. Aparentemente os Grupos A e B são mais influenciados por fumarolas hidrotermais com pouca contribuição sedimentar. O Grupo C mostra as maiores contribuições detríticas. Os altos valores de Σ ETRY e as heterogeneidades químicas do Grupo C podem ser explicadas, respectivamente, pela presença de apatita e granada e, além disso, confirmar as assinaturas químicas dos cristais de magnetita relacionadas a eventos tardios. BIFs como sedimentos químico-exalativos podem prover informações sobre as condições fisicoquímicas de oceanos antigos. Aparentemente a química das BIFs da porção central do MSJC preservam quase que totalmente as assinaturas elementares de um oceano arqueano em avançado estágio de fechamento, evidenciando transições entre ambientes de MORB e de Arco. Nós sugerimos que os zoneamentos detectados para as BIFs podem servir como guias prospectivos para depósitos do tipo VMS.

*Nota: Os dois últimos parágrafos correspondem aos resumos dos dois artigos que aqui serão apresentados, e suas versões em inglês (Abstracts) estão respectivamente nos capítulos II e III dessa dissertação.

*Note: The two last paragraphs configures the Abstracts of the two papers that will be presented in this dissertation. The English versions are presented respectively in chapters II and III of this dissertation.

SUMÁRIO

CAPÍTULO I

1. INTRODUÇÃO.....	17
1.1. Apresentação e Objetivos.....	17
1.2. Localização e Fisiografia	19
1.3. Materiais e Métodos	19
1.3.1. Mapeamento Geológico.....	19
1.3.2. Petrografia	20
1.3.3. Química Mineral	20
1.3.4. Litogeoquímica	21
1.3.5. Análise Isotópica – Método Sm-Nd.....	21
1.3.6. Geocronologia – Método U/Pb.....	22
2. GEOLOGIA REGIONAL	22
2.1. Província Borborema	22
2.2. Domínio Rio Grande do Norte	25
2.3. O Maciço São José do Campestre	25
3. ESTADO DA ARTE DOS OBJETOS DE ESTUDO.....	26
3.1. Rochas máfico-ultramáficas.....	26
3.2. Piroxenititos ou rochas piroxeníticas exóticas.....	28
3.3. Formações Ferríferas Bandadas (BIFs).....	33
4. REFERÊNCIAS	36

CAPÍTULO II - *Tholeiitic High-Fe Mafic Magmatism and the protolith of Mesoproterozoic Iron-Rich exotic Pyroxenitic Rocks in São José Do Campestre Massif, Ne Brazil*

1. INTRODUCTION	48
2. GEOLOGICAL SETTING	50
3. METHODS.....	52
3.1. Petrography	53
3.2. Mineral Chemistry.....	53
3.3. Conventional Geochemistry	53
3.4. Geochronology – U/Pb Method.....	54
4. GEOLOGY.....	54
5. PETROGRAPHY	57
5.1. Upper Pyroxenitic Association	57

5.2.	Gruneritization Zone	60
5.3.	Main Mafic Zone	60
5.4.	Clinopyroxenitic Association	62
5.5.	Basal Mafic Zone	62
6.	MINERAL CHEMISTRY	72
6.1.	Olivine	72
6.2.	Pyroxene	72
6.3.	Amphibole	73
6.4.	Plagioclase	73
6.5.	Magnetite.....	74
7.	WHOLE-ROCK GEOCHEMISTRY	115
7.1.	Metamafic Rocks	115
7.2.	Pyroxenitic rocks	116
7.3.	Hydrothermal alteration products related to late granites	117
8.	GEOCHRONOLOGY – U/Pb METHOD.....	118
9.	ISOTOPIC GEOCHEMISTRY – Sm-Nd METHOD.....	118
10.	DISCUSSION	131
10.1.	Magmatic history of gabbro-amphibolitic rocks (metamafic)	131
10.2.	Metamorphic and metasomatic history	134
10.3.	The protolith of pyroxenitic rocks	137
10.3.1.	Metasomatic fluids related to the final stage of high-Fe tholeiitic magmatism	137
10.3.2.	Chemical exhalative BIFs under high-grade metamorphic conditions.....	139
10.3.3.	Pyrometamorphism or/and impact of meteorites	140
11.	CONCLUSIONS	142
12.	ACKNOWLEDGMENTS	142
13.	REFERENCES	143

CAPÍTULO III - Petrografia, Química Mineral de magnetita e Geoquímica das Formações Ferríferas da porção central do Maciço São José do Campestre, região de Senador Elói De Sousa, Rio Grande do Norte, Brasil.

1.	INTRODUÇÃO.....	154
2.	CONTEXTO GEOLÓGICO	156
3.	MÉTODOS	159
3.1.	Petrografia.....	159
3.2.	Química Mineral	159

3.3. Geoquímica Convencional.....	159
4. ASPECTOS GEOLÓGICO-ESTRUTURAIS	160
5. PETROGRAFIA DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS.....	161
6. QUÍMICA MINERAL DA MAGNETITA	164
7. LITOGEOQUÍMICA	170
8. DISCUSSÕES	181
8.1. A natureza das BIFs da região de Senador Elói de Sousa.....	181
8.2. Ambiente Geotectônico	187
8.3. Indicadores econômicos, exploratórios e prospectivos	188
9. CONCLUSÕES.....	191
10. AGRADECIMENTOS.....	192
11. REFERÊNCIAS	192

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO I

Fig. I.1 - Mapas de localização e de situação das áreas de trabalho sobrepostos ao Mapa Planialtimétrico regional. As linhas cinzas escuras representam estradas pavimentadas principais; as cinzas claras vias vicinais. O município Presidente Juscelino emancipou, mudando de nome, tratando-se atualmente de Serra Caiada.	18
Fig. I.2 - Mapas Regionais referentes às áreas de trabalho. A. Mapa Geológico Simplificado da PB (modificado de Jardim de Sá 1994) e sua localização na América do Sul. Siglas: OOJ - Orógeno Orós-Jaguaribe, ZCPe-Ca - Zona de Cisalhamento Pernambuco-Camarões, ZCPa-Ca - Zona de Cisalhamento Patos-Garoa, DRN - Domínio Rio Grande do Norte, FS - Faixa Seridó, ZT - Zona Transversal, FRP - Faixa Riacho do Pontal, FSE - Faixa Sergipana, MASQ - Arco Magmático Santa Quitéria; B. Mapa Geológico do MSJC (modificado de Dantas et al. 2004); C. Mapa Geológico do Sul do MSJC (modificado de Dantas et al. 2004).	24
Fig. I.3 - Séries temporais para ocorrências de FFs, diques e derrames basálticos, intrusões máfico-ultramáficas acamadadas, komatiitos, plumas continentais e plumas globais. Essas séries temporais foram geradas pela soma da distribuição gaussiana de unidade de área para cada tipo de assembléia máfico-ultramáfica (eixo vertical) em determinada idade dada em milhões de anos (eixo horizontal). Modificado de Isley & Abott (1999). Os principais picos são em 2.7 Ga, 2.45 Ga e 1.9 Ga.	29
Fig. I.4 - Gráficos de ETR demonstrando comparação das Unidades Máficas e Unidades Ultramáficas da Intrusão Riacho das Telhas do Maciço São José do Campestre com basaltos alcalinos. MORB's, basaltos de arco de ilha, OIB's, komatiitos e toleitos continentais segundo Alves de Jesus (2011).	29
Fig. I.5 - Evolução esquemática de um depósito de Skarn. A. Intrusão do magma em uma sequência carbonática e formação de hornfels; B. Infiltração de fluidos hidrotermais produzindo endoskarn e exoskarn rico em piroxênio; C. Continuação da infiltração de fluidos com expansão progressiva do envelope de exoskarn e formação de exoskarn proximal rico em granada; D. Resfriamento do sistema hidrotermal acompanhado por assembleias da fase retrógrada. Durante esse estágio metais podem ser introduzidos ao sistema formando corpos mineralizados. Extraído de Ray & Webster (1991).	32
Fig. I.6 - Classificação de Gross (1973) para as FFs e os ambientes tectônicos associados, desenho esquemático modificado de Gross (1996).	35
Fig. I.7 - Proposta esquemática do ambiente deposicional das FFs e carbonatos no MSJC, de acordo com Figueiredo (2012). Notar padrões de ETR, tanto para mármores como para FFs em	35

CAPÍTULO II

Fig. II.1 - A. Simplified regional map of the Borborema Province (modified from Jardim de Sá 1994 and Brito Neves et al. 2001) and its localization in South America; B. Geological map of the SJCM; C. Geological map of the south portion of the SJCM. B and C modified from Dantas et al. (2004). Abbreviations: OJO - Orós-Jaguaribe Orogen, Pe-CaSZ - Pernambuco-Camarões Shear Zone, Pa-GaSZ - Patos-Garoa Shear Zone, TZ - Transversal Zone, RND - Rio Grande do Norte Domain, SO - Seridó Orogen, SQMA - Santa Quitéria Magmatic Arc.	52
Fig. II.2 - Geologic map of the SNB and surrounding lithologies. Abbreviations: RTC - Riacho das Telhas Complex, PJC - Presidente Juscelino Complex.	55
Fig. II.3 - Analytic signal map (CPRM 2004) showing magnetic anomalies (strong pink colours) bellow pyroxenitic and metamafic rocks (note suggested contours in 80 metres deep marked by thin white lines). SNB contour is showing by black line. Minor metamafic intrusions contours are showing by bolded white lines in the east part of this map. Drillholes, geologic points and sampled points are also represented in this picture, according the legend.	56
Fig. II.4 - Drillholes data. A. Drillhole logs. A correlation can be made between DD-001 e DD-004 holes, located in the main rock association. DD-005 e DD-006 holes are located above two different minor metamafic intrusions and, in this way, a correlation cannot be made between these holes. Black rectangles are indicating collected samples and its respective names. Abbreviations: UPA - Upper Pyroxenitic Association, MMZ - Main Mafic Association, CA - Clinopyroxenitic Association, BMZ - Basal Mafic Zone, NI - No information; B. Section A-A'. C. Section B-B'. The sections were made without vertical exaggeration and are located by white lines and white letters in the map of Fig. II.2.	58
Figure II.5 - Photos. Pyroxenitites and iron formations macroscopic aspects. A. CA's pyroxenitic interval in the DD-001 drillhole, between 67 and 70 metres; B. Iron Formation surface hand sample alternating quartz-pyroxene bands with magnetitic bands, sample EAF-384; C. Coarse-grained UPA's magnetite-ferrosilite clinopyroxenitite surface hand sample EAF-341; D. Iron Formation surface hand sample alternating quartz-pyroxene bands with magnetitic bands, sample EAF-026. Some bands are emphasized with white lines; E. CA's grunerite clinopyroxenitite, drillhole sample F1-18; F. CA's grunerite clinopyroxenitite with porphyroblastic pyroxenes, drillhole sample F1-13; G. CA's grunerite clinopyroxenitite truncated by vein, drillhole sample F1-19.	65
Fig. II.6 - Photomicrographs under cross polarized light: A. Orthopyroxene porphyroblastic geminate crystal in granoblastic texture of orthopyroxenitite, sample F1-01; B. Granoblastic texture formed by clinopyroxene poligonal crystals (120° triple junctions) with interstitial escapolite and calcite in ferrosilite clinopyroxenitite, surface hand sample EAF-409; C. Hornblende-grunerite clinopyroxenitite showing pervasive grunerite, sample F1-15; D. Olivine clinopyroxenitite showing triple junctions contatcs between olivine and clinopyroxene, sample F1-02; E. Garnet-grunerite-clinofersosilite-hornblende iron formation, sample F4-03; F. Magnetite-ferrosilite clinopyroxenitite showing polygonal quartz grains, surface hand sample EAF-411. Abbreviations are the same of Table II.1.	66
Fig. II.7 - Photos. Metamafic rocks macroscopic aspects. A. Outcrop of MMZ's hornblende gabbro truncated by subvertical granitic dyke, point EAF-027; B. MMZ's Metamafic interval in the DD-004 drillhole, between 17 and 24 metres; C. Detail of vertical variations between leucogabbros and melanogabbros, DD-005 drillhole, 50 metres deep; D. Detail of amphibolitic gabbro intercalated with leucogabbros portions, MMZ, DD-004 drillhole, 9 metres deep; E. Detail of coarse-grained BMZ's granoblastic and cumulatic gabbro with sulfide, DD-004 drillhole, 40 metres deep; F. Detail of MMZ's gabbro truncated by granitic vein, 30 metres deep.	67
Fig. II.8 - Photomicrographs. A. Hornblende gabbro with cumulatic, granular and mosaicular textures, sample F6-02; B. Hornblende gabbro with cumulatic and mosaicular textures, sample F6-01; C. Clinopyroxene symplectitic texture growing up from magnetite core in metagabbro with poligonal texture, MMZ, sample F1-08; D. Symplectitic hornblende in amphibolite with slight mineral orientation, sample F6-05; E. Cumulatic olivine metagabbro and plagioclase phenocryst, sample F1-09; F. Garnet, clinopyroxene and plagioclase symplectites, growing up from magnetite, clinopyroxene, garnet and hornblende in hornblende-garnet metagabbro, sample F6-03B. A. , C. , D. e F. are under plane polarized light and B. and E. are under cross polarized light. Abbreviations are the same of Table II.1.	68
Fig II.9 - Photomicrographs under reflected light: A. Magnetite granoblastic agglomerate replaced by hematite (martitization) in UPA iron formation, sample EAF-026; B. Magnetite crystals showing parcial replacment by hematite forming trellis texture in UPA clinopyroxenitite sample EAF-411; C. Interstitial magnetite crystals between pyroxene crystals in CA clinopyroxenitite, sample F1-12; D. Ilmenite crystals in hornblende metagabbro, sample F6-01; E. Pyrrhotite and magnetite agglomerates in amphibolite, sample F4-01; F. Pyrrhotite, chalcopyrite and magnetite inside grunerite crystals in gruneritite, sample F1-22.	69

Fig. II.10 - Photo A . Grunerite hand sample EAF-411. Photomicrograph B . Grunerites pervasive agglomerates in contact with granoblastics pyroxenes and magnetite, hornblende-clinofersilite grunerite, sample F1-24. Abbreviations are the same of Table II.1.	70
Fig. II.11 - SNB Stratigraphy	71
Fig. II.12 - A . Content variations of ferrosilite (Fs), fayalite (Fa) e anortite (An) from Microprobe analysis performed in DD-001 drillhole samples. B . Content variations of An of the DD-006 Minor Mafic Body.	77
Fig. II.13 - A . Ternary diagram of pyroxene crystals compositional variation assuming extremes like wollastonite, enstatite and ferrosilite; B . Binary diagram of hornblende crystals compositional variation; C and D . Binary diagrams of grunerite and edenite crystals compositional variation. For all minerals the ferric members are preponderant in the analyzes performed on the pyroxenitic rocks.	78
Fig. II.14 - Ternary diagram of plagioclase crystals compositional variations in metamafic rocks, admitting extreme members as anortite (An), albite (Ab) e ortoclase (Or).	106
Fig. II.15 - A . Ti versus Al binary plots of magnetite grains of pyroxenitic and metamafic rocks; B . V versus Ti binary plots of magnetite grains of pyroxenitic and metamafic rocks. The fields in figures A and B are extracted from Chung et al. (2015), and are showing compositions fields of primary BIF's magnetite, hydrothermal (altered) magnetite and magmatic magnetite (see text for explanations); C . Binary discriminant diagram of Ti+V versus Ni/(Cr+Mn) of magnetite compositions in Opemiska, BIF, IOCG, Skarn, Kiruna, Porphyry e Fe-Ti-V deposits (Dupuis & Beaudoin 2011). Magnetite grains of pyroxenitic rocks are plotted mainly above Skarn field, and magnetite grains of metamafic samples are plotted mainly above Porphyry and Fe-Ti-V fields; D . FeO versus Ti biplot of all magnetite grains.	114
Fig. II.16 - Geochemistry AFM ternary diagram (Irvine & Baragar 1971) to the SNB metamafic rocks showing plots mainly in tholeiitic field.	123
Fig. II.17 - Representative major elements and main elements strip-logs of drillhole DD-001. Abbreviations: UPA - Upper Pyroxenitic Association, CA - Clinopyroxenitic Association; MMZ - Main Mafic Zone.	124
Fig II.18 - Binary plots showing linear and approximate linear correlations between more relevant elements of metamafic rocks.	125
Fig. II.19 - A . Chondrithe-normalized REE patterns for metamafic rocks; B . Chondrithe-normalized REE patterns for pyroxenitites and grunerite; C . PAAS-normalized REE patterns for pyroxenitites and grunerite. Normalization values are respectively from Sun & McDonough (1989) and (McLennan 1989).	126
Fig. II.20 - N-MORB-normalized trace element patterns for A . pyroxenitites and metamafics and B . samples F1-05, F1-19 and F6-03. In A are also showing N-MORB and E-MORB patterns. Normalization values are from Sun & McDonough (1989).	126
Fig. II.21 - REE patterns of mafic-ultramafic rocks (Philpotts 1990) compared with REE patterns of Serra Negra Body (SJCM Central, this study) rocks and Intrusion of Riacho das Telhas' mafic-ultramafic rocks (Alves de Jesus 2011). Normalization values are from Sun & McDonough (1989).	129
Fig. II.22 - Cathodoluminescence images of A . typical igneous zoned zircons and B . metamorphic zircons from sample FEM-293.	129
Fig. II.23 - A . U/Pb data for individual mesoarchean zircon analysis from sample FEM-293; B . U/Pb data for all zircon analysis from sample FEM-293.	130
Fig. II.24 - ϵ_{Nd} (3.04 Gyr) evolution model.	131
Fig. II.25 - Metamafic discriminant tectonic diagrams. A . $[La/Sm]_N$ versus $[Gd/Yb]_N$ binary plots (Gibson et al. 2000) showing similarities with ferropicrites; B . Nb/Yb versus Th/Yb biplots (Pearce 2008) showing MORB signatures to metamafic rocks. The samples are plotted between N-MORB and E-MORB fields; C . Nb/Yb versus TiO_2/Yb indicating MORB signatures to metamafic rocks. The samples are plotted between N-MORB and E-MORB fields; D . Ti versus V biplots (Shervais 1982) indicating MORB signatures to metamafic rocks;	133
Fig. II.26 - A . REE field patterns of pyroxenitic rocks confronted with REE patterns of Isua and Kuruman Iron Formation, another archean iron formations (top/bottom IFs; middle IFs), high-T hydrothermal fluid and ocean waters bellow 500 meters deep; B . Field of REE patterns of SJCM BIFs from Group 1 of Silva Filho (2012) and Groups I e II of Figueiredo (2012). When normalized by PAAS (McLennan 1989), pyroxenitic rocks REE patterns are similar to Isua and Kuruman IFs REE patterns and whit SJCM BIFs from Group 1 of Silva Filho (2012).	141
Fig. II.27 - Cr versus Y biplot (Fedo & Whitehouse 2002) showing pyroxenitic rocks samples inside Isua BIFs field.	141

CAPÍTULO III

Fig. III.1 - Mapas Regionais referentes à área de trabalho e a sua localização. A. Mapa Geológico Simplificado da PB (modificado de Jardim de Sá 1994 e Brito Neves et al. 2001) e sua localização	156
--	-----

na América do Sul. Siglas: OJO - Orós-Jaguaribe Orogen, PeSZ - Pernambuco Shear Zone, PaSZ - Patos Shear Zone, RND - Rio Grande do Norte Domain, SO - Seridó Orogen; B. Mapa Geológico do MSJC (modificado de Dantas et al. ,2004); C. Mapa Geológico do Sul do MSJC (modificado de Dantas et al. 2004).	
Fig. III.2 - A. Mapa Geológico da área de trabalho; B. Perfil A-A'; C. Perfil B-B'; D. Perfil C-C'. Os perfis estão indicados por linhas e letras azul escuras no mapa. Sigla SCMVS - Serra Caiada Metavolcano-Sedimentary Sequence.	158
Fig. III.3 - Contornos cartográficos de silexitos, formação ferrífera, máfico-ultramáficas e anfibolitos, sobrepostos em imagem geofísica magnética de primeira derivada (CPRM 2004). Altos magnéticos tendem ao rosa e ao vermelho, e baixos a tonalidades amarelas e azuis (v. escala de nT/m à direita). Notar anomalias e contrastes magnéticos realçando as estruturas e litologias como formações ferríferas e máfico-ultramáficas. Os círculos indicam pontos geológicos, sendo que os amarelos são os pontos amostrados.	161
Fig. III.4 - Fotografias: A. Afloramento de BIF, ponto EAF-484; B. Detalhe de BIF, ponto EAF-442. Fotomicrografias: C. GIF com hornblenda e cristais de magnetita inclusos e não inclusos aos silicatos, amostra EAF-100; D. GIF com grunerita, EAF-314; E. BIF com clinopiroxênio englobado por banda magnetítica, contendo cristais euédricos de magnetita como inclusões, amostra EAF-098; F. Pequenos cristais de apatita em GIF, EAF-314; G. BIF com granada e grunerita, amostra EAF-521; H. Cristais de magnetita com texturas treliça de transformação em hematita (martitização) em GIF, TG-058. C. , E. , F. e G. sob luz polarizada e nicóis descruzados. D. sob luz polarizada e nicóis cruzados. H. sob luz refletida. Abreviações: Ap - Apatita, Cpx - clinopiroxênio, Grt - granada, Gru - grunerita, Hbl - hornblenda, Mag - magnetita, Qtz - quartzo.	163
Fig. III.5 - A. Diagrama binário discriminante de Ti+V versus Ni/(Cr+Mn), para composição de magnetita em depósitos do tipo Opemiska, BIF, IOCG, Skarn, Kiruna, Porphyry e Fe-Ti-V (Dupuis & Beaudoin, 2011). As análises dos cristais de magnetita das amostras de formações ferríferas da área de trabalho (TAM-093, TAM-004 e TG-058) estão posicionadas internas e nas imediações dos campos de Skarn e IOCG; B. Diagrama binário de Ti versus Al para os cristais de magnetita analisados. Os campos na figura são extraídos de Chung et al. (2015) e mostram as composições de magnetitas de formações ferríferas bandadas químico-exalativas (BIF), de magnetitas alteradas por hidrotermalismo (altered) e de magnetitas magmáticas (magmatic). Os cristais de magnetita da área de trabalho estão principalmente plotados sobre ou nas imediações dos campos de magnetita hidrotermal.	169
Fig. III.6 - Gráficos em radar mostrando concentrações em ppm dos elementos dos intervalos de confiança (parâmetro 0.95, Tabela III.4) analisados para magnetítica em formações ferríferas da área de trabalho. As curvas tracejadas são de amostras de rochas piroxeno-ferríferas e formações ferríferas da região de Serra Caiada também no MSJC retiradas do trabalho de Abrahão Filho et al. (2016), a nível comparativo. Notar que o formato dos gráficos são similares para as amostras comparadas. A., C. e E. mostram gráficos em escala normal linear e comparam respectivamente as amostras TAM-093, TAM-004 e TG-058 da área de trabalho com as amostras F1-02, EAF-026 e F5-02 de Abrahão Filho et al. (2016). B., D. e F. apresentam gráficos em escala logarítmica comparando as mesmas amostras na mesma ordem supracitada. Gráficos baseados em Nadoll et al. (2014).	170
Fig. III.7 - A. Gráficos de barras ilustrando médias dos conteúdos de Fe ₂ O ₃ e SiO ₂ da área de estudo, comparando as formações ferríferas da área de estudo com as rochas piroxeno-ferríferas e formações ferríferas da região de Serra Caiada no centro do MSJC (Abrahão Filho et al. 2016), com formações ferríferas do sul (Figueiredo 2012) e do norte do MSJC (Silva Filho 2012), do tipo Algoma (Gross 1993), do tipo Superior (Klein & Beukes 1989), de Carajás (Lindenmayer et al. 2001) e do Quadrilátero Ferrífero (Spier 2005); B. Comparação do padrão de distribuição média dos outros óxidos analisados para as formações ferríferas da área com as mesmas formações ferríferas citadas no item A; C. Distribuição em spidergramas dos principais óxidos que compõem as formações ferríferas da área de estudo.	172
Fig. III.8 - Diagramas binários dos principais óxidos analisados em geoquímica de rocha total para as amostras de formações ferríferas. Notar que os elementos maiores não discriminam os diferentes grupos.	173
Fig. III.9 - Diagrama binário de Cr x Y (a partir de Fedo & Whitehouse 2002) comparativo com o posicionamento das amostras selecionadas e as formações ferríferas de Isua: é possível observar que a maior parte das amostras estão inseridas no campo de Isua.	174
Fig. III.10 - Padrões de ETR das FFs da área de trabalho. Acima os normalizados pelo PAAS (McLennan 1989) e abaixo os normalizados pelo condrito (Sun & McDonough 1989)	175
Fig. III.11 - Diagramas binários envolvendo as razões dos principais ETR utilizados para o estudo de formações ferríferas, além do Y. A. Pr/Pr* versus Ce/Ce* evidenciando que as amostras de todos os grupos contém verdadeiras anomalias negativas de Ce; B. Y/Ho (sem normalização, valores brutos) versus Y ilustrando que as amostras do Grupo C são as que principais experimentaram contribuição sedimentar (a barra azul indica o campo de contribuição sedimentar); C. , D. e E. evidenciando as relações de Y/Ho (normalizado) com Ce/Ce*, Eu/Eu* e Pr/Pr*.	176
Fig. III.12 - Diagramas binários utilizando principais elementos traços e ETR discriminantes para	184

análise de pureza de BIFs, segundo Viehmann et al. (2016) em estudos das BIFs e sedimentos químicos neoproterozóicos e BIFs de Urucum. A. Ti versus Zr, B. Zr versus Th e C. Ti versus Th. Nesses gráficos, o campo " <i>detritus</i> " indica onde estão plotadas as amostras de sedimentos siliciclásticos finos de Urucum. O campo " <i>Pure BIF</i> " reflete onde estão plotadas as amostras de BIFs puras de Urucum. As BIFs de Senador Elói de Sousa estão posicionadas principalmente internas ou nas imediações dos campos " <i>Pure BIF</i> ", refletindo seus elevados graus de pureza. D. Diagrama binário Zr versus Y/Ho BIFs de Senador Elói de Sousa estão posicionadas principalmente internas ou nas imediações dos campos " <i>Pure Urucum IF</i> " e, principalmente em relação ao Grupo C, internas aos campos " <i>Impure Urucum IF</i> ". Essas análises gráficas mostram que as BIFs de Senador Elói de Sousa contém baixíssima contribuição sedimentar, mas que essa atinge a todos os grupos, sendo mais intensa sobre o Grupo C.	
Fig. III.13 - A. Diagrama binário Al_2O_3 versus SiO_2 (Bonati 1975) mostrando tipo de formação ferrífera com relação ao processo genético; B. Diagrama ternário Al-Fe-Mn (Adachi et al. 1986), mostrando tipo de formação ferrífera com relação ao processo genético. Processos genéticos relacionados com fluidos hidrotermais de água oceânica são comuns a todos os grupos de BIFs de Senador Elói de Sousa.	185
Fig. III.14 - Mapa com zoneamento das amostras de formações ferríferas de Senador Eloi de Sousa. Grupos A e B nas porções mais centrais, com maior influência de <i>input</i> hidrotermal e menor de contribuição sedimentar, configurando BIFs mais puras, e Grupo C nas bordas, também com influência hidrotermal, porém com um pouco mais de influência sedimentar, configurando BIFs mais impuras.	186
Fig. III.15 - Gráficos comparando a média dos conteúdos de ETR refletido em padrões de spidergramas das formações ferríferas da área de trabalho com: as rochas piroxeno-ferríferas e BIFs da porção central do MSJC (Abrahão Filho et al. 2016), formações ferríferas do norte e do sul do MSJC, com padrões de ETR de FFs de Kuruman, Isua, de FFs abissais e plataformais, de fluidos hidrotermais de alta temperatura e de águas marinhas modernas profundas. Extraído e modificado de Alexander et al. (2008), Silva Filho (2012) e Figueiredo (2012) .	187
Fig. III.16 - A. Diagrama $Al_2O_3/(100-SiO_2) \times Fe_2O_3/(100-SiO_2)$ (Murray 1994) evidenciando que as amostras de formações ferríferas de Senador Elói de Sousa tendem a campos de cadeias oceanicas; B. Diagrama $SiO_2 \times K_2O/Na_2O$ (Roser & Korsch 1986) evidenciando amostras de formações ferríferas de Senador Elói de Sousa tendendo a campos de margens continentais ativas com transições a arcos de ilha.	189
Fig. III.17 - Resumo esquemático do quadro geotectônico existente no período da gênese das rochas na área de trabalho durante o neo-arqueano. Ambiente de oceano em estágio evolucionário avançado, com uma cadeia oceânica prestes a subductar. As mesmas conclusões quanto a ambientação geotectônica são tiradas por Abrahão Filho et al. (2016), estudando rochas metamáficas e piroxeníticas (piroxeno-ferríferas) de Serra Caiada. A Fig. B trata-se de um zoom da Fig. A, indicado por polígonos vermelhos tracejados. Abreviações: SCMVS - Serra Caiada Meta-volcano-sedimentary Sequence, PJC - President Juscelino Complex, RTC - Riacho das Telhas Complex.	190

ÍNDICE DE TABELAS

CAPÍTULO II

Table II.1 - Mineralogy and petrographic summary of SNB, from the top to basis	63
Table II.1 - Continuation. Abbreviations: Act - Actinolite; Ap - Apatite; Bt - Biotite; Cal - Calcite; Ccp - Chalcopyrite; Cpx - Clinopyroxene; Di - Diopside; Fs - Ferrosilite; Fsp - Feldspar; Grt - Garnet; Gru - Grunerite; Hbl - Hornblende; Hd - Hedenbergite; Ilm - Ilmenite; Mag - Magnetite; Oli - Olivine; Opx - Orthopyroxene; Plg - Plagioclase; Po - Pyrrhotite; Pyr - Pyrite; Qtz - Quartz; Scp - Scapolite; Ttn - Titanite; Zrn - Zircon.	64
Table II.2 - Microprobe analysis of olivine grains of Upper Pyroxenitic Association, samples F1-01, F1-02 e F1-04.	75
Table II.3 - Microprobe analysis of olivine grains of Clinopyroxenitic Association, samples F1-12 and F1-13.	76
Table II. 4 - Microprobe analysis of pyroxene grains of Upper Pyroxenitic Association, sample F1-01 (continuation).	79
Table II.5 - Microprobe analysis of pyroxene grains of Upper Pyroxenitic Association, samples F1-02 and F1-04.	80
Table II.6 - Microprobe analysis of pyroxene grains of Clinopyroxenitic Association , samples F1-	81

11 and F1-12.	
Table II.7 - Microprobe analysis of pyroxene grains of Clinopyroxenitic Association, sample F1-13.	82
Table II.8 - Microprobe analysis of pyroxene grains of Clinopyroxenitic Association, samples F1-15 and F1-17.	83
Table II.9 - Microprobe analysis of pyroxene grains of Clinopyroxenitic Association, sample F1-18.	84
Table II.10 - Microprobe analysis of pyroxene grains of Clinopyroxenitic Association, sample F1-19.	85
Table II.11 - Microprobe analysis of pyroxene grains of Clinopyroxenitic Association, sample F1-20.	86
Table II.12 - Microprobe analysis of pyroxene grains of Main Mafic Zone, sample F1-08.	87
Table II.13 - Microprobe analysis of pyroxene grains of one of DD-006 Minor Mafic Body, samples F6-01 e F6-03.	88
Table II.14 - Microprobe analysis of pyroxene grains of one of DD-006 Minor Mafic Body, sample F6-03B.	89
Table II.15 - Microprobe analysis of amphibole grains of Upper Pyroxenitic Association and the Clinopyroxenitic Association, samples F1-02, F1-04 e F1-18. Abbreviations: Oli - Olivine, Mag - Magnetite, Gru - Grunerite, Hbl – Hornblende.	90
Table II.16 - Microprobe analysis of amphibole grains of Main Mafic Zone, sample F1-07.	91
Table II.17 - Microprobe analysis of amphibole grains of DD-006 Minor Mafic Body, sample F6-02.	92
Table II.18 - Microprobe analysis of grunerite grains of Upper Pyroxenitic Association and the Clinopyroxenitic Association, samples F1-05, F1-11, F1-17 e F1-20. Abbreviation: Gru - Grunerite.	93
Table II.19 - Microprobe analysis of plagioclase grains of Main Mafic Zone, sample F1-06.	94
Table II.20 - Microprobe analysis of plagioclase grains of Main Mafic Zone, sample F1-07.	95
Table II.20 - Continuation.	96
Table II.21 - Microprobe analysis of plagioclase grains of Main Mafic Zone, sample F1-08.	97
Table II.22 - Microprobe analysis of plagioclase grains of Main Mafic Zone, sample F1-09.	98
Table II.23 - Microprobe analysis of plagioclase grains of quartz-feldspatic vein, sample F1-11.	99
Table II.24 - Microprobe analysis of plagioclase grains of DD-006 Minor Mafic Body, sample F6-01.	100
Table II.24 - Continuation.	101
Table II.25 - Microprobe analysis of plagioclase grains of DD-006 Minor Mafic Body, sample F6-02.	102
Table II.25 - Continuation.	103
Table II.26 - Microprobe analysis of plagioclase grains of DD-006 Minor Mafic Body, samples F6-03 and F6-05.	104
Table II.26 - Continuation.	105
Table II.27 - Microprobe analysis of magnetite grains of UPA, sample EAF-026.	107
Table II.28 - Microprobe analysis of magnetite grains of UPA, sample F1-02.	108
Table II.29 - Microprobe analysis of magnetite grains of iron formation intercalated with metamafic rocks of Minor Mafic Body, sample F5-02.	109
Table II.30 - Microprobe analysis of magnetite grains of metamafic rocks of Main Mafic Zone, samples F1-08 e F1-09.	110
Table II.31 - Microprobe analysis of magnetite grains of metamafic rocks of Minor Mafic Body, sample F6-01.	111
Table II.31 - Continuation. Microprobe analysis of magnetite grains of metamafic rocks of Minor Mafic Body, samples F6-01 e F6-03.	112
Table II.31 - Continuation. Microprobe analysis of magnetite grains of metamafic rocks of Minor Mafic Body, sample F6-03.	113
Table II.32 - Whole rock geochemistry of major, minor and trace elements from pyroxenitites and gruneritite of SNB. Abbreviations: Mag- Magnetite, Cal- Calcite, Scp - Scapolite, Di- Diopside, Hd- Hedenbergite, Oli- Olivine, Gru- Grunerite.	119
Table II.32 - Continuation. Whole rock geochemistry of trace elements and REE from pyroxenitites and gruneritite of SNB.	120
Table II.33 - Whole rock geochemistry of major, minor and trace elements from metamafic rocks.	121
Table II.33 - Continuation. Whole rock geochemistry of trace elements and REE from metamafic rocks.	122
Table II.34 - Summary of U/Pb data for sample EAF-293 (magnetite-ferrosilite clinopyroxenitite).	127
Table II.34 - Continuation. Summary of U/Pb data for sample EAF-293 (magnetite-ferrosilite clinopyroxenitite).	128
Table II.35 - Sm-Nd isotopic data for Serra Negra's metamafic rocks and pyroxenitites	130

CAPÍTULO III

Tabela III.1 - Resultados analíticos de microsonda eletrônica para cristais de magnetita da amostra TG-058 de formação ferrífera.	165
Tabela III.2 - Resultados analíticos de microsonda eletrônica para cristais de magnetita da amostra TAM-093 de formação ferrífera	166
Tabela III.3 - Resultados analíticos de microsonda eletrônica para cristais de magnetita da amostra TAM-004 de formação ferrífera	167
Tabela III.4 - Estatística resumida baseada nas análises de microsonda eletrônica para cristais de magnetita nas amostras selecionadas na área de trabalho: TAM-093, TAM-004 e TG-058. A análise estatística das amostras EAF-026, F1-02 e F5-02 foram feitas a partir dos dados apresentados em Abrahão Filho et al. (2016), nas rochas piroxeníticas e formações ferríferas das imediações de Serra Caiada.	168
Tabela III.5 - Resultados analíticos de rocha total para formações ferríferas dos Grupos A e B.	177
Tabela III.5 - Continuação. Resultados analíticos de rocha total para formações ferríferas dos Grupos A e B.	178
Tabela III.6 - Resultados analíticos de rocha total para formações ferríferas do Grupo C	179
Tabela III.6 - Continuação. Resultados analíticos de rocha total para formações ferríferas do Grupo C	180

CAPÍTULO I

1. INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação e Objetivos

O presente trabalho resulta de atividade de pesquisa realizada sobre formações ferríferas, rochas máficas e litologias piroxeníticas exóticas de origem dúbia, mapeadas na porção central do Maciço São José do Campestre (MSJC), núcleo arqueano localizado no nordeste do Brasil. Para esse estudo, duas áreas distintas foram investigadas situadas no estado do Rio Grande do Norte (Fig. 1.1).

Os objetivos específicos dessa dissertação foram: i) mapear e realizar amostragem de rocha em escala de 1:25.000 sobre a área situada a oeste da cidade de Senador Elói de Sousa (Fig. 1.1), buscando delimitação de corpos de formações ferríferas e suas associações litológicas; ii) mapear e realizar amostragem de rocha em escala de 1:5.000, fazendo uso também de descrições e amostragens de furos de sondagem rotativa diamantada, sobre a área situada a nordeste da cidade de Serra Caiada (Fig. 1.1), com o intuito de entender as relações entre rochas máficas, rochas piroxeníticas, formações ferríferas e grunerititos; iii) estudo da química mineral de magnetita, olivina, piroxênios, anfibólios e plagioclásios, com a finalidade de usá-los como indicadores petrogenéticos e caracterizadores geoquímicos; iv) aplicação de geoquímica dos elementos maiores, menores, traços e terras raras a partir de análises de rocha total; v) realização do método de isótopos de Sm-Nd em rocha total para o entendimento da gênese e natureza da fonte do material componente das rochas foco; vi) utilização do método de datação U/Pb em zircões provenientes de rochas piroxeníticas. Esses objetivos visaram uma maior contribuição ao cerne genético das rochas do MSJC, além de apresentarem um viés metalogenético e prospectivo.

O escopo da dissertação de mestrado é apresentado na forma de dois artigos a serem submetidos em publicações de revistas internacionais. O primeiro responde pelo seguinte título: "*Tholeiitic high-Fe mafic magmatism and the protolith of mesoarchean iron-rich exotic pyroxenitic rocks in São José do Campestre Massif, NE Brazil*". Tal artigo representa o conteúdo do Capítulo II dessa dissertação e será submetido no periódico "*Precambrian Research*", após eventual desmembramento. O segundo é intitulado "Petrografia, Química Mineral de magnetita e Geoquímica das formações ferríferas da porção central do Maciço São José do Campestre, região de Senador Elói de Sousa, Rio Grande do Norte, Brasil", representando o conteúdo do Capítulo III da dissertação. Esse artigo será submetido no periódico "*Ore Geology Reviews*", após tradução para a língua inglesa. Espera-se que esses artigos sirvam como um novo referencial para o estudo da gênese e de processos ígneos, metamórficos, metassomáticos e metalogenéticos relativos às rochas do MSJC e de outros núcleos cratônicos arqueanos.

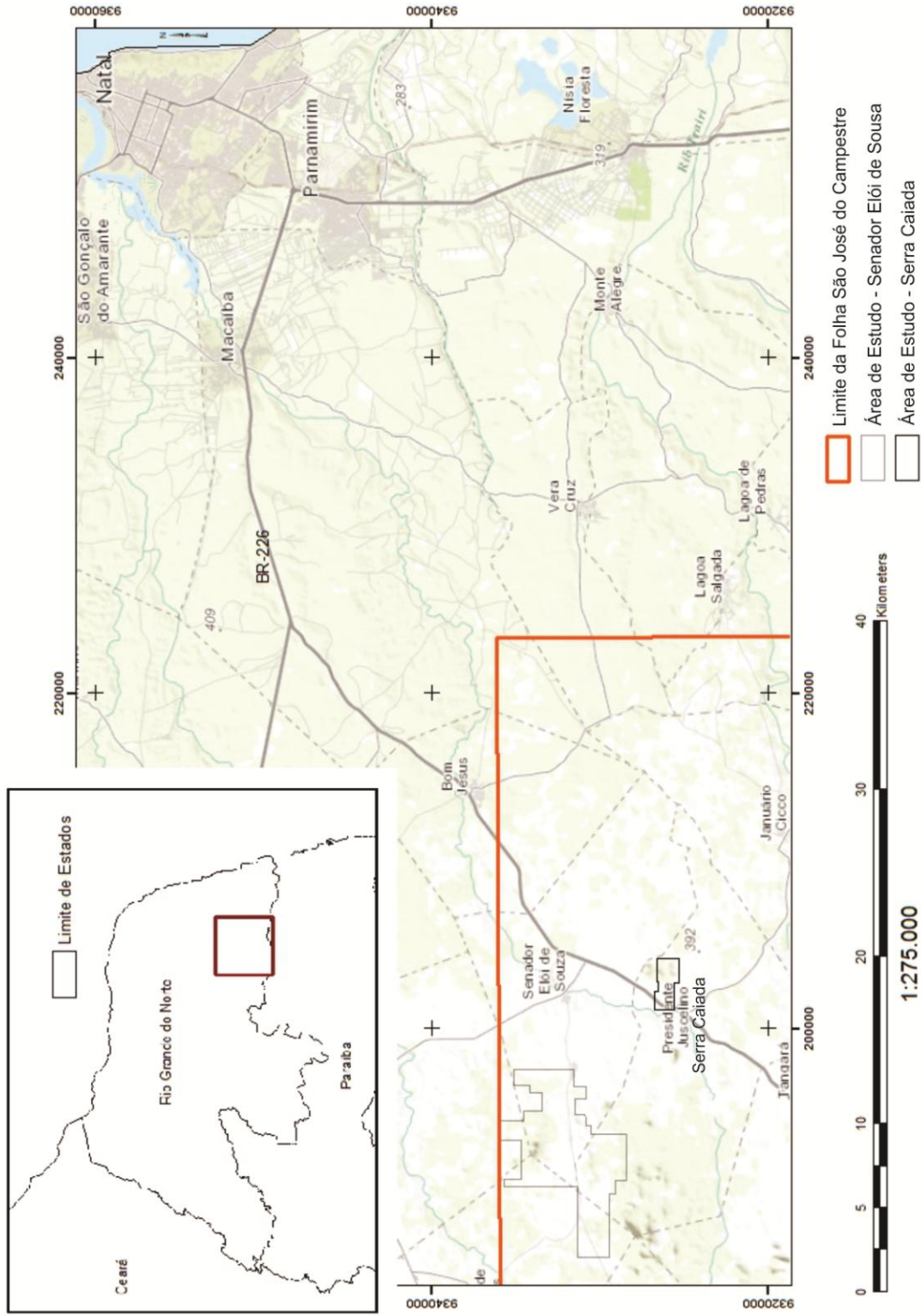


Fig.II.1 - Mapas de localização e de situação das áreas de trabalho sobrepostos ao Mapa Planialtimétrico regional. As linhas cinzas escuras representam estradas pavimentadas principais; as cinzas claras vias vicinais. O município Presidente Juscelino emancipou, mudando de nome, tratando-se atualmente de Serra Caiada.

1.2. Localização e Fisiografia

O polígono estudado tem aproximadamente 226 km² e engloba regionalmente duas áreas, uma de 4 km² e outra de 45 km², inseridas respectivamente nos municípios de Serra Caiada e Senador Elói de Sousa (Fig. 1.1). Partindo da capital Natal até as áreas de trabalho segue-se pelas rodovias federais BR-304 até o início da BR-226 que dá acesso às cidades de Bom Jesus, Senador Elói de Sousa, Serra Caiada e Tangará. As áreas de estudo encontram-se proximais e adjacentes à BR-226 e estão separadas por aproximadamente 7 km em linha reta (Fig. 1.1).

A fisiografia da região é formada por terrenos pouco acidentados, compostos por espaçados morros e pequenos morrotes de unidades mais ricas em sílica que as vizinhas. Esses morrotes variam entre cotas de 20 a 30 metros do sopé até o topo côncavo, passando por vertentes médias a suaves, quando formados sobre rochas máficas mais resistentes e supracrustais silicosas. Quando são nucleados em granitóides ou gnaisses, os morros apresentam topos côncavos suaves e vertentes médias a íngremes, chegando a atingir 80 metros de desnível entre topo e base.

1.3. Materiais e Métodos

1.3.1. Mapeamento Geológico

O mapeamento geológico fora feito em duas etapas de campo totalizando 18 dias. A primeira etapa ocorrera no mês de março de 2014 e atendeu basicamente ao detalhamento 1:25.000 da área à oeste de Senador Elói de Sousa, buscando a cartografia de formações ferríferas e suas associações litológicas. A segunda etapa, ocorrida em fevereiro de 2015, objetivou a conclusão do mapa da área supracitada e o mapeamento 1:5.000 da área proximal à Serra Caiada, buscando detalhamento de rochas máficas e piroxeníticas do Corpo de Serra Negra, outrora mapeado a 1:100.000 como um dos corpos do Complexo Riacho das Telhas por Dantas et al. (2004).

Para realização do mapa de semi-detalle, foram executados tanto perfis geológicos perpendiculares ou oblíquos à estruturação principal, como pontos isolados e pontos de controles de fácil aquisição, por exemplo, em estradas e acessos vicinais. A aquisição dos dados de campo do mapa de detalhe fora realizada sobre linhas de picada de 500 metros de comprimento espaçadas de 100 metros, abertas perpendiculares à orientação preferencial das rochas máficas e piroxeníticas, obedecendo a um intervalo amostral de 50 metros. Onde não existiam picadas, a vegetação rala e pouco densa, bem como afloramentos no corte da estrada principal, complementaram os caminhamentos de detalhe.

Por toda a região a ocorrência de afloramentos é restrita, sendo que dos 537 pontos adquiridos durante os mapeamentos, 107 configuravam de fato afloramentos enquanto o restante ou tratam-se de blocos in situ ou levemente rolados, ou tratavam-se de solos residuais que refletem uma determinada litologia. A respeito de blocos in situ, é importante citar que

muitos preservam a orientação principal da unidade considerada, refletindo em linhas e adensamentos de blocos ordenados de acordo com um determinado *trend*. Esse *trend*, por sua vez, corroborou as medidas e a orientação dos lineamentos de imagem de satélite e de geofísica, servindo, dessa forma, como um forte auxiliador para o controle cartográfico.

Durante os trabalhos de superfície foram coletadas amostras que atenderam à petrografia, química mineral e geoquímica. Também foram aproveitados dados de geoquímica e redescrita a petrografia de mais 10 amostras internas às áreas de estudo, derivadas de trabalhos pretéritos executados pelo grupo de pesquisa e dos trabalhos de Figueiredo (2012) e Silva Filho (2012).

Para armazenamento dos dados de campo, estudos dos afloramentos e amostras *in locu* foram utilizados: GPS Garmin 62, Martelo e Marreta Estwing Cabo Curto e Longo, Bússolas Brunton e Clark, lupas de bolso, imãs, solução de HCl a 10%, Molibdato de Amônia, cadernetas, pranchetas, escalímetro, régua, etc.

Mosaicos de imagens de satélite do *Google Earth Pro*® numa resolução de 4K UHD (*Ultra High Definition*) e imagem *Landsat SPOT* com resolução de 10 metros auxiliaram na forma de mapas base para o campo, bem como na delimitação e interpretação dos contatos litológicos e traçados de lineamentos estruturais. Imagens geofísicas regionais de Sinal Analítico e Primeira Derivada de Campo Magnético da CPRM, Folha São José do Campestre, contribuíram para detecção e delimitação de corpos de formações ferríferas, rochas máficas e piroxeníticas, bem como no traçado de descontinuidades geológicas.

1.3.2. Petrografia

Um total de 58 lâminas delgadas polidas foi confeccionado visando descrição de silicatos, outros minerais formadores de rocha em microscópio de luz transmitida e minerais opacos tais quais óxidos e sulfetos em microscópio de luz refletida. 33 amostras são de superfície e 35 são derivadas de coletas pontuais de furos de sondagem rotativa diamantada. As descrições macroscópicas dos furos foram feitas metro a metro, intervalo por intervalo.

Foram utilizados os seguintes microscópios petrográficos: *Zeiss Photomicroscope III* do Grupo de Metalogênese da Universidade Federal da Bahia e *Olympus BX60* pertencentes ao Laboratório de Microscopia e ao Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. As fotomicrografias foram obtidas por meio de câmera fotográfica modelo *Olympus SC36 Type 123* acoplada ao microscópio.

1.3.3. Química Mineral

As análises de química mineral foram distribuídas em 29 lâminas, e contemplaram cristais de olivina, piroxênios, anfibólios, plagioclásio e magnetita. As análises foram realizadas através de uma microssonda eletrônica modelo JEOL JXA-8230, pertencente ao Laboratório de Microssonda Eletrônica da Universidade de Brasília. A voltagem usada na operação para

silicatos fora de 15 kV com uma corrente de análise de $20,10 \pm 0,10$ nA; para óxidos a voltagem fora de 25 kV com uma corrente de $50,10 \pm 0,10$ nA. Para silicatos foram analisados SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Cr_2O_3 , V_2O_3 , MnO , MgO , NiO , Cl e F . Para os cristais de magnetita, foram analisados: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Cr_2O_3 , V_2O_3 , MnO , MgO , NiO , ZnO , SnO_2 e CoO .

Os resultados de química mineral são analisados na forma de porcentagem em peso de óxidos, bem como em proporções catiônicas, fórmulas químicas estruturais, componentes moleculares e diagramas de variações químicas. Para isso foram organizadas tabelas no *software* Excel ® (Pacote Office® Windows 7®), atendendo a recomendações, cálculos e fórmulas predefinidas por Deer et al. (1992) para cálculos das fórmulas estruturais, Droop (1987) para a proporção $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, e Morimoto (1990) para cálculo da química geral dos piroxênios. A distribuição dos componentes moleculares dos piroxênios é dada de acordo com o método de Cawthorn & Collerson (1974). Os valores sugeridos e estimados para pressão de formação da hornblenda a partir da sua composição são baseados no método geobarométrico de Schmidt (1992) a partir da fórmula $P(\pm 6 \text{ Kbar}) = - 3,01 + 4,76*(\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}})$, definida por calibração experimental. Na equação P é a pressão em quilobares, Al^{IV} é o átomo de alumínio de valência quatro e Al^{VI} é o alumínio de valência seis na sua fórmula estrutural. As classificações utilizadas obedecem às recomendações da IMA, *International Mineralogical Association*.

1.3.4. Litogeoquímica

Foram realizadas determinações de elementos maiores, traços e terras raras em 68 amostras que contemplaram formações ferríferas, rochas máficas e piroxeníticas. As amostras foram enviadas para análise no laboratório *AcmeLabs Bureau Veritas Commodities Canada Ltd*. O método usado consta de submeter as amostras à calcinação à 1000°C para perda de voláteis, para posterior fusão com tetraborato de lítio. Os íons de elementos maiores são captados por Fluorescência de Raios-X (FRX) ou por ICP-AES, enquanto os de elementos menores, traços e terras raras foram captados por ICP-MS. Os gráficos utilizados para tratamento desses dados foram confeccionados nos *softwares* Excel ® (Pacote Office® Windows 7®), *Petrograph* (Petrelli 2007) e *Corel Draw X7*®.

1.3.5. Análise Isotópica – Método Sm-Nd

As análises de isótopos de Sm e Nd foram executadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília de acordo com os métodos descritos a seguir, definidos a partir de Gioia e Pimentel (2000). As nove amostras selecionadas foram primeiramente britadas, separando a porção fresca da capa de alteração para em seguida serem pulverizadas em moinho de anéis e cilindros. Após a preparação de cada amostra os equipamentos são limpos para evitar qualquer contaminação de uma amostra para outra. A cada amostra foram pesados 300 mg de rocha pulverizada para as máfico-ultramáficas e 150

mg para as demais. Em todas as amostras foi adicionado 30 mg de *spike* que consiste em uma solução líquida traçadora com uma concentração conhecida de tal elemento cuja composição isotópica foi modificada para enriquecer em um de seus isótopos. Essa quantidade de *spike* é adicionada à amostra a fim de garantir que haja uma quantidade suficiente do isótopo para ser lida no equipamento. O volume de *spike* que foi adicionado foi deduzido ao final do valor analítico da amostra. Após esse procedimento, 50 mg das amostras são dissolvidas em ácido e levadas para colunas de cromatografia onde se fez a purificação e separação química de Sm e Nd. As razões isotópicas de Sm e Nd foram medidas em espectrômetro de massa multi-coletor *Finnigan MAT 262*.

Idades modelo do manto depletado (*depleted mantle*, T_{DM}) foram calculadas a partir DePaolo (1981) e levam em conta a nucleação de crosta continental a partir do manto. A curva DM (Depleted Mantle) ilustra a evolução do manto empobrecido em Elementos Terras Raras Leves (ETRL) em algum momento da história geológica a partir da retirada de magma mantélico para a construção da crosta. A notação dos valores de $\epsilon_{Nd}(0)$ refere-se ao tempo atual, e o cálculo é realizado com base nas análises de $^{143}Nd/^{144}Nd$ de laboratório. $\epsilon_{Nd}(T)$ representa a composição isotópica da crosta em um determinado tempo T. Valores de ϵ_{Nd} positivos sugerem fontes do manto empobrecidas em ETRL, enquanto que ϵ_{Nd} negativos são sugestivos de rochas provenientes de fusão da crosta (retrabalhamento de crosta continental antiga ou contaminação crustal). A idade modelo T_{DM} resulta do intercepto da reta com a curva DM e a idade modelo T_{CHUR} , com o intercepto à curva CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*). Tal reta indica o intervalo de tempo no qual o magma foi extraído do manto.

1.3.6. Geocronologia – Método U/Pb

As análises geocronológicas de U/Pb foram desenvolvidas no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Para tal, grãos de zircão de uma amostra superficial de piroxenitito (FEM-263) foram selecionados a mão, colocados em uma fita adesiva, armazenados em resina e polidos até aproximadamente metade de suas espessuras originais. As análises de U/Pb foram realizadas em um Espectrômetro de Massa Multi-Coletor modelo *Thermo Finnigan Neptune* acoplado a um ICP, seguindo os métodos descritos por Bühn et al. (2009). Tal método permite a obtenção de razões isotópicas com alta resolução espacial de micrômetros. Para redução dos dados e cálculo das idades foram usados os programas PBDAT (Ludwig 1993) e ISOPLOT-Ex (Ludwig 2001). Os erros isotópicos ficaram na faixa de 1σ .

2. GEOLOGIA REGIONAL

2.1. Província Borborema

O MSJC está localizado no NE da entidade geotectônica Brasiliano–Pan-Africana definida por Almeida et al. (1981) como a Província Borborema (PB) (Fig. 1.2A). A PB ocupa

uma área de aproximadamente 400.000 km² e é delimitada a norte e a leste pelo Oceano Atlântico e pela Bacia Fanerozóica Potiguar, a sul-sudoeste pelo Cráton do São Francisco, a oeste pela Bacia do Parnaíba, a qual encobre os contatos entre a PB, Cráton Amazônico e Cráton São Luis (Fig. 1.2A). Bacias fanerozóicas e coberturas sedimentares recentes recobrem atualmente a região (Caby et al. 1991; Trompette 1994; Jardim de Sá 1994; Dantas et al. 2004).

De acordo com Almeida et al. (1977, 1981) a PB é formada pela tectônica direcional ocorrida entre os crátons Amazônico, Oeste Africano–São Luis, São Francisco–Congo, a qual controlou o choque entre blocos crustais arqueanos e paleoproterozóicos como o MSJC, arcos magmáticos e sequências supracrustais (Fig. 1.2A). Tal evento geotectônico é resultado de colisões ocorridas durante as Orogêneses Cariris-Velho (1.1 – 0.9 Ga) e Brasileira (0.7 – 0.6 Ga). Os blocos crustais funcionam como anteparo para as faixas móveis, e ambos representam uma série de terrenos alóctones (Brito Neves 1983; Caby et al. 1991; Jardim de Sá 1994; Brito Neves et al. 1995; Brito Neves et al. 2000; Brito Neves et al. 2001).

Na PB, a marcada estruturação W-E com inflexões a SW-NE forma um complexo arranjo de mega-estruturas onde seus contatos refletem em mudanças bruscas da história geológica cartografada. Essa estruturação é facilmente visualizada em imagens de satélite e confirmada por modelagens gravimétricas regionais (Oliveira & Santos 1993; Jardim de Sá et al. 1997). Configuram zonas de cisalhamento essencialmente transcorrentes que evoluem localmente a empurrões (faixas), as quais delimitam complexos gnáissico-migmatíticos a granulíticos menos deformados (domínios), sendo assim divididos (Jardim de Sá 1994; Brito Neves et al. 1995; Brito Neves et al. 2000; Brito Neves et al. 2001): Faixa Sergipana, Faixa Riacho do Pontal, Faixa Seridó, Faixa Orós-Jaguaribe, Faixa Noroeste do Ceará, Domínio da Zona Transversa, Domínio Ceará Central e Domínio Rio Grande do Norte (Fig. 1.2A). Esses compartimentos são todos afetados por expressiva granitogênese Brasileira sin a pós-colisional (Jardim de Sá 1994; Brito Neves et al. 1995; Brito Neves et al. 2000; Brito Neves et al. 2001).

As faixas são cinturões móveis neoproterozóicos compostos por rochas metavulcanossedimentares de margem continental, sequências plataformais e pelágicas. Estas foram gradualmente deformadas e cavalgadas umas sobre as outras, sobre os maciços crustais preservados e sobre o cráton do São Francisco durante as colisões brasileiras (Brito Neves et al. 2000; Brito Neves et al. 2001; Caxito & Uhlein 2013). Lascas do embasamento e intrusões máfico-ultramáficas complementam a assembleia litológica (Brito Neves et al. 2000; Brito Neves et al. 2001; Caxito & Uhlein 2013). Destaque para Faixa Seridó (FS) que tem o MSJC a leste como anteparo direto, e é constituída principalmente por xistos paraderivados ou hidrotermarizados, bem como por outras supracrustais. As unidades da FS foram deformadas pela ação de um corredor de cisalhamento meso a neoproterozóico delimitado a leste pela Zona de Cisalhamento Picuí–João Câmara, a sul pela Zona de Cisalhamento Patos e a norte por um complexo sistema de estruturas dúcteis transversais, Zona Transversal, que a divide do Domínio Rio Grande do Norte (Fig. 1.2A; Jardim de Sá 1994).

Os Domínios são representados por um conjunto de rochas supracrustais mono e/ou policíclicas arqueanas a mesoproterozóicas, englobando parte do embasamento gnáissico-migmatítico, sendo total ou parcialmente preservados dos esforços tectônicos atuantes sobre as faixas. Ao norte do Lineamento Patos, limitado a leste e norte pelas coberturas fanerozóicas das Bacias Potiguar e Pernambuco-Paraíba e a oeste pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu, está localizado o Domínio Rio Grande do Norte onde está inserido o MSJC.

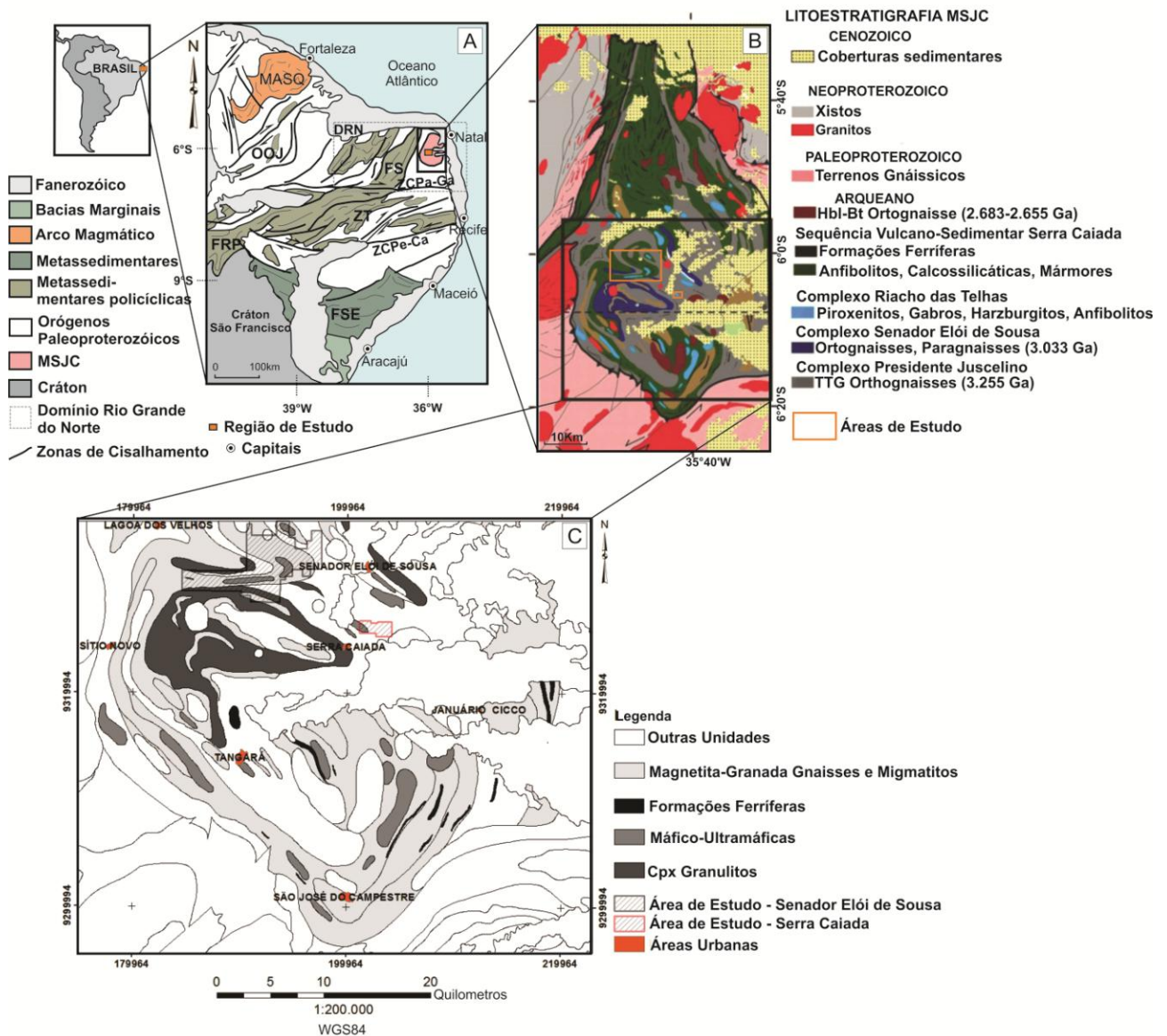


Fig. 1.2 - Mapas Regionais referentes às áreas de trabalho. **A.** Mapa Geológico Simplificado da PB (modificado de Jardim de Sá 1994) e sua localização na América do Sul. Siglas: OOJ - Orógeno Orós-Jaguaribe, ZCPe-Ca - Zona de Cisalhamento Pernambuco-Camarões, ZCPa-Ca - Zona de Cisalhamento Patos-Garoa, DRN - Domínio Rio Grande do Norte, FS - Faixa Seridó, ZT - Zona Transversal, FRP - Faixa Riacho do Pontal, FSE - Faixa Sergipana, MASQ - Arco Magmático Santa Quitéria; **B.** Mapa Geológico do MSJC (modificado de Dantas et al. 2004); **C.** Mapa Geológico do Sul do MSJC (modificado de Dantas et al. 2004).

2.2. Domínio Rio Grande do Norte

O Domínio Rio Grande do Norte (DRN) ocupa uma área de mais de 150.000 km² (Fig. I.2A; Dantas et al. 2004). A maior parte do seu embasamento é compreendida por abundantes ocorrências de ortognaisses tonalíticos a granodioríticos enriquecidos ou retrabalhados, e por paragneisses subordinados de idades variando entre 2.19 e 2.15 Ga (Dantas et al. 2004).

Este segmento representa um terreno heterogêneo em termos de deformações e litologias sendo truncado em sua extensão sul e centro-leste pelos xistos e estruturas que atingem o embasamento da FS. Valores de ϵ_{Nd} negativos indicam que houve envolvimento de crosta siálica antiga derivada de manto enriquecido (Brito Neves et al. 2000), a qual fora intensamente retrabalhada em diferentes níveis crustais durante eventos tectônicos sucessivos, desde o Arqueano até o Neoproterozóico (Jardim de Sá 1994; Dantas 1997).

2.3. O Maciço São José do Campestre

Segundo Dantas et al. (2004) o MSJC é um bloco crustal arqueano que ocupa uma área de aproximadamente 6000 km², relativamente pequena para um núcleo cratônico (Fig. I.2B e I.2C). O MSJC é formado por um conjunto de rochas formadas ao longo de aproximadamente 700 milhões de anos (3.41 – 2.65 Ga), posteriormente afetadas por eventos tectono-metamórficos no Paleoproterozóico – entre 2.15 e 2.0 Ga – e por expressivo retrabalhamento crustal durante a Orogênese Brasileira no Neoproterozóico (Almeida 1977, 1981; Brito Neves 1983; Jardim de Sá 1994; Brito Neves et al. 1995; Brito Neves et al. 2000; Brito Neves et al. 2001) O MSJC representa o mais antigo fragmento de crosta continental existente na plataforma Sul Americana (Dantas et al. 2004).

O Maciço é limitado a sul por embasamento gnaissico-migmatítico controlado pela Zona de Cisalhamento Patos, e a leste e norte por coberturas sedimentares recentes e pelo Oceano Atlântico (Fig. I.2; Brito Neves et al. 2000; Brito Neves et al. 2001; Dantas et al. 2004). Sua base litoestratigráfica é formada por ortognaisses constituintes do Gnaiss Bom Jesus (3.45Ga) e do Complexo Presidente Juscelino (3.35-3.12 Ga), os quais possuem afinidade geoquímica tonalito-trondjhemito-granodiorítica (TTG), associados a anfibolitos calcíticos. O complexo Senador Elói de Sousa (3.03 Ga) constituído por calcossilicáticas, gnaisses granadíferos e anfibolitos paraderivados, configura a terceira unidade geológica mais antiga.

Compondo as litologias máfico-ultramáficas, o Complexo Riacho das Telhas (CRT) é intrusivo a esses domínios supracitados e engloba piroxenitos, magnetita-cromita piroxenitos e olivina piroxenitos (Dantas et al. 2004), lherzolitos, wherlitos (Alves de Jesus 2011), olivina gabros, gabros e anfibolitos (Abrahão Filho et al. 2016). No topo da estratigrafia, as supracrustais são compostas por rochas da Sequência Metavulcanossedimentar Serra Caiada (SMVSC), formada por gnaisses quartzo-feldspáticos, cherts, metarenitos, xistos, calcossilicáticas, mámore e formações ferríferas (Fig. I.2B).

Todas essas litologias estão equilibradas em fácies anfibolito alto a granulito e são intrudidas por sucessões de granitos tardios (Dantas et al. 2004).

Rochas componentes do CRT e do SMVSC tais quais máficas, piroxeníticas e formações ferríferas são os objetos de estudo desta dissertação.

3. ESTADO DA ARTE DOS OBJETOS DE ESTUDO

3.1. Rochas máfico-ultramáficas

O critério primordial para que uma rocha seja definida como máfica ou ultramáfica, além do requisito de ter uma origem ígnea, é a menor ou maior predominância de silicatos ferro-magnesianos, tais quais olivinas, piroxênios e espinélios. As rochas máfico-ultramáficas são importantes marcadores genéticos e geotectônicos, visto que fornecem informações valiosas a respeito da gênese de magmas basálticos e domínios da fonte mantélica (Gill 2010).

O éon Arqueano é caracterizado pelo menor volume da crosta continental, maior distribuição areal da crosta oceânica e, por conseguinte, maior influência mantélica direta nos processos magmatogênicos do planeta. Dessa maneira, os magmas formados durante esse éon continham um alto teor de MgO e FeO. Esses magmas comumente compõem rochas de filiação toleítica-komatiítica consideradas como fontes de informações para estudo das condições físico-químicas mantélicas (Anhaeusser 2001). Rochas máficas e ultramáficas arqueanas, principalmente as componentes de *greenstone belts*, são interpretadas como de ambientes de cordilheiras meso-oceânicas, platôs oceânicos, arcos de ilha e zonas de supra-subducção em arcos de ilha. Os termos máfico-ultramáficos antigos pouco diferem quando comparados aos mais jovens (Wyllie 1967; Storey et al. 1991; Arndt 1994; Polat & Wyman 1998; Pearce 2008; Furnes et al. 2014; Polat 2014).

As cordilheiras meso-oceânicas fazem parte do contexto tectônico de maior atividade vulcânica em nosso planeta, considerando qualquer momento do tempo geológico. Apesar disso, pelo caráter pouco evoluído dessas rochas formadas nesse ambiente, a variação geoquímica desses litotipos não é acentuada. Rochas basálticas de cordilheira oceânica (MORB's, *Mid-Ocean Rock Basalts*) são toleítos de baixo potássio variando composicionalmente de picritos com alto MgO a ferrobasaltos e ferrotitanobasaltos de alto FeO, respectivamente divididas em tipo-N (normais) e tipo-E (enriquecidas). Apesar de petrograficamente similares aos basaltos OIB, os MORB contêm baixas concentrações de elementos litófilos de maior número atômico (incluindo K, Rb, Ba, Cs), de ETRL, de elementos voláteis e de outros elementos traços tais quais Th, U, Nb, Ta e Pb (Perfit 2001).

Complexos intraplaca oceânicos do tipo Arco de Ilha (OIB, *Ocean Island Basalts*), são gerados a grandes profundidades e, embora apresentem maiores espectros composicionais que MORB's, contêm concentrações elevadas em elementos incompatíveis, podendo ser toleíticos ou alcalinos (Kerrych & Wiman 1996; Gill 2010). Evidenciam empobrecimento em elementos terras raras pesados (ETRP), tendo alto FeO e baixo Al₂O₃. São formados a altas pressões em aproximadamente 60 km de profundidade na base da litosfera, e assim

apresentam comportamento distinto aos MORB's gerados próximos à superfície (Philpotts 1990; Perfit 2001). A grande maioria dos toleítos Arqueanos de baixo K foi formada em ambientes do tipo OIB e contém alto teor de sílica, baixos conteúdos de incompatíveis, moderado conteúdo de compatíveis, padrões horizontalizados e pouco enriquecidos em ETRL, alto MgO, Ni e Cr, atribuídos aos elevados graus de fusão parcial da cunha mantélica durante a subducção da crosta oceânica (Condie 1985). Tanto basaltos do tipo OIB como MORB contêm acentuadas anomalias positivas de Nb detectadas em diagramas de elementos incompatíveis (Gill 2010).

Rochas geradas em zonas de supra-subducção (ZSS) de arcos de ilha tem sua gênese relacionada ao manto peridotítico hidratado sub-arco, onde a água é fornecida ao manto superior através de subducção da crosta oceânica (Furnes et al. 2014; Polat 2014). A geração de rochas ultramáficas ricas em hornblenda magmática seria uma evidência petrográfica da hidratação mantélica, a qual é corriqueira no recente e plausível no Arqueano (Polat 2014). Os diferentes padrões de ETR encontrados em hornblenditos, piroxênio hornblenditos, hornblenda piroxenitos e outras rochas ricas em hornblenda, são consistentes com uma fonte mantélica heterogênea, previamente enriquecida (Polat 2014). Acentuadas anomalias negativas de Nb e positivas de Pb verificadas em diagramas de elementos incompatíveis são apontadas por Polat (2014) e Furnes et al. (2014). Essas características são indicativas de ambientes de supra-subducção para suítes de rochas máfico-ultramáficas arqueanas do Complexo de Fiskensæset na Groelândia, e para sequências ofiolíticas dos *greenstone belts* de Isua na Groelândia, Barberton na África do Sul, Wawa no Canadá e Jormua na Finlândia (Polat 2014; Furnes et al. 2014).

Platôs oceânicos são feições geomorfológicas crustais que atingem dimensões maiores que $1 \times 10^5 \text{ km}^2$, sendo característicos por espessamentos da ordem de 30 km. São interpretados como resultado de descompressão de magmas derivados de plumas mantélicas quando as mesmas ascendem até a base da litosfera, tanto em contextos tectônicos de intraplaca oceânica como de arcos de ilha, sendo registrados basaltos de platô (OPB's, *Ocean Plateau Basalts*) ao longo de toda a história geológica. Devido às suas robustas características dimensionais, os platôs oferecem resistência a eventos de subducção e, por isso, via de regra, é possível encontrar suas seções superiores acrecionadas à crosta continental (Kerr 2014). Segundo Arndt (1994), platôs oceânicos de ambiente intraplaca configuram um dos conjuntos de rochas modernos análogos aos basaltos de *greenstone belts* arqueanos de afinidade toleítica-komatiítica. Por outro lado, de acordo com Kerrich & Wyman (1996), os originados em arcos de ilha denotam afinidades geoquímicas diversas num espectro que varia e evolui primordialmente de magmas toleíticos até posteriores calci-alcalinos, ambos de baixo K. As principais evidências que suportam a definição e existência desses platôs são as ocorrências de *pillow lavas* e komatiitos com valores de ϵ_{Nd} positivos, denotando contaminação crustal mesmo sem intercalações com rochas siliciclásticas terrígenas ou enxames de diques, as quais são características dos platôs modernos cretácicos a holocênicos (Kerr 2014).

Em suma, rochas basálticas recentes derivadas de distintos ambientes geotectônicos dentre os quais MORB, OIB, ZSS e OPB apresentam diferentes assinaturas de elementos traços (Polat 2014), de modo que o mesmo comportamento geoquímico também prevaleceu durante o Arqueano (Polat & Kerrich 2006). Assim, considera-se que temporalmente a composição química e as razões entre elementos constituintes de rochas máfico-ultramáficas pouco variaram (Polat 2014).

Em termos de disposição temporal no tempo geológico, nota-se que a maior incidência de formação de rochas máfico-ultramáficas evidentes em estudos de superfície está no final do Arqueano, entre 2.7 e 2.8 Ga, os quais são correlacionáveis com as maiores ocorrências de plumas mantélicas (Fig. 1.3; Isley & Abott 1999). Os picos de gênese máfico-ultramáfica coincidem com os principais picos de aparecimento de formações ferríferas, apontando dessa forma suas relações genético-temporais (Isley & Abott 1999).

No MSJC, o trabalho pioneiro de Alves de Jesus (2011) estuda unidades máficas e ultramáficas da Intrusão Riacho das Telhas e as compara quimicamente com basaltos alcalinos, MORB's, OIB's, komatiitos e toleítos continentais, sendo que seus padrões de ETR estão expressos na Fig. 1.4.

No decorrer da sua ascendência, magmas toleíticos e komatiíticos podem assimilar cristais devido à velocidade e turbulência dos fluxos gerados pela baixa viscosidade do fundido e pela alta temperatura, configurando um fator que pode vir a alterar a composição geoquímica dos mesmos (Huppert & Sparks 1985). Além disso, a superposição de eventos posteriores tais quais metamorfismo, metassomatismo, deformação e intemperismo são passíveis de obliteração das evidências primárias, causando desbalanceamento de massa elementar e alterações na composição química e mineral parental.

3.2. Piroxenititos ou rochas piroxeníticas exóticas

As altas percentagens modais de piroxênio, olivina e anfibólio não são por si só diagnósticos de gênese ígnea para um determinado litotipo. Alguns autores relatam rochas ricas em piroxênio + anfibólio ± quartzo ± magnetita, aflorantes entre gnaisses de domínios cratônicos arqueanos, as quais representam exemplos de litologias possivelmente não derivados diretamente de magmas, mas que são causadores de controvérsias a respeito de fontes primárias.

Siepierski (2008) aborda corpos de ortopiroxenititos sulfetados da Província Mineral de Carajás, situados no Complexo Xingu do Cráton Amazônico. São litotipos ricos em ortopiroxênio, hornblenda, escapolita e apatita, e o autor defende-os como derivados de alteração metassomática de rochas gnáissicas, devido a atuação de fluídos em condições de alta temperatura e baixa fO_2 . Esses ortopiroxenititos são característicos por conter médio teor de Mg (>3 wt.%), baixos Cr_2O_3 (< 0,01 wt.%; ou 22 a 71 ppm Cr) e TiO_2 (0,03 a 0,14 wt.%), sendo que a disponibilidade de Cr e Ti na rocha é incompatível com rochas derivadas de magmatismo máfico-ultramáfico. Outra característica importante é que o conteúdo de En

nessas amostras varia de 68 a 77,5% e não mostra correlação significativa com TiO_2 , Cr_2O_3 , CaO e Al_2O_3 da rocha total.

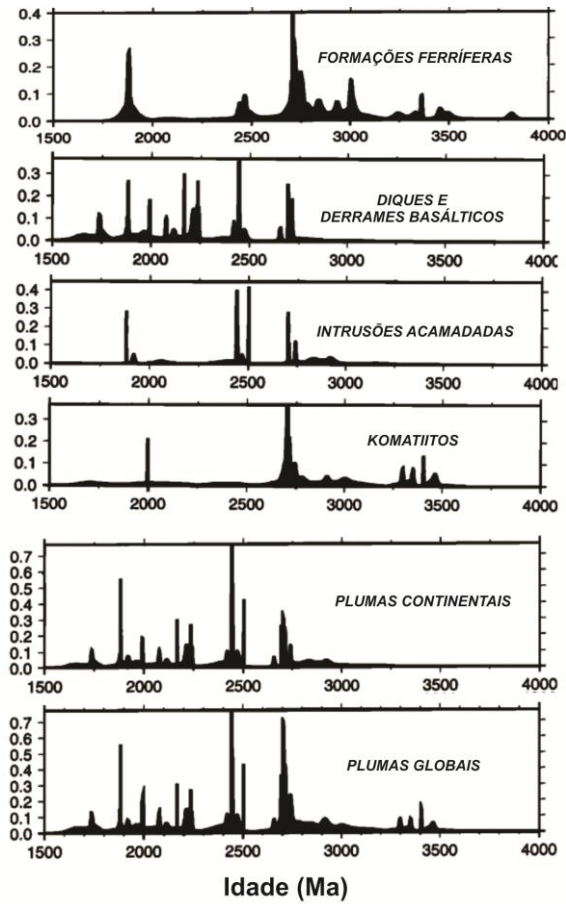


Fig. 1.3 - Séries temporais para ocorrências de FFs, diques e derrames basálticos, intrusões máfico-ultramáficas acamadadas, komatiitos, plumas continentais e plumas globais. Essas séries temporais foram geradas pela soma da distribuição gaussiana de unidade de área para cada tipo de assembléia máfico-ultramáfica (eixo vertical) em determinada idade dada em milhões de anos (eixo horizontal). Modificado de Isley & Abott (1999). Os principais picos são em 2.7 Ga, 2.45 Ga e 1.9 Ga.

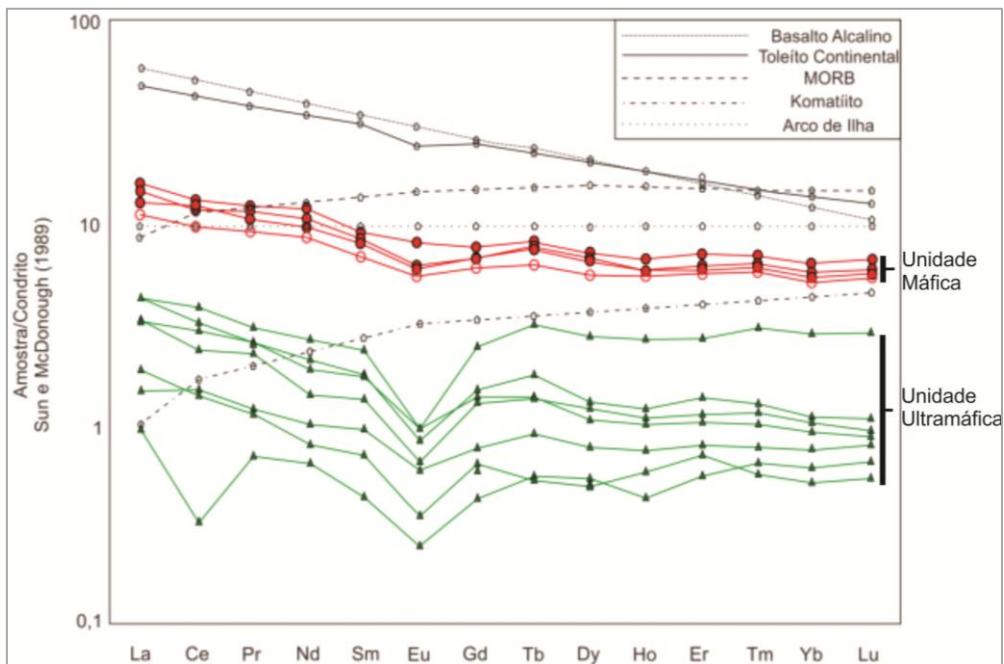


Fig. 1.4 - Gráficos de ETR demonstrando comparação das Unidades Máficas e Unidades Ultramáficas da Intrusão Riacho das Telhas do Maciço São José do Campestre com basaltos alcalinos, MORB's, basaltos de arco de ilha, OIB's, komatiitos e toleitos continentais segundo Alves de Jesus (2011).

Rochas quartzo-piroxeníticas com magnetita, intercaladas com anfibolitos e rochas ultramáficas da Ilha de Akilia na região de Godthåbsfjord, na Groelândia onde também está inserido o *greenstone belt* de Isua, têm sido veementemente discutidas na literatura (Mojzsis et al. 1996; Nutman et al. 1997; Mojzsis & Harrison 2000; Myers & Crowley 2000; Anbar et al. 2001; Fedo & Whitehouse 2002; Friend et al. 2002; Nutman et al. 2002; Whitehouse & Fedo 2003; Bolhar et al. 2004; Fedo et al. 2006; Dauphas et al. 2007, dentre outros). A controvérsia sobre a origem destas litologias com elevadíssimos conteúdos de SiO₂ está baseada em duas hipóteses principais. A primeira considera que as rochas quartzo-piroxeníticas são derivadas de formações ferríferas bandadas (*banded iron formations*, BIFs) paleoarqueanas colocadas a condições de alto grau metamórfico. Nessas rochas, a presença de grafita inclusa em apatita pode indicar possível existência de vida bacteriana antiga (Mojzsis et al. 1996; Mojzsis et al. 1999; Mojzsis & Harrison 2000; Anbar et al. 2001; Friend et al. 2002; Nutman et al. 2002; Dauphas et al. 2007). Essa hipótese foi primeiramente levantada por aspectos de campo que evidenciam a estrutura principal dessas rochas como se tratando de bandamentos similares aos de BIFs. Segundo os mesmos autores, as equivalências com BIFs estão baseadas também nos padrões de ETR e no comportamento de elementos traços como Cr, Ti, P, Th, Y e Sc. Evidências geocronológicas indicam que as rochas quartzo-piroxeníticas têm idades de formação paleoarqueana próximas às rochas máfico-ultramáficas e aos gnaisses encaixantes, características que suportariam a cogeneticidade entre essa assembleia litológica (Mojzsis et al. 1996; Mojzsis & Harrison 2000; Anbar et al. 2001; Friend et al. 2002; Nutman et al. 2002; Dauphas et al. 2007).

A segunda hipótese sugere que um evento metassomático neoarqueano, ocorrido a partir da interação entre fluidos e protólitos máfico-ultramáficos, seja o responsável pela formação das rochas quartzo-piroxeníticas de Akilia (Myers & Crowley 2000, Fedo & Whitehouse 2002, Whitehouse & Fedo 2003, Bolhar et al. 2004 e Fedo et al. 2006). Os principais argumentos são baseados na origem do quartzo presente na rocha, o qual, a partir de estudos de isótopos de O, é considerado como adicionado metassomaticamente ao sistema pós-magmático, não sendo considerado como primário. Isótopos de Fe e S mostram características ambíguas. Esses dados indicam que a presença do ferro contido na rocha pode ser oriunda tanto de deposição químico-exalativa relacionada a BIFs, como de hidrotermalismo de fundo marinho em cadeias meso-oceânicas e, além disso, sugerem que essas litologias não interagiram com ambientes superficiais no período de sua formação. Além disso, similaridades geoquímicas com rochas máfico-ultramáficas foram detectadas nos padrões de ETR das rochas quartzo-piroxeníticas, evidência que suportaria uma estreita relação genética entre essas litologias (Myers & Crowley 2000; Fedo & Whitehouse 2002; Whitehouse & Fedo 2003; Bolhar et al. 2004 e Fedo et al. 2006). Por fim, dados geocronológicos realizados por Fedo et al. (2006) pelo método isotópico de Sm-Nd em rocha total apontam idade modelo T_{DM} paleoarqueana aliada a valores de ϵ_{Nd} extremamente negativos. O método U/Pb em zircões das rochas quartzo-piroxeníticas indica que a gênese dessas rochas se dera no Neoarqueano (Fedo et al. 2006). Essas constatações indicam, segundo esses autores, que as rochas

quartzo-piroxeníticas são mais novas que as rochas da vizinhança e que sofreram intensa contaminação crustal, corroborando a hipótese de gênese tardia e derivação a partir de rochas máfico-ultramáficas metassomatizadas.

Diopsiditos são rochas essencialmente monominerálicas associadas a fundidos silicáticos não derivados de sistemas magmáticos, mas sim da interação entre fluidos carbonáticos submarinos de temperatura muito alta (>800 °C) com harzbugitos e serpentinitos mantélicos). A mineralogia relacionada a essas litologias inclui além do diopsídio, forsterita, anortita e traços de andradita, em matriz composta a antigorita e carbonatos. Os diopsiditos são fortemente depletados em Cr e Ti e o comportamento dos padrões de ETR difere completamente ao de rochas máfico-ultramáficas, de modo que as anomalias positivas de Eu detectadas sugerem que os fluidos geradores lixiviaram rochas ricas em plagioclásio antes de penetrar no manto. Os diopsiditos manifestam-se na forma de diques ou diápiros, preferencialmente localizados nas porções basais dos ofiolitos de Oman, e podem ser interpretadas como produtos de halos de metamorfismo de contato típicos aos encontrados em *skarns* (Python et al. 2007).

Processos relacionados à *skarns* no mundo (Knopf 1942; Korzhinski 1955; Zharikov 1970; Burt 1972; Einaudi et al. 1981; Einaudi & Burt 1982; Edwards & Atkinson 1986; Kwak 1987; Ray et al. 1987, 1988; Meinert 1988, 1989; Ettliger & Ray 1989; Ray et al. 1990; Theodore et al. 1991; Ray & Webster 1991; Meinert 1992; Meinert et al. 2005; Bucher & Grapes 2011; Hao et al. 2014; Nadoll et al. 2014) e na Província Borborema (Sousa Neto et al. 2008; Parente et al. 2014; Parente et al. 2015), são relacionados a rochas piroxeníticas e associados à metamorfismo de contato ligados a atividade granítica (Fig. 1.5). Por outro lado, distintas e confusas características e classificações são utilizadas na bibliografia clássica para posicionar associações litológicas como derivadas de processos de skarnização, as quais podem ou não ter relação com granitogênese (Meinert 1992). O termo *skarn* fora primeiramente citado por Tornebohm (1875) para nomear estratos subordinados hospedeiros de corpos mineralizados internos a camadas de rochas vulcânicas pobres em feldspato. A partir de definições posteriores é possível sintetizar que o termo *skarn* refere-se a metassomatitos ou hidrotermalitos silicáticos, cálcicos ou magnesianos de granulometria grossa, ricos em Fe, Al, e possivelmente Mn, formados em condições de alta temperatura pela troca elementar efetuada sobre rochas ricas em carbonatos (Knopf 1942; Korzhinski 1955; Zharikov 1970; Burt 1972; Einaud et al. 1981; Einaud & Burt 1982; Edwards & Atkinson 1986; Kwak 1987; Meinert 1988, 1989; Ray et al. 1987, 1988; Ettliger & Ray 1989; Ray et al. 1990; Theodore et al. 1991; Ray & Webster 1991; Meinert 1992; Hao et al. 2014; dentre outros). Ainda assim, alguns autores discordam dessa definição, defendendo que *skarns* podem ser formados sobre diversos tipos de rochas, além de calcários, mármore ou rochas calcossilicáticas (Ray & Webster 1991). Em suma, segundo os autores supracitados, *skarns* podem ser formados a partir de processos de: i) recristalização isoquímica de rochas carbonáticas como resultado de metamorfismo regional ou metamorfismo local a partir do contato com rochas graníticas; ii) reações metassomáticas

localizadas entre diferentes litologias, como argilitos e calcários; iii) metassomatismo de infiltração envolvendo fluidos hidrotermais de origem magmática ou metamórfica.

Assembléias minerais constituídas de piroxênios, granada, anfibólios, quartzo e magnetita na fase progradante e de escapolita, calcita, apatita, biotita e sulfetos na fase retrogradante, são típicas de *skarns*. (Burt 1977, 1982; Bohlen et al. 1980; Einaudi et al. 1981; Einaudi & Burt 1982; Newton 1983; Meinert 1992; Lentz 1998; Aleksandrov 1998; Meinert et al. 2005; Frisch & Herd 2010; Bucher & Grapes 2011). Nos ambientes de formação de *skarns*, é comum a correlação espacial e genética entre metassomatitos, metamorfitos, rochas máfico-ultramáficas, rochas calcossilicáticas, mármore e formações ferríferas.

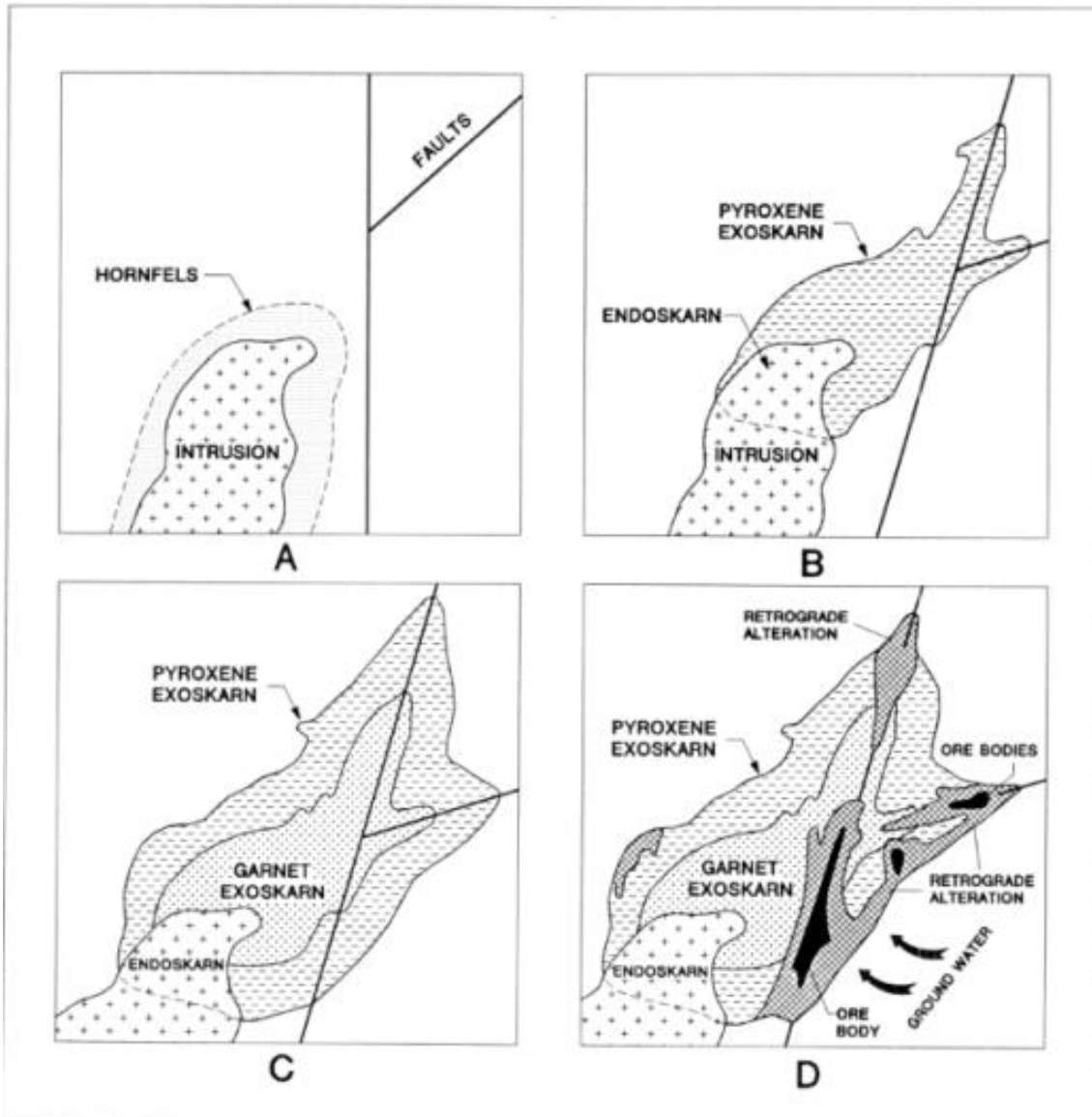


Fig. 1.5 - Evolução esquemática de um depósito de Skarn. **A.** Intrusão do magma em uma sequência carbonática e formação de hornfels; **B.** Infiltração de fluidos hidrotermais produzindo endoskarn e exoskarn rico em piroxênio; **C.** Continuação da infiltração de fluidos com expansão progressiva do envelope de exoskarn e formação de exoskarn proximal rico em granada; **D.** Resfriamento do sistema hidrotermal acompanhado por assembleias da fase retrógrada. Durante esse estágio metais podem ser introduzidos ao sistema formando corpos mineralizados. Extraído de Ray & Webster (1991).

3.3. Formações Ferríferas Bandadas (BIFs)

BIFs são rochas químico-exalativas caracterizadas pelo aspecto bandado que alterna camadas ricas em sílica com camadas ricas em ferro (James 1966, 1983; Klein 2005). O conteúdo químico de BIFs varia entre 16 a 40 wt.% de Fe total e de 30 a 50 wt.% de SiO₂, contendo relativamente baixos Al₂O₃, CaO, TiO₂, Cr₂O₃, MgO, MnO e P₂O₅ (James 1954; Klein 2005). Refletindo sua composição química, BIFs são formadas principalmente de quartzo e óxidos de ferro como magnetita e hematita (James 1954; Klein 2005). Quanto mais impuras e de maior grau metamórfico, vão adquirindo mineralogia gradativamente mais complexa passando a conter anfibólios, piroxênios e outros silicatos de alto Fe, e baixos Ca e Mg (Bonnichsen 1969, 1975; Gole & Klein 1981; Hall 1985). Texturalmente podem ser classificadas como formações ferríferas bandadas quando os minerais estão arranjados como bandas em qualquer escala de observação. Podem também ser classificadas como formações ferríferas granulares ou granoblásticas ao microscópio, mas que em macro e mesoescala estruturam-se na forma de bandamentos (Breitkopf & Maiden 1988; Clout & Simonson 2005; Bekker 2010; Ilouga et al. 2013).

BIFs estão distribuídas principalmente em terrenos arqueanos e proterozóicos, sendo que 90% dessas foram depositadas no intervalo entre 2.5 e 1.8 Ga (James 1983; Klein 2005), na maioria das vezes associadas a *greenstone belts* e a outras sequências supracrustais precambrianas (James 1992; Zhai & Santosh 2011, 2013). O registro mais antigo dessas rochas encontra-se no *greenstone belt* de Isua, datado de 3.8 Ga (Moorbath et al. 1973). Baseado no ambiente deposicional e no contexto geotectônico, Gross (1980) classifica BIFs como dos tipos Algoma, Lago Superior e Rapitan (Fig. 1.6). BIFs do tipo Algoma ocorrem principalmente entre o Eoarqueano e o Mesoarqueano e são relacionadas a rochas vulcânicas, sendo depositadas em ambientes de arco ou em riftes. As do tipo Lago Superior distribuem-se do Mesoarqueano ao Paleoproterozóico e depositam-se em plataformas continentais estáveis. As do tipo Rapitan são exclusivas do Neoproterozóico caracterizando-se por influência de ambientes deposicionais glaciogênicos (Gross 1980, 1983, 1993; Klein & Beukes 1992; Ilyin 2009; Bekker et al 2010). Existem subtipos de BIFs como as depositadas nos períodos Ediacarano e Criogeniano associadas a rochas vulcânicas e, por isso, geneticamente similares às do tipo Algoma e Lago Superior (Trendall 2002, Ali et al. 2009, Basta et al. 2011). Outros tipos de BIFs são as do tipo Minette e Clinton que contém texturas oolíticas e podem ou não conter bandamentos, sendo também classificadas como *Ironstones* (Yellappa et al. 2015). Por último, BIFs relacionadas a depósitos do tipo IOCG ou metassomáticos são corriqueiros como, por exemplo, porção do depósito de Curral Novo no Piauí, descrito por Costa (2010), podendo ou não apresentar relação com os ambientes de deposição supracitados.

As BIFs tem sua gênese intimamente ligada a distancia em que o ferro pode percorrer a partir da sua fonte (Klein & Beukes 1989). Esse elemento pode ser transportado e depositado a partir de fumarolas hidrotermais de fundo oceânico, de maneira que o alcance atingindo depende da natureza do fluido hidrotermal que o carrega. Caso as condições físico-químicas do

fluido sejam suficientes para superar o estado redox do oceano o ferro é depositado distalmente em relação às fontes, caso contrário o ferro deposita-se proximal na forma de óxidos e sulfetos (Klein & Beukes 1989).

O tipo de BIF e seus ambientes relacionados com as condições de oxirredução refletem determinados padrões de ETRY (Elementos Terras Raras e Ítrio) (Fig. 1.7) e distintos comportamentos de elementos traços, principalmente no cerne dos metais (Bau & Dulski 1996). Anomalias positivas ou negativas de Y e suas razões com o Ho podem indicar maiores ou menores contribuições sedimentares. Anomalias de Eu podem ser relacionadas com a temperatura das fumarolas, de modo que sítios deposicionais proximais refletiriam em anomalias positivas e os distais em anomalias negativas desse elemento. Anomalias de Ce são diretamente proporcionais às condições de oxirredução das águas oceânicas (Bau & Dulski 1996; Kato et al. 2002; Bolhar et al. 2004; Shields & Webb 2004; Klein 2005; Catuneanu 2006; Frei et al. 2008; Alexander et al. 2008; Bekker 2010; Figueiredo 2012; Silva Filho 2012). Esses mesmos autores defendem que as BIFs plataformais, posicionadas mais distantes em relação ao *input* de soluções hidrotermais submarinas, são mais pobres em ferro e associadas a rochas calcárias, calcossilicáticas e siliciclásticas. BIFs de ambientes pelágicos, situadas em sítios deposicionais mais próximos às fumarolas, são mais ricas em ferro e associadas a rochas máfico-ultramáficas, podendo conter sulfetos e valores relativamente altos de metais base.

O método baseado em petrografia, estudos de ETRY e elementos traços sobre BIFs de uma determinada área ou região é capaz, portanto, de apontar zoneamentos composicionais atrelados às relações espaciais entre fontes hidrotermais e sítios deposicionais. Esses zoneamentos eventualmente podem ser refletidos em mapas geológicos. No cerne científico, a distinção de grupos de BIFs seria útil para entender melhor o comportamento de fumarolas submarinas antigas, bem como distinguir os mecanismos físico-químicos que controlam a deposição e precipitação de formações ferríferas. Já em termos prospectivos, distinção entre tipos de BIF pode servir de guia exploratório uma vez que estaria mapeando e discriminando as principais fontes de minério de ferro do planeta. Além disso, zoneamentos bem definidos na cartografia, eventualmente, podem indicar possíveis localizações de fumarolas hidrotermais, importantes sítios mineralizadores de depósitos do tipo VMS (Grenne & Slack 2005).

No MSJC, durante a execução da dissertação bem como apontado por autores como Dantas et al. (2004), Silva Filho (2012) e Figueiredo (2012) fora notado que, além da associação litológica com rochas máfico-ultramáficas, as BIFs apresentam estreita proximidade geográfica com rochas piroxeníticas, calcossilicáticas e mármore impuros, configurando situações similares aos modelos supracitados.

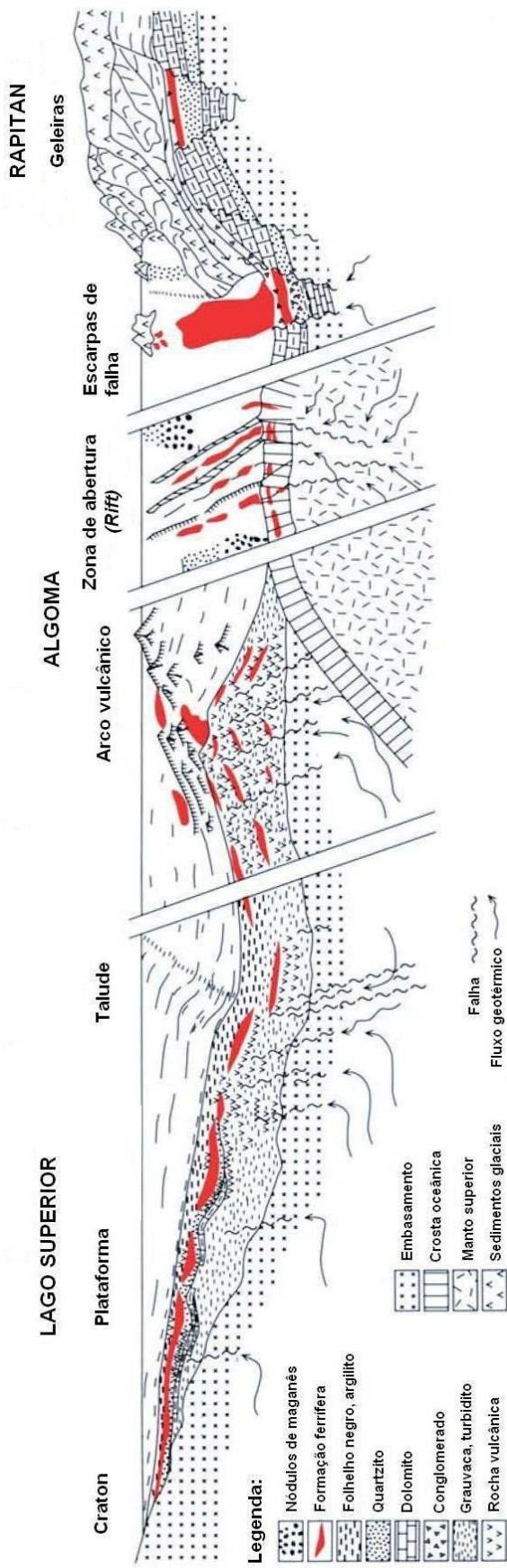


Fig. I.6 - Classificação de Gross (1973) para as FFs e os ambientes tectónicos associados, desenho esquemático modificado de Gross (1996).

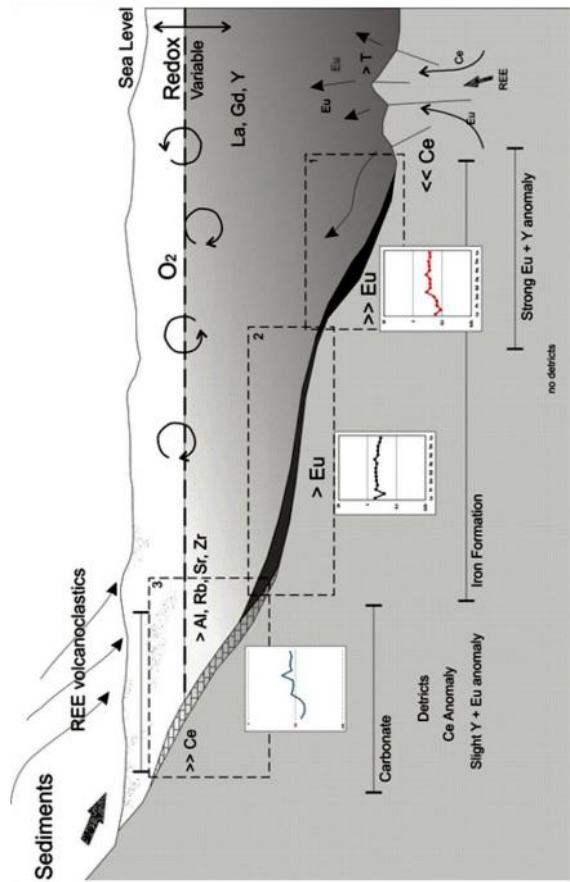


Fig. I.7 - Proposta esquemática do ambiente deposicional das FFs e carbonatos no MSJC, de acordo com Figueiredo (2012). Notar padrões de ETR, tanto para mármores como para FFs em função da proximidade da fonte hidrotermal ou do input detrítico

4. REFERÊNCIAS

- Abrahão Filho, E.A.F., Dantas, E.L., Ferreira Filho, C.F., Bezerra de França, F.A., 2016. Tholeiitic high-Fe mafic magmatism and the protolith of mesoarchean iron-rich exotic pyroxenitic rocks in São José do Campestre Massif, NE Brazil. (Unpublished Master's Dissertation - Cap. II).
- Aleksandrov, S.M., 1998. **Geochemistry of Skarn and Ore Formation in Dolomites**. VSP. Utrecht, The Netherlands, Tokyo, Japan.
- Alexander, B., Bau, M., Andersson, P., Dulski, P., 2008. **Continently-derived solutes in shallow Archean seawater: Rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9Ga Pongola Supergroup, South Africa**. *Geochim. Cosmochim. Acta* 72(2), 378-394.
- Ali, K.A., Stern, R.J., Manton, W.I., Kimura, J.I., Khamees, H.A., 2009. **Geochemistry, Nd isotopes and U/Pb SHRIMP zircon dating of Neoproterozoic volcanic rocks from the Central Eastern Desert of Egypt: new insights into the 750 Ma crust-forming event**. *Precambrian Res.* 171, 1–22.
- Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1977. **Províncias estruturais brasileiras**. Atas VIII Simpósio de Geologia do Nordeste. Campina Grande, 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 (1-2), 1-29.
- Alves de Jesus, B., 2011. **Petrografia e geoquímica de rochas máfico-ultramáficas do maciço São José do Campestre, Província Borborema** (Unpublished Master's Dissertation). Instituto de Geociências, Universidade de Brasília-UnB.
- Anbar, A., Zahnle, K., Arnold, G., Mojzsis, S., 2001. **Extraterrestrial iridium, sediment accumulation and the habitability of the early Earth's surface**. *J. Geophys. Res.* 106, 3219–3326
- Anhaeusser, C.R., 2001. **The anatomy of a extensive-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., 1994. **Archean Komatiites**. In: *Condie, K.C. (Ed.). Archean Crustal Evolution 10*. Elsevier, Amsterdam, 11-44.
- Basta, F.F., Ayman, E., Maurice, A.E., Fontbote, L., Favarger, P.Y., 2011. **Petrology and geochemistry of the banded iron formation (BIF) of Wadi Karim and Um Anab, Eastern Desert, Egypt: implications for the origin of Neoproterozoic BIF**. *Precambrian Res.* 187, 277–292
- Bau, M., Dulski, P., 1996. **Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman ironformations, Transvaal Supergroup, South Africa**. *Precambrian Res.* 79 (1–2), 37–55.
- Bekker, A., Slack, J.F., Planasvsky, N., Krapez, B., Hofmann, A., Konhauser, K.O., Rouxel, O., 2010. **Iron formation: a sedimentary product of the complex interplay among mantle, tectonic, and biospheric processes**. *Society Economic Geology*, 105, 467-508.
- Bohlen, S.R., Essene, E.J., Boettcher, A.L., 1980. **Reinvestigation and application of olivine-quartz-orthopyroxene barometry**. *Earth Planet. Sci. Lett.* 47, 1-10.

- Bolhar, R., Kamber, B.S., Moorbath, S., Fedo, C.M. & Whitehouse, M.J., 2004. **Characterisation of Early Archaean chemical sediments by trace element signatures.** Earth Planet. Sci. Lett. 222, 43–60.
- Bonnichsen, B., 1969. **Metamorphic pyroxenes and amphiboles in the Biwabik Iron Formation, Dunka River area, Minnesota.** In: J.J. Papike (Ed.), Pyroxenes and amphiboles: crystal chemistry and phase petrology. . Min. Soc. of America, Special Paper 2, 217-239.
- Bonnichsen, B., 1975. **Geology of the Biwabik Iron Formation, Dunka River area, Minnesota.** Society Economic Geology 70, 319-340.
- Breitkopf, J.H., Maiden, K.J. 1988. **Tectonic setting of the Matchless belt pyritic copper deposits, Namibia.** Econ. Geol. 83, 710–723.
- Brito Neves, B.B., 1983. **O Mapa Geológico do Nordeste Oriental do Brasil, Escala 1:1.000.000** (Free Teaching Thesis). Instituto de Geociências da Universidade de S. Paulo.
- Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Santos, E.J., 1995. **Geocronologia da Província Borborema: os fatos e as questões abertas.** In: XVI Simp. Geol. Nordeste. Workshop Província Borborema, Recife, Atas 14, 2:410-413.
- 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, 151–182.
- Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Van Schmus, W.R., Santos, E.J., 2001. **O “Sistema Pajeú-Paraíba” e o “Maciço” São José do Campestre no leste da Borborema.** Revista Brasileira de Geociências 31 (2), 173-184.
- Bucher, K., Grapes, R., 2011. **Petrogenesis of Metamorphic Rocks.** Berlin (Germany): Ed. Springer. 8th Edition.
- Bühn, B., 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).** An. Acad. Bras. Ci. 81, 99-114.
- Burt, D.M., 1972. **Mineralogy and Geochemistry of Ca-Fe-Si Skarn Deposits** (Unpublished Ph.D. thesis). Harvard University.
- Burt, D.M., 1977. **Mineralogy and Petrology of Skarn Deposits.** Rendiconti, Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia 33 (2), 859-873.
- Burt, D.M., 1982. **Skarn Deposits - Historical Bibliography through 1970.** Society Economic Geology 77, 755-763.
- Caby, R., Sial, A.N., Arthaud, M., Vauchez, A., 1991. **Crustal evolution and the Brasiliano Orogeny in Northeast Brazil.** In: Dallmeyer, R. D., Lécorché, J. P. (Eds.). The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives. Berlin: Springer-Verlag, 373-397.
- Caxito, F.A., Uhlein, A., 2013 **Arcabouço tectônico e estratigráfico da Faixa Riacho do Pontal, divisa Pernambuco-Piauí-Bahia.** Geonomos, 21 (2), 19-37.

- Cawthorn, R.G., Collerson, K.D., 1974. **The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses.** *Ibid.* 59, 1203-1208.
- Clout, J.M.F., Simonson B.M., 2005. **Precambrian Iron Formations and Iron Formation-Hosted Iron Ore Deposits.** *Society Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 643-679.
- Condie, K.C., 1985 **Secular variation in the composition of basalts: an index to mantle evolution.** *Journal of Petrology* 26, 545-563.
- Costa, A.D., 2010. **Caracterização petrográfica e litogeoquímica das rochas encaixantes e do minério de ferro da região de Curral Novo, Piauí** [Monografia]. Salvador: Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia.
- CPRM, Serviço Geológico do Brasil, 2004. *Catálogo de Projetos Aerogeofísicos. Levantamentos aerogeofísicos. Geologia. Catálogo geral de produtos e serviços. 2. ed. ampl., 345.*
- Dantas, E.L., 1997. **Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos Arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil** (Tese de Doutorado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista-USP.
- 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 doCampestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America.** *Precambrian Res.* 130, 1-4, 113-137.
- Dauphas, N., Van Zuilen, M., Busigny, V., Lepland, A., Wadhwa, M., Janney, P. E., 2007. **Iron isotope, major and trace element characterization of early Archean supracrustal rocks from SW Greenland: Protolith identification and metamorphic overprint.** *Geochim. Cosmochim. Acta* 71, 19, 4745-4770.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. **An introduction to the rock forming minerals.** 2nd Edition. New York (USA): Ed. Prentice Hall.
- DePaolo, D. J., 1981. **A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California.** *J. of Geophys. Res.* 86, 10470-10488.
- Droop, G.T.R., 1987. **A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria.** *Mineralogical Magazine* 51, 431-435.
- Edwards, R., Atkinson, K., 1986. **Ore deposit geology and its influence on Mineral Exploration.** Chapman and Hall, University Press, Cambridge.
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D., Newberry, R.J., 1981. **Skarn deposits.** *Econ. Geol., Seventy-fifth Anniversary Volume*, 317-391
- Einaudi, M.T., Burt, D.M., 1982. **Introduction - Terminology, Classification and Composition of Skarn Deposits.** *Econ. Geol.* 77, 745-754.
- Ettlinger, A.D., Ray, G.E., 1989. **Precious Metal-Enriched Skarns in British Columbia: An Overview and Geological Study.** B. C. Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1989-3, 128.

- Fedo, C.M., Whitehouse, M.J., 2002. **Metasomatic origin of quartz-pyroxene rock, Akilia, Greenland, and implications for Earth's earliest life.** *Science* 296, 1448-1452.
- Fedo, C.M., Whitehouse, M.J., Balz, S.K., 2006. **Geological constraints on detecting the earliest life on Earth: a perspective from the Early Archaean (older than 3.7 Gyr) of southwest Greenland.** *Phil. Trans. R. Soc. B* 361, 851–867.
- Figueiredo, B.S., 2012. **Geoquímica e Gênese das formações ferríferas e metacarbonatos da porção sul do Maciço São José do Campestre, Província Borborema** (Unpublished Master's Dissertation). Instituto de Geociências, Universidade de Brasília-UnB.
- Frei, R., Dahl, P.S., Duke, E.F., Frel, K.M., Hansen, T.R., Frandsson, M.M., Jensen, L.A., 2008. **Trace element and isotopic characterization of Neoproterozoic iron formations in the Black Hills (South Dakota, USA): assessment of chemical change during 2.9–1.9 Ga deposition bracketing the 2.4–2.2 Ga first rise of atmospheric oxygen.** *Precambrian Res.*, 162 (3-4), 441-474.
- Friend, C.R.L., Nutman, A.P., Bennett, V.C., 2002. **Origin and significance of Archean Quartzose rocks at Akilia, Greenland—technical comment.** *Science* 298, 917a.
- Frisch, T., Herd, R.K., 2010. **Highly metamorphosed iron-formation on Arcedeckne Island, Boothia Peninsula, Arctic Canada, and the paragenesis of harrisonite, $\text{Ca}(\text{Fe,Mg})_6(\text{SiO}_4)_2(\text{PO}_4)_2$.** *The Canadian Mineralogist* 48, 1005-1024.
- Fryer, B.J., Fyfe, W.S., Kerrich, R., 1979. **Archean volcanogenic oceans.** *Chem. Geol.* 24, 25–33.
- Furnes, H., De Wit, M., Dilek, Y., 2014. **Precambrian Greenstone Belts Host Different Ophiolite Types.** In: Dilek, Y., Furnes, H. (Eds.), *Evolution of Archean Crust and Early Life. Modern Approaches in Solid Earth Sciences* 7, 1-22.
- Gill, R., 2010. **Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide.** London (England): Ed. Wiley-Blackwell.
- Gioia, S.M.C.L., Pimentel, M.M., 2000. **The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília.** *An. Acad. Bras. Ci.* 72(2), 219-245.
- Gole, M., Klein, C., 1981. **High-grade metamorphic Archean banded iron-formations, Western Australia: Assemblages with coexisting pyroxenes-fayalite.** *American Mineralogist* 66, 87-99.
- Grenne, T., Slack, J.F., 2005. **Geochemistry of jasper beds from the Ordovician Løkken Ophiolite, Norway: origin of proximal and distal siliceous exhalites.** *Econ. Geol.* 100, 1511-1527.
- Gross, G.A., 1973. **The depositional environment of principal types of Precambrian iron-formations.** In: *Genesis of Precambrian iron and manganese deposits.* Paris, Unesco Earth Sciences 9, 15-21.
- Gross, G.A., 1980. **A Classification of Iron-formation Based on Depositional Environments.** *Can. Mineral.* 18, 215-222.
- Gross, G.A., 1983. **Tectonic Systems and the Deposition of Iron-formation.** *Precambrian Res.* 20, 171-187.
- Gross, G.A., 1993. **Industrial and genetic models for iron ore in iron-formations.** *Geol. Surv. Can. Spec. Pap.* 40, 151–170.

- Gross, G.A., 1996. **Stratiform iron**. In: *Geology of Canadian Mineral Deposit Types*. (eds) Eckstrand O. R., Sinclair W. D., Thorpe R. I. Geological Survey of Canada, Geology of Canada 8, 41-54.
- Hall, C.R. 1985. **Precambrian phosphorites of Northern Michigan**. (Unpublished Master's Dissertation). Michigan Technological University, Houghton.
- Hao, H. Lentz, D. Jianwei, L. Hall, D., 2014. **Re-equilibration processes of magnetite from iron skarn deposits**. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 88 (supp. 22): 354-356.
- Huppert, H. E., Sparks, S. J., 1985. **Komatiites I: Eruption and Flow**. *Journal of Petrology* 26 (3), 694-725.
- Ilouga, D.C.I, Suh, C.E., Tanwi, G.R., 2013. **Textures and Rare Earth Elements Composition of Banded Iron Formations (BIF) at Njweng Prospect, Mbalam Iron Ore District, Southern Cameroon**. *Int. J. Scie. Res.* 4, 146-165.
- Ilyin, A.V., 2009. **Neoproterozoic banded iron formations**. *Lithol. Miner. Resour.* 44 (1), 87–95.
- Isley, A.E., Abott, D.H., 1999. **Plume-related mafic volcanism and the deposition of banded iron formation**. *Journal of Geophysical Research* 104 (B7), 461-477.
- James, H.L., 1954. **Sedimentary facies of iron-formation**. *Econ. Geol.* 49 (3), 235-293.
- James, H.L., 1966. **Chemistry of the iron-rich sedimentary rocks**. *U.S. Geol. Surv. Prof.* 440, 61.
- James, H.L., 1983. **Distribution of banded iron-formation in space and time**. In: A.F. Trendall and R.C. Morris (Eds.), *Iron Formations: Facts and Problems*. Elsevier, Amsterdam, 471-490.
- Jardim de Sá, E.F., 1994. **A Faixa Seridó (Província Borborema, NE Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana** (Unpublished Ph.D. Thesis). Instituto de Geociências, Universidade de Brasília-UnB.
- Jardim de Sá, E.F., Trindade, R.I.F., Hollanda, M.H.B.M., Galindo, A.C., Amaro, V.E., Souza, Z.S., Vignerresse, J.L., Landeaux, J.M., 1997. **Syntectonic alkalic granites emplaced in a brasiliano-age strike-slip/extensional setting (eastern Seridó belt, NE Brazil)**. *International Symposium on Granites and associated Mineralizations, Salvador, Brazil*, 310-312.
- Kato, Y., Kano, T., Kunugiza, K., 2002. **Negative Ce Anomaly in the Indian Banded Iron Formations: Evidence for the Emergence of Oxygenated Deep-Sea at 2.9-2.7 Ga**. *Res. Geol.*, 52 (2), 101-110.
- Kerr, A.C., 2014. **Oceanic Plateaus**. In Rudnick, R. (Ed.), *The Crust (Treatise on Geochemistry: 2nd Ed)*. Amsterdam: Elsevier.
- 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* 44, 465-488.
- Klein, C., 2005. **Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin**. *American Mineralogist* 90, 10, 1473-1499.
- Klein, C., Beukes, N.J., 1992. **Sedimentology and geochemistry of glacyogenic Late Proterozoic Rapitan iron-formation in Canada**. *Econ. Geol.* 88, 542–565.

- Knopf, A., 1942 **Ore deposition in the pyro-metasomatic deposits**. Ore deposits as related to structural features. Newhouse, W. H., Editor. Princetown University Press, 63-72.
- Korzinski, D.S., 1955. **Outline of Metasomatic Processes**. Osnovnye Problemy v Uchenii o Magmatogennykh Rudnykh Mestorozhdeniyakh, izd. 2: Akad. Nauk SSR, Moscow, 338-456, (translated 1964: International Geological Review, Vol. 6, 1713-1734, 1920-1952, 2169-2198).
- Kwak, T.A.P., 1987. **W-Sn Skarn Deposits and Related Metamorphic Skarns and Granitoids**. In Developments in Economic Geology, Elsevier Publishing Company, 24, 445.
- Lentz, D.R., 1998. **Mineralized intrusions-related skarns systems, Québec**. Mineralogical Association of Canada Short Course Series.
- Ludwig, K.R., 1993. **PBDAT. A computer program for processing Pb-U-Th isotope data**. USGS Open File Report 88-542.
- Ludwig, K.R., 2001. **Users Manual for Isoplot/Ex version 2.47. A geochronological toolkit for Microsoft Excel**. Berkeley Geochronology Center Special Publication 1a.
- Meinert, L.D., 1988. **Gold in Skarn Deposits - A Preliminary Overview**. Proceedings of the Seventh Quadrennial IAGOD Symposium, E. Schweizerbastische Verlagsbuchhandlung Stuttgart.
- Meinert, L.D., 1989 **Gold Skarn Deposits - Geology and Exploration Criteria**. The Geology of Gold Deposits; The perspective in 1988, Econ. Geol., Monograph 6, 537-552.
- Meinert, L.D. 1992. **Skarns and skarn deposits**. Geoscience Canada 19, 145-162.
- Meinert L.D., Dipple G.M., Nicolescu S., 2005. **World Skarn Deposits**. Society Economic Geology 100th Anniversary Volume, 299-336.
- Mojzsis, S.J., Harrison, T.M., 2000. **Vestiges of a beginning: clues to the emergent biosphere recorded in the oldest known sedimentary rocks**. GSA Today 10, 2–6.
- Mojzsis, S.J., Arrhenius, G., McKeegan, K.D., Harrison, T.M., Nutman, A.P. & Friend, C.R.L., 1996. **Evidence for life on Earth before 3800 million years ago**. Nature 384, 55–59.
- Mojzsis, S.J., Harrison, T.M., Arrhenius, G., McKeegan, K.D., Grove, M., 1999. **Origin of life from apatite dating?** Nature 400, 127-128.
- Moorbath, S., O'niions, R. K., Pankhurst, R.J., 1973. **Early Archaean Age for the Isua iron formation, West Greenland**. Nature 245, 138-139.
- Morimoto, R., 1990. **Nomenclatura de piroxênios**. Tradução do original em inglês "Nomenclature of pyroxenes" realizada com permissão da IMA por Garda, M.G. e Atencio, D. Revista Brasileira de Geociências 20 (1-4), 318-328.
- Myers, J.S., Crowley, J.L., 2000. **Vestiges of life in the oldest Greenland rocks? A review of Early Archaean geology of the Godthåbsfjord region, and reappraisal of field evidence for 3850 Ma life on Akilia**. Precambrian Res. 103, 101–124.
- Nadoll, P., Angerer, T., Mauk, J.L., French, D., Walshe, J., 2014. **The chemistry of hydrothermal magnetite: A review**. Ore Geology Reviews 61, 1–32.
- Newton, R.C., 1983. **Geobarometry of high-grade metamorphic rocks**. American J. Sci. 283-A, 1-28.
- Nutman, A.P., Mojzsis, S.J., Friend, C.R.L., 1997. **Recognition of 3850 Ma water-lain sediments in West Greenland and their significance for the Early Archaean Earth**. Geochim. Cosmochim. Acta 61, 2475–2484.

- Nutman, A.P., McGregor, V.R., Shiraiishi, K., Friend, C.L., Bennett, V.C., Kinny, P.D., 2002. **3850 Ma BIF and mafic inclusions in the Early Archaean Itsaq Gneiss Complex around Akilia, southern West Greenland? The difficulties of precise dating of zircon-free protoliths in migmatites.** *Precambrian Res.* 117, 185–224.
- Oliveira, R.G., Santos, E.J., 1993. **Seção geológica-geofísica e inferências geotectônicas na porção centro-sul da Província Borborema.** In: Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 3. **Resumo expandido** 1, 643-747.
- Parente, C.V., Veríssimo, C.U.V., Melo, O.O.C., Botelho, N.F., Oliveira, C.G., Lira Júnior, J.A., Martins, D.T., 2014. **Caracterização geológica e petrográfica dos primeiros skarns de ferro e cobre encontrados no Arco Magmático de Santa Quitéria-Ceará, Brasil.** 47º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Ba. Anais de Resumos em CD.
- Parente, C.V., Veríssimo, C.U.V., Botelho, N.F., Santos, T.J.S., Oliveira, C.G., Lira Júnior, J.A., Martins, D.T., 2015. **Fe-Cu skarns deposits in the Santa Quitéria magmatic arc, Borborema Province, Brazil.** *Brazilian Journal of Geology* 45(3), 359-382.
- Pearce, J.A., 2008. **Geochemical fingerprint of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust.** *Lithos* 100(1), 14-48.
- Perfit, M.R., 2001. **Midocean Ridge Geochemistry and Petrology.** In Steel, J., Thorpe, S. and Turekian, K. (Eds.), *Encyclopedia of Ocean Sciences.* San Diego: Academic Press, 1778-1788.
- Petrelli, M., 2007. **Petrograph: A new Software to visualize, model, and present geochemical data for Windows.** Version beta 2. Perugia (Italy). (Disponível em <http://www.unipg.it/~maurip/SOFTWARE.htm>).
- Philpotts, A.R., 1990. **Igneous Rock Associations.** In: Philpotts, A.R. (Ed.). *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*, 275-315. 1990.
- Polat, A., 2014. **A review of the geodynamic significance of hornblende-bearing ultramafic rocks in the Mesoarchean Fiskenæsset Complex, SW Greenland.** In: Dilek, Y., Furnes, H. (Eds.), *Evolution of Archean Crust and Early Life. Modern Approaches in Solid Earth Sciences* 7, 127-148.
- 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.** *Tectonophysics* 294,295-326.
- Polat, A., Kerrich, R., 2006. **Reading the geochemical fingerprints of Archean hot subduction volcanic rocks: Evidence for accretion and crustal recycling in a mobile tectonic regime.** In: Benn, K., Mareschal, and Condie, K.C. (Eds.), *Archean Geodynamics and Environments.* American Geophysical Union, *Geophysical Monograph Series* 164, 184-213.
- Python, M., Ceuleneer, G., Ishida, Y., Barrat, J., Arai, S., 2007. **Oman diopsidites: a new lithology diagnostic of very high temperature hydrothermal circulation in mantle peridotite below oceanic spreading centres.** *Earth and Planetary Science Letters* 255, 289-305.
- Ray, G.E., Dawson, G.L., Simpson, R., 1987. **The Geology and Controls of Skarn Mineralization in the Hedley Gold Camp, Southern British Columbia.** *Geological Fieldwork* 1986, B.C. Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1987-1, 65-79.

- Ray, G.E., Dawson, G.L., Simpson, R., 1988. **Geology, Geochemistry and Metallogenic Zoning in the Hedley Gold-skarn Camp**. Geological Fieldwork 1987, B.C. Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1988-1, 59-80.
- Ray, G.E., Ettliger, A.D., Meinert, L.D., 1990. **Gold Skarns: their distribution, characteristics and problems in classification**. Geological Fieldwork 1989, B.C. Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1990-1, 237-246.
- Ray, G.E., Webster, I.C.L., 1991. **Geology and Mineral Occurrences of the Merry Widow Skarn Camp, Northern Vancouver Island, 92L/6**. B.C. Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Open File 1991-8.
- Schmidt, M.W., 1992. **Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer**. Contribution to Mineralogy and Petrology 110, 304-310.
- Shields, G.A., Webb, G. E., 2004. **Has the REE composition of seawater changed over geological time?** Chem. Geol. 204, 103-107.
- Siepierski, L., 2008. **Geologia e petrologia do prospecto GT-34: evidência de metassomatismo de alta temperatura e baixa fO_2 , província mineral Carajás**. (Unpublished Master's Dissertation). Instituto de Geociências, Universidade de Brasília-UnB.
- Silva Filho, C.V.R., 2012. **Isótopos de Nd aplicados a datação direta de formações ferríferas paleoarqueanas do Maciço São José do Campestre** (Unpublished Master's Dissertation). Instituto de Geociências, Universidade de Brasília-UnB.
- Sousa Neto, J.A., Legrand, J.M., Volfinger, M., Pascal, M.L, Sonnet, P., 2008. **W–Au skarns in the Neo-Proterozoic Seridó Mobile Belt, Borborema Province in northeastern Brazil: an overview with emphasis on the Bonfim deposit**. Miner. Deposita 43, 185-205.
- Storey, M., Mahoney, J.J., Kroenke, L.W., Saunders, A.D. 1991. **Are oceanic plateau sites of komatiite formation?** Geology 19, 376-379.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. **Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes**. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. London. Special Publications 42, 313-345.
- Theodore, T.G., Orris, G.J., Hammarstrom, J.M., Bliss, J.D., 1991. **Gold Bearing Skarns**. United States Geological Survey Bulletin.
- Tornebohm, A.E.. 1875. **Geognostisk beskrifning ofver Persbergets Grufvefalt**. Sveriges Geologiska Undersokning, P.A. Norstedt and Sons, Stockholm.
- Trendall, A.F., 2002. **The significance of iron formation in the Precambrian stratigraphic record**. In: Altermann, W., Corcoran, P.L. (Eds.), Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Depositional Systems. International Association for Sedimentologists, Special Publication 33, pp. 33–66.
- Trompette, R., 1994. **Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma) Pan African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa**. A.A. Balkema (Ed.), Rotterdam.

- Van Schmus, W.R., Dantas, E., Fetter, A., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P.C. & Babinski, M., 1995. **Neoproterozoic Age for Seridó Group, NE Borborema Province, Brazil.** Anais do XXXIX Cong. Bras. Geol, 6, 152-155.
- Whitehouse, M.J., Fedo, C.M., 2003. **Deformation features and critical field relationships of Early Archaean rocks, Akilia, southwest Greenland.** Precambrian Res. 126, 259–271.
- Wyllie, P.J., 1967. **Ultramafic and related rocks.** John Wiley & Sons (Ed.), New York.
- Zhai, M.G., Santosh, M., 2011. **The early Precambrian odyssey of the North China Craton: a synoptic overview.** Gondwana Res. 20 (1), 6–25.
- Zhai, M.G., Santosh, M., 2013. **Metallogeny of the North China Craton: link with secular, changes in the evolving Earth.** Gondwana Res. 24, 275–297.
- Zharikov, V.A., 1970. **Skarns.** International Geological Review 12, 541-559, 619-647, 760-775.

CAPÍTULO II

THOLEITIC HIGH-FE MAFIC MAGMATISM AND THE PROTOLITH OF MESOARCHEAN
IRON-RICH EXOTIC PYROXENITIC ROCKS IN SÃO JOSÉ DO CAMPESTRE MASSIF, NE
BRAZIL

Abrahão Filho, E. A.¹, Dantas, E. L.¹, Ferreira Filho, C. F.¹, Bezerra de França, F. A.

¹ Universidade de Brasília

ABSTRACT. Mafic rocks associated with exotic pyroxenitic rocks are the constituents of Serra Negra Body (SNB) that occur in São José do Campestre Massif (SJCM) Archean nucleus localized at Borborema Province. SNB have dimensions of 1100x700 meters and is embedded by orthogneisses, establishing contacts with neoproterozoic granites. Using mapping and drillholes descriptions, we interpret that SNB is delimited by five sub-horizontal lithological groups arranged following this order, from top to base: i) Upper Pyroxenitic Association (UPA, ~40 meters thickness); ii) Gruneritization Zone (GZ, ~5 meters); iii) Main Mafic Zone (~30 meters); iv) Clinopyroxenitic Association (CA, ~12 meters); v) Basal Mafic Zone (~15 meters). Additionally were contemplated two Minor Mafic Bodies of the vicinities. Pyroxenitic rocks are coarse-grained and formed by clinofersilite, ferrosilite, fayalite, magnetite, fe-hornblende, quartz and garnet, arranged in granoblastic textures. UPA is constituted of orthopyroxenitites, clinopyroxenitites, gruneritites, iron formations (IFs) and late assemblages composed by grunerite, scapolite and calcite. CA is more homogeneous, showing basically isotropic clinopyroxenitites and gruneritites. In the mafic zones, gabbro-amphibolitic lithologies (metamafics) are arranged in cumulatic and granoblastic textures formed by plagioclase, clinofersilite, diopside, hornblende, magnetite, ilmenite, chalcopirite and pyrrhotite, also having grunerite, calcite, actinolite, garnet and biotite as secondary mineral paragenesis. Eletron Microprobe analysis shows that pyroxenitites's magnetite grains have genetic characteristics between Skarns or metasomatic process and crystals derived from magmatism. In other hand, the chemistry of metamafics' magnetite grains indicates igneous-related genetic process (Fe-Ti-V and Porphyry). The bulk geochemical composition of whole rock show that gabbro-amphibolitic rocks are low-K and high-Fe tholeiites (Fe₂O₃ average 13,8 wt.%), with intermediate MgO (average 6,5 wt.%). Pyroxenitic rocks whole rock analysis show average 94,2 wt.% of Fe₂O₃ + SiO₂ content, and also intermediate contents of MgO (average 5,4 wt.%). Metamafic REE and trace elements behaviour show transitions between chemical signatures of E-MORB and Arc-type rocks, derived from a hydrated mantle. U/Pb geochronological data of magmatic zoned zircons of pyroxenitic rock indicate a crystallization age of 3041±23 Myr, same age of Riacho das Telhas Complex (RTC) of SJCM. Metamafic and pyroxenitic rocks samples show high isotopic ratios ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd (>0.14) typical of mantellic rocks, TDM ages varying from 3.19 until 3.88 Gyr, and εNd(3.04) values ranging from +0.65 e -9, indicative of changes in the isotopic system, reflecting metasomatism and that mantellic juvenile sources passed by mantle enrichment or crustal contamination. We interpret that this lithological association were formed or putted under high-grade metamorphic conditions, followed by retrometamorphism until low-amphibolite or hornfels facies indicated by presence of symplectites and mineral substitution textures of hornblende within pyroxenes. At least one metasomatic event influenced these lithologies and generates grunerite, scapolite, calcite and garnet, associated with late granitic activities. However, the definition of the protolith of the pyroxenitic rocks its uncertain, and remains obscure. Pyroxenitites show REE and trace elements patterns and other chemical characteristics that made us to suppose genetic relations with later fluids associated with RTC magmatism or to consider that they are high-grade metamorphism IFs. This study may change the research direction and geological perspectives about SJCM rocks.

RESUMO. Rochas máficas associadas a rochas piroxeníticas exóticas constituem o Corpo de Serra Negra (CSN), aflorante na porção centro-sul do Maciço São José do Campestre (MSJC), um núcleo arqueano da Província Borborema. O CSN tem dimensões 1100x700 metros, é embasado por ortognaisses e estabelece contatos com granitos neoproterozóicos. Foram delimitados, com auxílio de testemunhos de sondagem, cinco conjuntos litológicos arranjados sub-horizontalmente do topo para base do CSN: i) Associação Piroxenítica Superior (APS, ~40 metros de espessura); ii) Zona de Gruneritização (~5 metros); iii) Zona Máfica Principal (~30 metros); iv) Associação Clinopiroxenítica (AC, ~12 metros); v) Zona Máfica Basal (~15 metros). Adicionalmente foram contemplados dois corpos máficos subordinados das imediações. As rochas piroxeníticas contêm granulometria grossa, formada por clinoferrosilita, ferrosilita, fayalita, magnetita, fe-hornblenda, quartzo e granada, arranjadas em texturas granoblásticas com junções tríplexes. A APS é constituída por ortopiroxenititos, clinopiroxenititos, grunerititos, formações ferríferas (FFs) e assembleias minerais tardias a grunerita, escapolita e calcita. A AC é mais homogênea, formada essencialmente por clinopiroxenititos e grunerititos. Nas zonas máficas, litologias de composição gabro-anfibolítica (metamáficas) arranjam-se em texturas cumuláticas e granoblásticas a plagioclásio, clinoferrosilita, diopsídio, hornblenda, magnetita, ilmenita, calcopirita e pirrotita e por paragêneses secundárias a grunerita, calcita, actinolita, granada e biotita. Estudos de química mineral indicam que a natureza da magnetita das rochas piroxeníticas têm características limiaries entre cristais derivados de metassomatismo (Skarn) e cristais oriundos de magmatismo. Já a química dos cristais de magnetita das rochas metamáficas aponta gênese relacionada a processos francamente ígneos (Fe-Ti-V e Porphyry). As análises de rocha total mostram que as rochas gabro-anfibolíticas são toleítos de baixo-K, alto-Fe (média de 13,8 wt.% de Fe₂O₃), apresentando conteúdos intermediários de MgO (média de 6,5 wt.%). Quanto aos piroxenititos, Fe₂O₃ e SiO₂ juntos, perfazem, em média, 94,2 wt.% do conteúdo dessas rochas, as quais mostram intermediário MgO (média de 5,4 wt.%). Os comportamentos de ETR e elementos traços detectados para as litologias metamáficas mostram transições entre assinaturas químicas de rochas do tipo E-MORB e rochas de Arco, derivadas de um manto hidratado. Análises de U/Pb realizadas sobre zircões de rocha piroxenítica, dotados de zoneamentos ígneos preservados, apontam idades de cristalização de 3041±23 Ma, mesma idade das rochas máfico-ultramáficas do Complexo Riacho das Telhas (CRT) do MSJC. Amostras de metamáficas e piroxeníticas apresentam altas razões isotópicas 147Sm/144Nd (>0.14), típicas de rochas mantélicas, idades TDM variando entre 3.19 e 3.88 Ga e valores de εNd(3.04) entre +0.65 e -9, mostrando desbalanceamento do sistema isotópico, refletindo metassomatismo e que as fontes mantélicas juvenis são enriquecidas e passaram por contaminação crustal. Interpretamos que essas rochas foram formadas e/ou colocadas a condições de alto grau metamórfico, seguido de retrometamorfismo até fácies anfibolito baixo a hornfels, pela presença de simplectitos e hornblenda substituindo piroxênios. Ao menos um evento metassomático, o que gerou grunerita, escapolita, calcita e granada, atingiu essas litologias e tem relação com a granitogênese tardia. Porém, é obscura ainda a definição do protólito das rochas piroxeníticas, as quais mostram padrões de ETR, elementos traços e outras características químicas que tanto podem ter relação com fluidos tardios relativos ao magmatismo do CRT, como podem refletir FFs colocadas a condições de alto grau metamórfico. Este estudo pode mudar as direções de pesquisas e as perspectivas geológicas relacionadas às rochas do MSJC.

1. INTRODUCTION

One of the greatest scientific challenges related to high-grade Archean Terrains is to unravel the nature of the protolith of its constituent rocks (Nutman et al. 2002). Ancient rocks can be influenced by several geotectonic events during the evolution of these terrains, which can totally or partially obliterate the petrological evidences and geochemical signatures typical of their formation period (Sharkov & Bogina 2007).

As an attempt to resolve this problem, mafic-ultramafic rocks are used as suppliers of valuable information about the origin of basaltic magmas and areas of mantle source (Condie 2005; Sharkov & Bogina 2007; Gill 2010; Bucher & Grapes 2011; Polat et al. 2012, Polat 2014). These lithologies are sorted by lower or higher prevalence of iron and magnesium silicates such as olivine, pyroxene, amphibole and spinel, mainly arranged in cumulatic textures when intrusive (MacKenzie 1982; Cawthorn 1996; Gill 2010, and others). In regard to chemical aspects, there is consensus that the silica content of mafic terms range from 45 to 52 wt.%, while the ultramafic do not exceed 45 wt.%. When compared to other lithologies, mafic-ultramafic rocks show high contents of Mg, Ti, V, Cr, Ni and Co (Le Bas 2000; Sharkov & Bogina 2007; Siepierski 2008; Gill 2010). The genesis of these rocks are associated to magmatic differentiation cycles and fractional crystallization processes (Arndt & Lesher 2005), which can be detected by simultaneous variations in both elemental content of cumulatic minerals and in the bulk geochemistry of whole rock (Cawthorn 1996; Arndt & Lesher 2005; Gill 2010, and others).

In certain environments, the occurrence of pyroxenites, gabbros and iron formations together with exotic lithologies composed mainly by pyroxenes, turns difficult to distinguish the petrogenetic mechanisms involved in geological history. Despite the unusual approach in the literature, pyroxenitic rocks of uncertain origin constituted of exotic minerals paragenesis and particular geochemical signatures have been gaining attention of science researches once its genetic processes are barely study and, apparently, vary widely.

The protolith of quartz-pyroxenitic rocks with magnetite, intercalated with amphibolites and ultramafic rocks of Akilia Island in Godthåbsfjord Region, Greenland, where is also inserted Isua greenstone belt, has been strongly discussed in the literature (Mojzsis et al. 1996; Nutman et al. 1997; Mojzsis & Harrison, 2000; Myers & Crowley 2000; Anbar et al. 2001; Fedo & Whitehouse, 2002; Friend et al. 2002; Nutman et al. 2002; Whitehouse & Fedo 2003; Bolhar et al. 2004; Fedo et al. 2006; Dauphas et al. 2007, and others). The controversy over the origin of these lithologies with extremely high SiO₂ content is based on two main suppositions.

The first hypothesis consists that the quartz-pyroxenitic rocks are derived from paleoarchean banded iron formations (BIFs) put into high-grade metamorphic conditions. The presence of graphite included in apatite may indicate possible existence of ancient bacterial life (Mojzsis et al. 1996; Mojzsis et al. 1999; Mojzsis & Harrison 2000; Anbar et al. 2001; Friend et al. 2002; Nutman et al. 2002; Dauphas et al. 2007). This hypothesis was firstly formulated with the aid of field aspects by considering a type of BIF banding as the main structure recognized in

these rocks. According to the same authors, the equivalences to BIF are also based on REE patterns and on behaviour of trace elements such as Cr, Ti, P, Th, Y and Sc. Geochronological evidence indicates that the quartz-pyroxenitic rocks dates from Paleoproterozoic, same age of surrounding mafic-ultramafic rocks and enclosing gneisses, characteristics that would support a common genesis between these lithological assembly (Mojzsis et al. 1996; Mojzsis & Harrison 2000; Anbar et al. 2001; Friend et al. 2002; Nutman et al. 2002; Dauphas et al. 2007)

The second hypothesis suggests that a neoproterozoic metasomatic event derived from the interaction between fluids and mafic-ultramafic protoliths, was responsible for the formation of quartz-pyroxenitic rocks of Akillia (Myers & Crowley 2000, Fedo & Whitehouse 2002, Whitehouse & Fedo 2003, Bolhar et al. 2004 e Fedo et al. 2006). The main arguments are based on the origin of quartz present in the rock. Oxygen isotopes studies show that the quartz was metasomatic added to the post-magmatic system and not considered as a primary mineral. Fe and S isotopic data are ambiguous and indicate that the iron present in the rock can be originated either from chemical exhalation deposition related to BIFs or from deep-sea hydrothermalism in mid-ocean ridges. It also suggests that these lithologies did not interact with superficial environments during their formation period. REE patterns of quartz-pyroxenitic rocks show geochemical equivalences with mafic-ultramafic rocks, an evidence that can support a narrow genetic relation between these lithologies (Myers & Crowley 2000, Fedo & Whitehouse 2002, Whitehouse & Fedo 2003, Bolhar et al. 2004, Fedo et al. 2006). At last, geochronological Sm-Nd data in whole rock show Paleoproterozoic T_{DM} ages combined with extremely negative ϵ_{Nd} values, whilst, U/Pb method on zircons from quartz-pyroxenitic rocks indicates a neoproterozoic genesis to these rocks. These observations show that quartz-pyroxenitic rocks are younger than the surrounding rocks and experienced intense crustal contamination, supporting the hypothesis of late origin from metasomatized mafic-ultramafic rocks (Fedo et al. 2006).

Orthopyroxenites from Carajás Mineral Province are also a lithology of particular genesis. Siepierski (2008) suggest that these rocks are derived from metasomatized gneissic-migmatitic rocks, due to the performance of fluids in high temperature and low fO_2 . Morphologically, orthopyroxenites are irregular massive bodies, or veins, ranging from a few centimetres to more than 300 metres thick, embedded in Archean gneiss-migmatites. These bodies establish contacts with hydrothermal breccias, scapolites, hornblendites and sulphide-rich remobilization zones. Incompatibility with processes derived from basic or ultrabasic magmas to the genesis of these rocks is evidenced by petrography. Absence of magnetite, hematite, titanite or chromite, as well as the presence of hornblende, scapolite, apatite and phlogopite, arranged in thick granoblastic agglomerates are some of these evidences. In addition, variations in content of En do not exhibit significant correlation with variations in the low contents of TiO_2 , Cr_2O_3 , CaO and Al_2O_3 in the whole rock analysis. These facts are reasonable to assume that fractional crystallization processes were not responsible for the formation of these rocks (Siepierski 2008).

Diopsidites are essentially monomineralic rocks associated with silicate melts not directly derived from magmatic systems, but from the interaction between high temperature

submarine carbonate fluids (>800°C) with harzburgites and mantellic serpentinites (Python et al. 2007). The diopside-rich rocks are strongly depleted in Cr and Ti and the REE patterns differ completely from those ones in mafic-ultramafic rocks. Positive Eu anomalies suggest that the generators fluids may have leached plagioclase-rich rocks before penetrating the mantle. The diopsidites frequently appears as dykes or diapirs preferably located in basal portions of Oman ophiolites, and can be interpreted as contact metamorphism halos, similar from those found in typical skarnites. The mineralogy related to these lithologies includes, besides the diopside, forsterite, anorthite and traces of andradite, in an antigorite and carbonate matrix (Python et al. 2007).

Skarns related processes worldwide (Knopf 1942; Korzhinski 1955; Zharikov 1970; Burt 1972; Einaudi et al. 1981; Einaudi & Burt 1982; Edwards & Atkinson 1986; Kwak 1987; Ray et al. 1987, 1988; Meinert 1988, 1989; Ettlinger & Ray 1989; Ray et al. 1990; Theodore et al. 1991; Ray & Webster 1991; Meinert 1992; Meinert et al. 2005; Bucher & Grapes 2011; Hao et al. 2014; Nadoll et al. 2014) and in Borborema Province, northeast of Brazil (Sousa Neto et al. 2008; Parente et al. 2014; Parente et al. 2015), are associated with pyroxenitic rocks related to contact metamorphism derived from granitic activity. In these cases, it is common spatially and genetically occurrence of correlate metasomatites, metamorphic rocks, iron formation, mafic-ultramafic rocks, calc-silicates rocks and marbles. Skarns mineral assemblages are constituted by pyroxene, garnet, amphibole, quartz and magnetite in the prograde phase and often scapolite, calcite, apatite, biotite and sulphides in retrograde phase (Burt 1977, 1982; Bohlen et al. 1980; Einaudi et al. 1981; Einaudi & Burt 1982; Newton 1983; Meinert 1992; Lentz 1998; Aleksandrov 1998; Meinert et al. 2005; Frisch & Herd 2010; Bucher & Grapes 2011).

Pyrometamorphism and combustion metamorphism (Grapes et al 2009; Grapes 2011; Sharygin & Sokol 2015) are subtypes of contact metamorphism linked to extreme temperature processes and are able to generate unusual mineral assemblages composed by ferric pyroxene (clinoferrosilite and ferrosilite) + fayalite + quartz. Other cases involving extreme temperature processes can occur due to meteoric impact, which cause sudden changes in temperature and pressure in a short period of time and also form pyroxene-rich rocks with this exotic mineral association (Prewitt et al. 1971; Schreyer & Abraham 1978; Maier et al. 2006; Reddy et al. 2014).

The present paper discusses the genesis of gabbro-amphibolitic rocks associated with exotic pyroxenitic rocks, containing high-Fe pyroxenes and olivine as well as magnetite and quartz. These lithologies are constituents of Serra Negra Body (SNB) in central-south portion of the São José do Campestre Massif (SJCM), an archean core, in northeastern Brazil (Dantas et al. 2004).

2. GEOLOGICAL SETTING

The SJCM is an archean nucleus surrounded by paleoproterozoic gneiss-migmatites terrains (Dantas et al. 2004) and is located at the northeast portion of the Borborema Province

(BP), Rio Grande do Norte domain, Brazil (Almeida 1977, 1981; Brito Neves 1983; Jardim de Sá 1994; Brito Neves et al. 1995; Brito Neves et al. 2000; Brito Neves et al. 2001; Dantas et al. 2004) (Fig. II.1A). The Massif's dimension is approximately 6.000 km² and its actual geographic-geological position is the most proximal portion to the African continent in the South-American Platform. SJCM's structuration is in agreement with the tectonic movement developed during the late Brasiliana orogeny, where the Massif worked as a shield (basement top) during the structural evolution of neoproterozoic Mobile Belts of BP (Brito Neves 1983; Caby et al. 1991; Jardim de Sá, 1994; Brito Neves et al. 1995; Brito Neves et al. 2000; Brito Neves et al. 2001). The west portion of the SJCM is bordered by Seridó Mobile Belt, whilst the tectonic-stratigraphy terrains of Transversal Zone (TZ) determinate the southern limits of the Massif. TZ is deformed by dextral efforts of Patos-Garóa and Pernambuco-Camarões lineaments, both defined as mega shear zones that contain their continuities mapped at the Mobile Zones of northwest Africa.

SJCM (Fig. II.1B and II.1C) is characterized by different magmatic events from ages between 3.45 and 2.65 Gyr. These rocks were reworked by partial melting events and consequently formation of migmatites around 2.0 Gyr, as well as re-melting events around 600 Myr (Dantas et al. 2004). The oldest events, related to the Bom Jesus orthogneiss (3.45 Gyr) and the rocks from the Presidente Juscelino Complex (PJC, 3.35-3.12 Gyr), have tonalite-trondjemite-granodiorite geochemical affinity (TTG). Granulite facies rocks and high-grade metamorphism gneiss from Senador Elói de Sousa Complex (3.03 Gyr) are composed by calc-silicates gneiss, garnet-rich gneiss and paragneiss. Mafic-ultramafic bodies related to Riacho das Telhas Complex (RTC) are intrusive at the domains above and include pyroxenites, magnetite-chromite pyroxenites, olivine pyroxenites, lherzolites, wherlites (Dantas et al. 2004, Alves de Jesus, 2011), olivine gabbro, gabbros and amphibolites.

Supracrustal rocks are inserted on Serra Caiada Meta-volcanic-sedimentary Sequence (SCMVS) and it contain quartz-feldspar gneiss, cherts, metarenites, schists, calc-silicates, marbles and iron formations. SCMVS may be a typical lithological association of a greenstone belt in the region (Dantas et al. 2013). These rocks are deformed and metamorphosed in high-amphibolite to granulite facies. They are intruded by late successions of sienogranites (2.65 Gyr) (Dantas et al. 2013) and neoproterozoic granites (Dantas et al. 2004).

The selected area of study (1:5.000 scale) corresponds to one of RTC's bodies (Dantas et al. 2004). It is located at the proximities of Serra Caiada city, 80 km from Natal, capital of Rio Grande do Norte province. The reason behind the chosen area is due to its eventual metallogenetic potential and the Fe-richness of these rocks. These factors caught interest of researches and junior mineral exploration companies to this area.

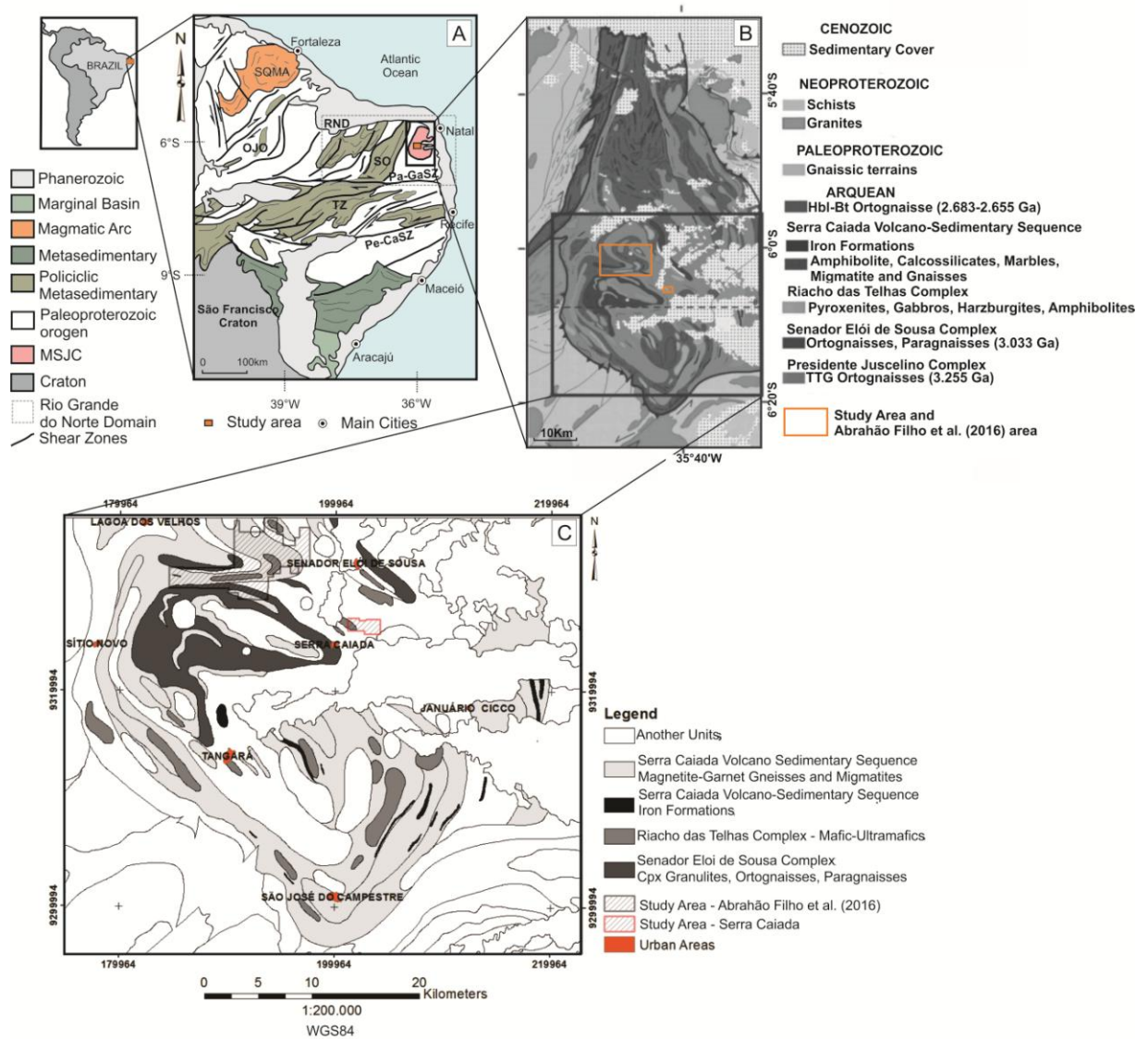


Fig. II.1 – **A.** Simplified regional map of the Borborema Province (modified from Jardim de Sá 1994 and Brito Neves et al. 2001) and its localization in South America; **B.** Geological map of the SJCM; **C.** Geological map of the south portion of the SJCM. B and C modified from Dantas et al. (2004). Abbreviations: OJO - Orós-Jaguaribe Orogen, Pe-CaSZ - Pernambuco-Camarões Shear Zone, Pa-GaSZ - Patos-Garoa Shear Zone, TZ - Transversal Zone, RND - Rio Grande do Norte Domain, SO - Seridó Orogen, SQMA - Santa Quitéria Magmatic Arc.

3. METHODS

This multidisciplinary research invested in different techniques: geological mapping, drillhole description, petrographic analysis, mineral chemistry, conventional geochemistry, geochronology and isotopic geochemistry. All the laboratory techniques were executed at the Geoscience Institute (IG) of Universidade de Brasília, particularly in the Laboratories of Mineralogy, Electron Microprobe and Geochronology, excepting the conventional geochemistry that was conducted in AcmeLabs Commodities Ltd, Vancouver, Canada.

3.1. Petrography

There were made and described a total of 45 thin sections in this research. From the total, 10 were collected in surface outcrops and 35 in drillholes. The descriptions were executed in petrographic microscope coupled to a digital camera.

3.2. Mineral Chemistry

Electron Microprobe (EMP) analyses were made in olivine, pyroxene, amphibole, plagioclase and magnetite crystals. For this purpose, it was used an EMP model JEOL JXA-8230. For silicates a voltage/current of 15 kV/10 ± 0,10 nA was used, whilst for magnetite crystals it was used a voltage/current of 15 kV/15 ± 0,10 nA. For silicates, there were analyzed SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, CaO, Na₂O, K₂O, Cr₂O₃, V₂O₃, MnO, MgO, NiO, Cl and F. For the magnetite crystals, there were analyzed TiO₂, Al₂O₃, FeO, Cr₂O₃, V₂O₃, MnO, MgO, NiO, ZnO, SnO₂ and CoO.

The results from mineral chemistry were presented in oxides weight percentage (wt. %), as well as cationic proportions, chemical structural formulas, molecular components and chemistry variation diagrams. Excel spreadsheets were used to analyze data (Microsoft® Office Windows 7®), according to recommendations and calculations predefined by Deer et al. (1992) for structural formulas calculus, by Droop (1987) for Fe³⁺/Fe²⁺ proportions and by Morimoto (1990) for general chemistry calculus of pyroxenes. The distribution of pyroxene molecular components is provided according to Cawthorn & Collerson (1974) method. Suggested and estimated values for pressure conditions of hornblende growth from its composition are based on geobarometer method by Schmidt (1992) using the formula $P(\pm 6 \text{ Kbar}) = - 3,01 + 4,76 \cdot (Al_{IV} + Al_{VI})$, defined by experimental calibration. In the equation, P is the pressure in kilobars, Al_{IV} is the aluminum atom in the four valence, Al_{VI} is the aluminum atom in the six valence. The classifications used follow the IMA (International Mineralogical Association) recommendations.

Graphic and statistic of EMP analyses from magnetite follow the papers of Dupuis & Beaudoin (2011), Nadoll et al. (2014) and Chung et al. (2015).

3.3. Conventional Geochemistry

Aiming sampling of weathering-free rocks, whole rock chemical analysis for conventional geochemistry were conducted only with samples collected from drillholes. The methodology used in the preparation and analysis consist in submitting them to calcination at 1000°C to lose the volatiles and posterior fusion with lithium metaborate. Major elements ions were obtained by X-Ray Fluorescence (XRF) or ICP-AES; Minor elements, traces elements and REE were acquired by ICP-MS. The data processing were made in Excel (Microsoft® Office Windows 7®), Petrograph (Petrelli 2007) and Corel Draw X7®. 17 samples were analyzed

along the proposed stratigraphy of SNB and Minor Mafic Bodies. These samples are representatives of petrography variation discussed in this paper.

3.4. Geochronology – U/Pb Method

For U/Pb geochronological analyses, zircon grains were handpicked from one pyroxenitite surface sample (FEM-293) and mounted on an adhesive tape, enclosed in epoxy resin and polished approximately half of their original thicknesses. U/Pb analyses were performed on a Mass Spectrometer Multi-Collector model Thermo Finnigan Neptune with ICP coupled following the methods described by Bühn et al. (2009). For data reduction and age calculations, the programs PBDAT (Ludwig 1993) and ISOPLOT-Ex (Ludwig 2001) were used. Isotopic errors were in the range of 1σ .

3.5. Isotopic geochemistry - Sm-Nd method

Nine whole rock samples were analysed to the Sm-Nd method, three of them are pyroxenitites and six are gabbro-amphibolites. The method used follows the procedures of Gioia & Pimentel (2000). Initially, about 50 mg of powdered sample were diluted in acid at different stages. After the dissolution, the sample was placed in a chromatography column where the purification and Sm-Nd separation takes place. Their isotope ratios were measured by a multi-collector mass spectrometer Finnigan MAT 262. The T_{DM} ages and ϵ_{Nd} parameter were calculated using the DePaolo (1981) model. For this, Excel (Microsoft® Office Windows 7®) and its extensions were necessary.

4. GEOLOGY

The selected rocks for this study are inserted in an ellipsoidal body, with major axis measuring around 1.100 metres and maximum width measuring around 700 metres. These rocks are WNW elongated disagreeing with PJC gneiss-migmatites regional trend (Fig. II.2). The available aeromagnetic data reveal strong magnetic anomalies associated to these rocks and suggests their subsurface continuity (Fig. II.3).

The main outcrop units can be individualized in three lithological groups, dipping between 0° to 10° in the central part and 10° to 35° in the northernmost and meridional borders (Fig. II.2). In the north portion, pyroxenitic association rocks and subordinated iron formations are predominant, occupying a 248.000 m² area. In the south, forming contacts with the pyroxenitic association and iron formations, there is a 153.000 m² area outcropping mafic rocks. The central part of the body is composed by grunerite-rich rocks, occupying an area of 44.000 m² (Fig. II.2).

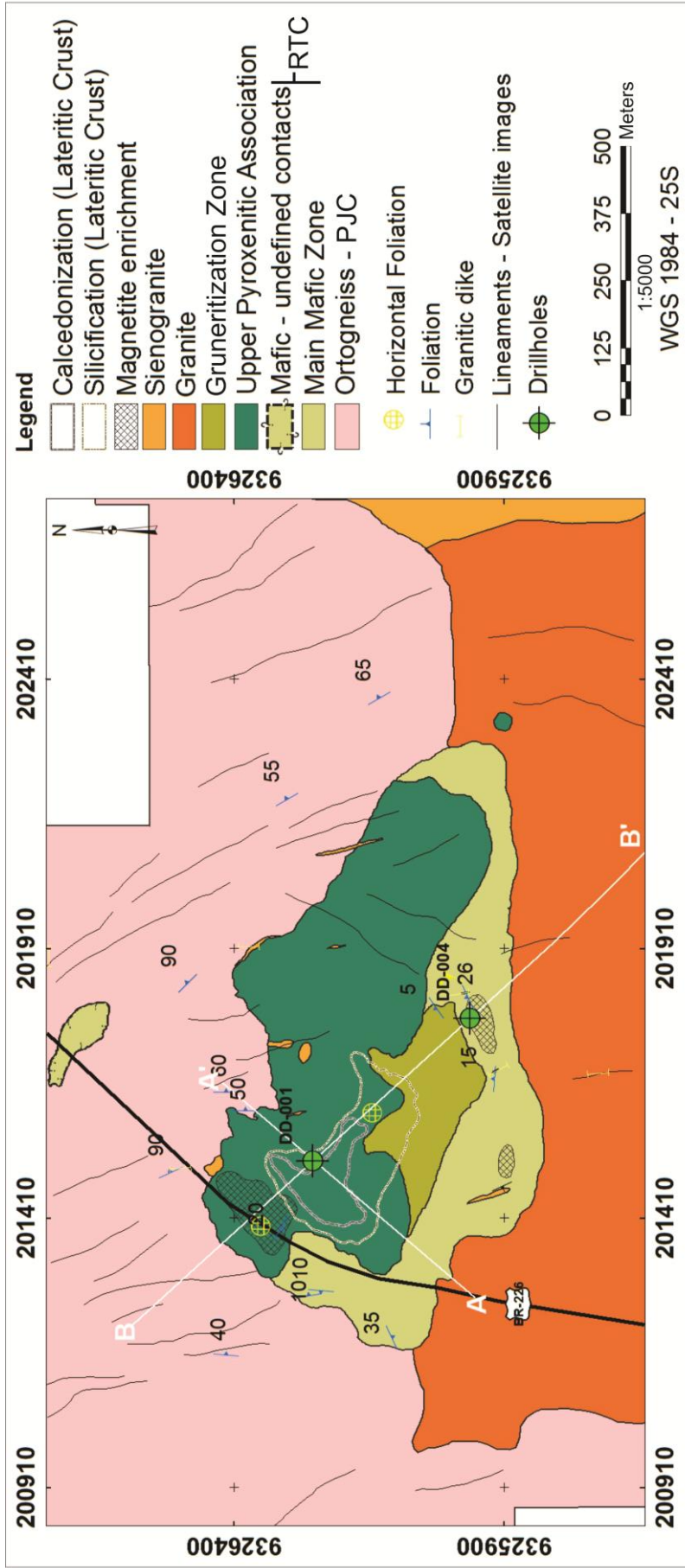


Fig. II.2 - Geologic map of the SNB and surrounding lithologies. Abbreviations: RTC - Riacho das Telhas Complex, PJC - Presidente Juscelino Complex.

Three small magnetite-rich areas, ranging its size between 1.400 and 12.000 m², were delimited both internal to the pyroxenitic rocks and to the gabbro-amphibolites, respectively occurring in the north-western and south part of the body (Fig. II.2). Magnetite enrichment occurs when the rocks contains more than 40% of this mineral.

Apophyses, aplitic dykes and pegmatites, as well as quartz-veins, truncate the aforementioned rocks and are related to expressive intrusions of granites and syenogranites that outcrop at the south and east portion of studied area. In some veins occur biotite and garnet. The granites and syenogranites outcrop approximately 0.5 km² internally to the study polygon (Fig. II.2). Interpretations infer that on the south and southeast borders, the granite bodies probably cap the main lithology in a way that, apparently, its apex portions are exposed (Figs. II.2, II.4B and II.4C). Centimetric to decametric pyroxenitites and gabbro-amphibolites xenoliths are preserved on these intrusive rocks (Figs. II.2, II.4B and II.4C).

It is important to notice that, on surface, the intense weathering that occurs in the outcrops is able to produce siliceous lateritic crusts encountered in the northwest part of the lithological group. These crusts are nucleated mainly on pyroxenitic rocks (Fig. II.2). An area of 48.900 m² was delimited, where there is intense silicification of rocks, which circumscribes a chalcedony-rich area of 15.000 m², reflecting the action of weathering processes on lithologies (Fig. II.2). These silica-rich crusts are responsible for forming relative higher elevations quotes above the pyroxenitic association rocks, which contrasts with the relative shallow reliefs that are occupied by the mafic and grunerite-rich rocks.

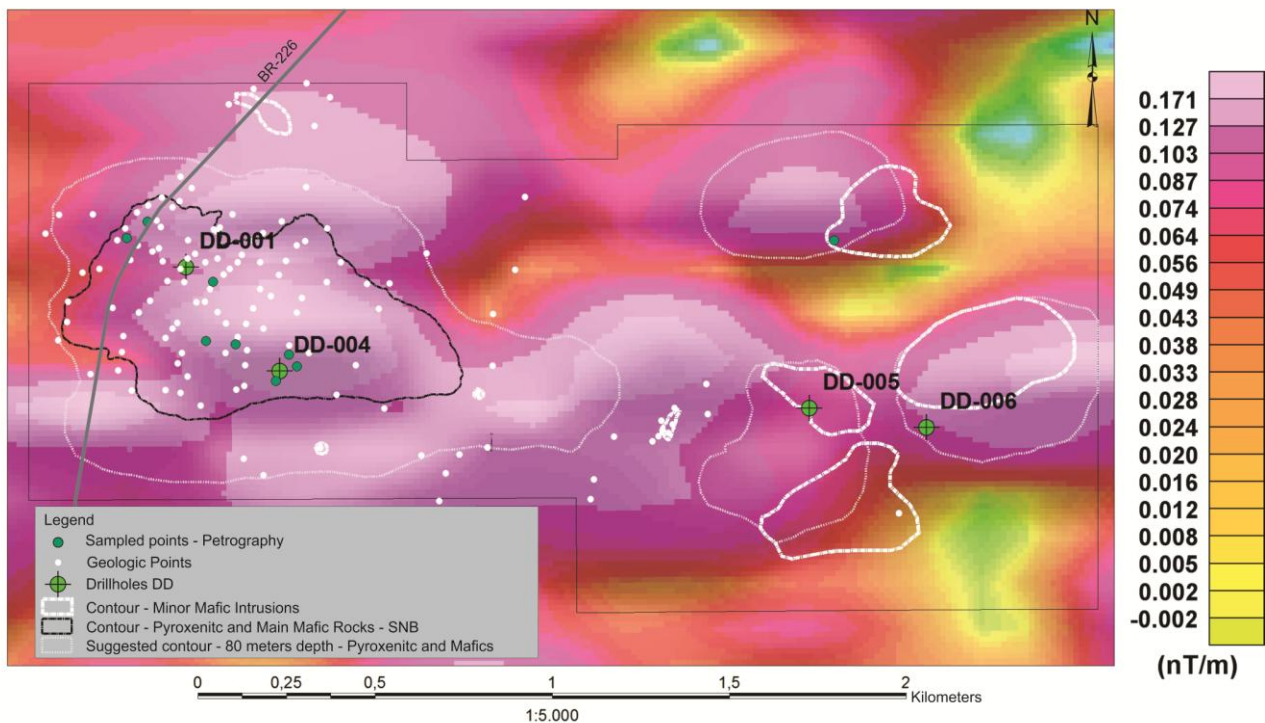


Fig. II.3 - Analytic signal map (CPRM 2004) showing magnetic anomalies (strong pink colours) bellow pyroxenitic and metamafic rocks (note suggested contours in 80 metres deep marked by thin white lines). SNB contour is showing by black line. Minor metamafic intrusions contours are showing by bolded white lines in the east part of this map. Drillholes, geologic points and sampled points are also represented in this picture, according the legend.

Two studied vertical drillholes, DD-001 and DD-004, allowed us to interpret the distribution of the main geological group at subsurface and its continuity until 80,5 metres in depth (Figs. II.2, II.3 and II.4). From the detailed mapping and the drillhole's description, it was possible to propose, based on the principal petrological association identified, the following lithological sequence, from the shallow levels to the deepest ones (Figs. II.2 and II.4):

- i) Upper Pyroxenitic Association (UPA) composed by types of orthopyroxenitites and clinopyroxenitites with magnetite and quartz, some containing scapolite and calcite, as well as intercalations of minor iron formations and gruneritites;
- ii) Gruneritization Zone (GZ) formed by gruneritites, grunerite clinopyroxenitites and grunerite gabbro with more than 40% modal percentage of grunerite;
- iii) Main Mafic Zone (MMZ) contemplated by gabbro-amphibolite rocks;
- iv) Clinopyroxenitic Association (CA), composed by clinopyroxenitites similar to the UPA, but with absence in scapolite and calcite, intercalated with minor gruneritites;
- v) Basal Mafic Zone (BMZ) represented by a gabbro-amphibolite association and occurrences of local and small magnetite lenses.

In addition, two more drillholes, also vertical, were analysed, DD-005 and DD-006, outside the mapped area, that intercepted mainly mafic rocks (Figs. II.3 and II.4). These rocks were interpreted as being part of Minor Mafic Bodies (MMB) composed mostly of gabbro-amphibolite lithologies, (Fig. II.3). It was described on these last drillholes two different passages: one of localized pyroxenite and other of iron formation, intercalated with gabbroic rocks (Fig. II.4).

5. PETROGRAPHY

The mineralogical modal percentages and the most significant textural characteristics of the pyroxenitites and gabbro-amphibolites rocks are resumed on Table 01 and explained bellow. The proposed and explained stratigraphy for SNB as well as the correlations between principal mineral phases and zoning are resumed on Fig. II.11.

5.1. Upper Pyroxenitic Association

UPA has up to 40 m of thickness inferred by lateral correlation between the drillholes DD-001 and DD-004 and can become thinner towards the SE edge of SNB (Fig. II.2). Predominant lithologies are orthopyroxenitites and clinopyroxenitites. Pyroxenitites are medium to coarse grained, isotropic, brown to green (Fig. II.5) and show dark grey to black magnetite-rich bands (Figs. II.5A and II.5D). Subordinately, these lithologies are alternated with decimetric-

sized intervals of iron formation rich in pyroxene and grunerite, light brown in colour and fine to medium grained (Figs. II.5B and II.5D). It was detected on UPA, medium to coarse grained dark brown gruneritites (Fig. II.10) that occupy contacts between granite veins and pyroxenitic rocks.

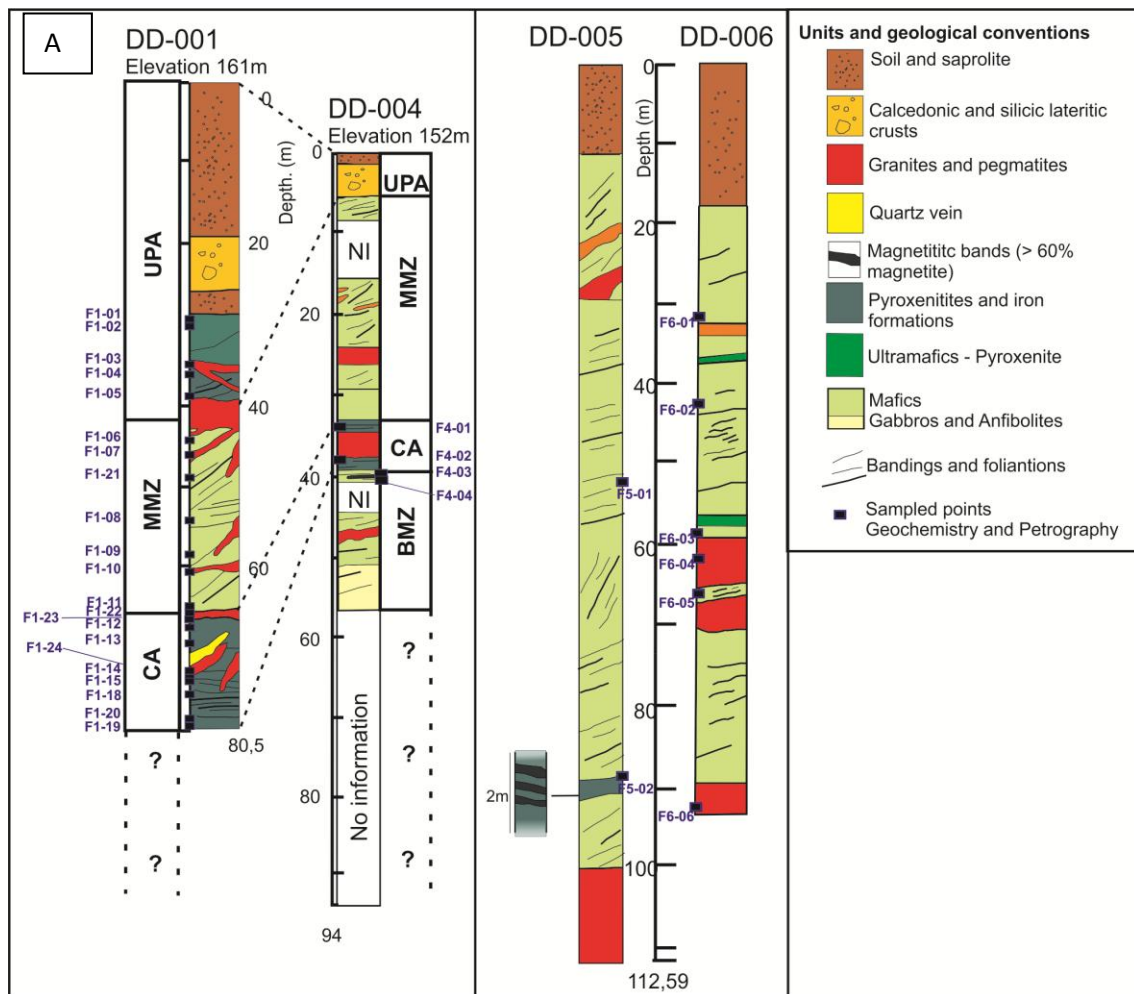


Fig. II.4 - Drillholes data. **A.** Drillhole logs. A correlation can be made between DD-001 e DD-004 holes, located in the main rock association. DD-005 e DD-006 holes are located above two different minor metamafic intrusions and, in this way, a correlation cannot be made between these holes. Black rectangles are indicating collected samples and its respective names. Abbreviations: UPA - Upper Pyroxenitic Association, MMZ - Main Mafic Association, CA - Clinopyroxenitic Association, BMZ - Basal Mafic Zone, NI - No information; **B.** Section A-A'. **C.** Section B-B'. The sections were made without vertical exaggeration and are located by white lines and white letters in the map of Fig. II.2.

It was determined the following UPA lithofacies:

- A) Orthopyroxenitite composed by ferrosilite, clinoferrosilite, diopside, hedenbergite, olivine, magnetite, calcite and scapolite as essential minerals and quartz, hornblende, grunerite, pyrrhotite, sphene and apatite as accessories;
- B) Clinopyroxenitite composed by clinoferrosilite, magnetite, ferrosilite as main minerals and quartz, olivine, scapolite, garnet and zircon as accessories;
- C) Clinopyroxenitite composed essentially by hornblende and ferrosilite with minor percentages of magnetite and quartz;
- D) Clinopyroxenitite composed by olivine, magnetite and grunerite as essential minerals and quartz, apatite, pyrrhotite, chalcopyrite, feldspar and biotite as accessories;
- E) Banded Iron Formations composed by clinoferrosilite, ferrosilite and grunerite as main minerals and minor percentages of hornblende, garnet and scapolite;
- F) Gruneritite with distinctive modal percentages of clinofessosilite, quartz, hornblende, magnetite, pyrrhotite and chalcopyrite. The last three minerals cited occur as accessories;

The main texture recognized on pyroxenitites is the polygonal granoblastic, dominated by orthopyroxene, clinopyroxene and subordinated olivine crystals. The contact between pyroxene and olivine grains are formed by straight boundaries arranged in triple junction arrays. Crystals are euhedral to subhedral and its dimension range from 0,3 to 1,5 mm (Fig. II.6). Locally eroded borders filled by secondary minerals occur between crystals contacts (Fig. II.6B). Sporadically twinned orthopyroxene porphyroblasts with major axis up to 4 mm are nucleated deforming the previously granoblastic fabric (Fig. II.6A). Magnetite and hornblende also occurs as subhedral granoblastic crystals, varying from 0,3 to 0,8 mm (Fig. II.6C). These minerals can also occur with quartz and sulphides at interstices in polygonal arrays, forming anhedral to subhedral little crystals (0,05 - 0,2 mm) (Fig. II.9C). Hornblende crystals ranging from 0,05 to 0,1 mm were described within the cleavage planes of pyroxenes, showing mineral substitution textures.

Iron formations are formed by alternated magnetite-rich layers and pyroxene, amphibole and quartz rich layers. Magnetite crystals occur in iron formation as polygonal granoblastic fabrics as well as small subhedral inclusions (0,01 - 0,03 mm) within pyroxene and amphibole crystals. In more weathered rocks, magnetite displays triangular-type (truss) arrangements, designed by replacement of hematite, configuring martitization. (Figs. II.9A and II.9B).

Present in most of UPA facies, grunerite are nucleated occupying intersections, cleavage planes and microfractures of pyroxene crystals. They form pervasive and radial fabrics establishing irregular contacts between them and with other minerals, and even forming monomineralic domains that override the previously mineral assemblage (Figs. II.6C and II.10B). They are represented by individual placoid and acicular crystals ranging

from 0,05 to 1 mm in pyroxenitites (Fig. II.6C), and can even reach up to 2 cm when it is a grunerite constituent (Fig. II.10).

Secondary minerals include scapolite, calcite, garnet, biotite, feldspars and sulphides as pyrrhotite and chalcopryrite. Scapolite and calcite set irregular curvilinear contacts between them and with other minerals. These minerals can occur as the following ways: pervasive, forming isolated anhedral crystals of 0,02 – 0,3 mm or in agglomerates of up to 0,5 mm (Fig. II.6A); filling the interstices spaces between the pyroxene crystals; or filling cleavage and microfractures spaces of pyroxene crystals (Fig. II.6B). Quartz veins are rich in biotite and garnet and can have feldspar association. Garnet also occurs as porphyroblasts (1 – 2 mm) in a way that your growing pattern visibly deforms the previously granoblastic texture (Fig. II.6E). The sulphides are present in interstices spaces of the granoblastic textures and within the cleavage plane of some grunerite crystals (Fig. II.9F).

5.2. Gruneritization Zone

GZ has 5 metres of thickness and it was interpreted as a transitional zone between UPA and MMZ, only verified at surface (Fig. II.2). This unity is characterized for exhibiting rocks with more than 40% modal percentage of grunerite. They are fine to medium grained and dark brown in colour. It was possible to establish the following constituents of GZ:

- A) Gruneritite composed by hornblende and relict clinoferrosilite with magnetite, pyrrhotite and chalcopryrite as accessories;
- B) Grunerite clinopyroxenitite with clinoferrosilite and composed by magnetite, pyrrhotite, chalcopryrite, quartz and apatite as accessories;
- C) Grunerite metagabbro with plagioclase and clinoferrosilite as main minerals and magnetite, pyrrhotite, quartz and apatite as accessories;

Relations between essential constituents of gruneritite and clinopyroxenitite are the same observed on UPA. Grunerite metagabbro is fine grained and show polygonal plagioclases and pyroxenes crystals textured in triple junctions. Subordinate cumulatic textures were locally verified in these lithologies. Magnetite and sulphides are within the rock arrangement (Fig. II.9F). Grunerite superimpose the abovementioned arrangements, showing pervasive, radial and penetrative agglomerates with irregular contacts between themselves and with other minerals (Fig. II.10).

5.3. Main Mafic Zone

MMZ has 40 metres of maximum thickness, average 20 metres, measured by correlations between drillholes DD-001 and DD-004 (Figs. II.4). This zone is represented by fine

to medium grained greenish-grey to light greenish-grey gabbro-amphibolite rocks (Fig. II.7). The metagabbros are formed of metric melanocratic intervals and centimetric leucocratic intervals, intercalated with metric amphibolite intervals (Figs. II.7B and II.7C). In general, with the exception of amphibolites (Fig. II.8D), these rocks do not show pronounced mineral orientation and the primary magmatic banding is partially preserved (Figs. II.7B, II.7C and II.7D).

The following facies constitute the MMZ:

- A) Metagabbro;
- B) Olivine metagabbro;
- C) Hornblende metagabbro;
- D) Hornblende-garnet metagabbro;
- E) Amphibolite with magnetite, quartz and some containing biotite;

Metagabbros show mainly fine to medium grained orthocumulatic texture, composed by olivine, clinopyroxene and part of the modal percentage of plagioclase (Figs. II.8A, II.8B and II.8C). Plagioclase is also intercumulate along with hornblende, magnetite and ilmenite crystals. Cumulatic fabrics of olivine, intercumulatic plagioclase and pyroxene usually occur, even with the absence of the last one, mainly in olivine metagabbro (Fig. II.8E). Clinopyroxene, olivine and hornblende are euhedral to subhedral and their dimensions range from 0,1 to 0,5 mm. Plagioclase cumulates vary from 0,3 to 1,0 mm, and when intercumulate it does not exceeds 0,1 mm. Plagioclase may also occur as phenocrysts (0,5 to 1,5 cm) with inclusions of olivine and clinopyroxene crystals (Fig. II.8E). Magnetite and ilmenite crystals are intercumulatic and granoblastic with dimensions of 0,1 to 0,8 mm (Fig. II.9D) and were also described as small anhedral to subhedral inclusions (0,01 to 0,1 mm) within pyroxene crystals (Fig. II.8C). Symplectites up to 2 mm occur locally in metagabbros and are formed through radial or plane-parallel exsolution of pyroxene and plagioclase commonly involving a magnetite nucleus (Figs. II.8C and II.8D).

Polygonal granoblastic texture is also observed on these rocks, formed by plagioclase, clinopyroxene (Fig. II.8C), hornblende, magnetite, ilmenite and quartz. Quartz are interstitials and when present, they are subhedral and have measures from 0,05 to 0,2 mm. The secondary phases include interstitials sulphides associated to magnetite agglomerates, in dimensions varying from 0,07 to 0,7 mm (Fig. II.9E).

Hornblende-garnet metagabbros have also primary textures preserved, but the presence of late garnet indicates post-magmatic events. Garnet porphyroblasts and poikiloblasts are 0,3 mm to 1,0 cm, anhedral and have irregular and curvilinear contact with other mineral phases. They can form radial symplectites enveloping nucleus of magnetite and hornblende (Fig. II.8F). Garnets can also be associated with veins that occur next to aplitic granitic and pegmatitic intrusions.

Amphibolites intercalated with metagabbros are composed by hornblende, plagioclase and quartz (Fig. II.8D). Hornblende crystals are subhedral, have dimensions ranging from 0,2 to

0,8 mm and can alter to actinolite and calcite. When present, biotite crystals are anhedral, measuring from 0,1 to 0,4 mm and are usually nucleated as aggregates at the expense of hornblende crystals, forming lepidoblastic to nematoblastic textures.

5.4. Clinopyroxenitic Association

CA has 12,5 metres maximum thickness and it thins towards SE at the SNB margins (Fig. II.4). It is represented by clinopyroxenites that show some macroscopically aspects and characteristics as pyroxenites from UPA. However, what differs them is the bigger modal percentage of clinopyroxene, as well as the absence of iron formations, of orthopyroxenitic facies and of mineral associations of scapolite and calcite.

The phases that constitute the CA are:

- A) Clinopyroxenite composed by clinoferrosilite and olivine as main minerals and minor magnetite, grunerite, apatite, pyrrhotite and chalcopyrite;
- B) Clinopyroxenite composed mainly by clinoferrosilite, grunerite, magnetite and ferrosilite, besides pyrrhotite, chalcopyrite, quartz and apatite as accessories;
- C) Clinopyroxenite to clinoferrosilite, hornblende and grunerite, besides ferrosilite, magnetite, quartz and minor apatite;
- D) Grunerite with relic hornblende and clinoferrosilite and magnetite, quartz, pyrrhotite and chalcopyrite as accessories;

Microscopic features related to crystallographic fabrics, interfaces between crystals and its dimensions are identical to the ones of UPA.

5.5. Basal Mafic Zone

BMZ is formed by at least 10 metres of thickness and was recognized in the inferior intervals of the drillhole DD-004 (Fig. II.4). On the other hand, interpretations and extrapolations made in geological sections suggest that this zone can reach or even exceed 40 metres in thickness. BMZ is represented by proportions of light grey-green leucogabbros, with plagioclase modal percentage (35 - 40%) higher when compared with the melanocratic terms (25 - 35%), dark green and green-gray. Leucogabbros are usually isotropic, fine to medium grained and show polygonal to cumulate texture. The petrological facies determined in BMZ are:

- A) Metagabbro;
- B) Hornblende metagabbro;
- C) Magnetite;
- D) Amphibolite;

These lithologies have the same modal percentage, arrangements and dimensional characteristics of crystals detected on MMZ, with the exception of magnetite. This lithology occurs as 20 - 30 cm lenses distributed in two meters of DD-004 drillhole, intercalated with metagabbros from the top of BMZ. Magnetites are characterized by coarse grained cumulatic texture formed by magnetite and pyroxenes and local polygonal granoblastic textures. Imenite is present in these lithologies as interstitials individual crystals and as exsolutions within magnetite, showing prismatic crystals, anhedral to subhedral. Sulphides as pyrrhotite and chalcopyrite are interstitials.

Table II.1 - Mineralogy and petrographic summary of SNB, from the top to basis

Units	Rocks	Primary Minerals (vol%)	Metamorphic or Metasomatic Minerals (vol%)	Most relevant textures and fabrics
UPA	Mag-Cai-Scp-Di-Hd Orthopyroxenite	-	Opx 30-35; Cpx 20-25; Mag 20-25; Oli 5-7; Scp 5-6; Cal 5-6; Qtz 2-4; Hbl 0-2; Gru 0-1; Po 1-2; Ttn 1-2; Ap 1-2	Domain of granoblastic textures with polygonal contacts (triples junctions). Occurrence of Opx porphyroblasts and Grt porphyroblasts and poikiloblasts. Mineral substitution textures of Cpx replaced by Hbl. Pervasive and infiltrate calcite and scapolite. Polygonal and interstitial Mag.
	Clinopyroxenite, Qtz-Mag-Fs and Mag-Fs Clinopyroxenite	Zrn 0-1	Cpx 55-80; Mag 4-30; Opx 2-8; Qtz 2-5; Oli 0-4; Scp 0-3; Grt 0-2; Zrn 0-1	Domain of granoblastic textures with polygonal contacts (triples junctions). Occurrence of Grt porphyroblasts and poikiloblasts. Mineral substitution textures of Cpx replaced by Hbl. Pervasive and infiltrate scapolite. Polygonal and interstitial Mag.
	Fs-Hbl Clinopyroxenite	-	Opx 55-72; Opx 5-10; Hbl 5-6; Mag 2-4; Qtz 2-4	Domain of granoblastic textures with polygonal contacts (triples junctions). Mineral substitution textures of Cpx replaced by Hbl. Polygonal and interstitial Mag.
	Mag-Oli and Gru-Mag-Oli Clinopyroxenite	-	Cpx 50-65; Oli 5-10; Mag 4-15; Gru 0-15; Qtz 1-3; Ap 0-1; Po 1-2; Ccp 1-2; Fsp 0-1; Bt 0-1; Zrn 0-1	Banded and semi-banded structures. Polygonal granoblastic fabric with slight mineral orientation, forming also nematoblastic texture. Occurrence of Grt porphyroblasts. Infiltrate scapolite.
	Iron Formation	-	Mag 20-45; Qtz 20-30; Cpx 15-20; Opx 4-9; Gru 1-5; Hbl 0-3; Grt 0-2; Scp 0-1	Domain of pervasive monomineralic agglomerates formed by radial and acicular grunerite crystals. Relics of granoblastic textures. Interstitial oxides and sulfides
	Gruenerite	-	Gru 70-80; Cpx 4-8; Qtz 5-7; Hbl 4-7; Mag 0-2; Po 0-1; Ccp 0-1	Domain of pervasive monomineralic agglomerates formed by radial and acicular grunerite crystals. Relics of granoblastic textures. Interstitial oxides and sulfides.
	Gruenerite	-	Gru 70-90; Hbl 5-7; Cpx 4-8; Qtz 2-3; Po 0-1; Ccp 0-1	Granoblastic textures with polygonal contacts and pervasive monomineralic agglomerates formed by radial and acicular grunerite crystals. Interstitial oxides and sulfides.
	Gru Pyroxenite	-	Cpx 40-45; Gru 40-45; Qtz 1-3; Ap 0-1	Cumulatic and polygonal (triples junctions) textures, truncated by radial and acicular grunerite crystals. Interstitial oxides and sulfides.
	Gru Metagabbro	Cpx 25-35; Pl 15-20; Mag 1-2; Ap 0-1	Gru 40-45; Qtz 1-2; Mag 0-1	Cumulatic and polygonal (triples junctions) textures. Symplectic textures. Oxides are interstitial and occur as inclusions inside cpx.
	MMZ	Metagabbro	Plg 20-30; Cpx 15-25; Hbl 0-2; Ilm 1-6; Ccp 0-2; Po 0-2; Mag 0-2; Ap 0-1; Ttn 0-1	Plg 0-5; Cpx 5-10; Hbl 0-2; Mag 0-5; Qtz 5-7
Hbl Metagabbro		Plg 20-25; Cpx 20-25; Hbl 0-5; Mag 1-3; Ilm 0-2; Po 0-2; Ccp 0-2; Ttn 0-1; Ap 0-1; Pyr 0-2; Ccp 0-2; Ap 0-1	Plg 0-5; Cpx 0-5; Hbl 10-15; Qtz 5-10; Mag 0-2; Bt 0-2	Cumulatic and polygonal (triples junctions) textures. Plagioclase phenocrysts. Symplectic textures. Oxides are interstitial and occur as inclusions inside cpx.
Oli Metagabbro		Plg 20-25; Cpx 20-25; Oli 10-15; Hbl 0-3; Mag 0-5	Plg 0-5; Cpx 0-10; Hbl 0-2; Mag 0-5; Qtz 5-7	Cumulatic and polygonal (triples junctions) textures. Porphyroblastic, poikiloblastic and granoblastic garnet. Plagioclase, hornblende and garnet symplectites. Oxides are interstitial and occur as inclusions inside cpx.
Hbl-Grt Metagabbro		Plg 30-35; Cpx 10-20; Hbl 3-7; Qtz 2-7; Ilm 2-4; Mag 2-3; Ap 0-1	Cpx 5-10; Plg 0-5; Hbl 7-10; Qtz 0-3; Grt 10-15; Mag 0-2	Polygonal granoblastic fabric with slight mineral orientation, forming also nematoblastic and lepidoblastic textures. Interstitial calcite, oxides and sulfides.
Amphibolite		Hbl 20-35; Plg 10-15; Cpx 1-3; Mag 2-5; Zrn 0-1; Ttn 0-1; Ap 0-1	Hbl 10-25; Ath 0-15; Bt 0-15; Act 0-5; Grt 2-5; Qtz 5-10; Plg 0-5; Mag 1-2; Cal 0-2	

Table II.1 - Continuation. Abbreviations: Act - Actinolite; Ap - Apatite; Bt - Biotite; Cal - Calcite; Ccp - Chalcopyrite; Cpx - Clinopyroxene; Di - Diopside; Fs - Ferrosillite; Fsp - Feldspar; Grt - Garnet; Gru - Grunerite; Hbl - Hornblende; Hd - Hedenbergite; Ilm - Ilmenite; Mag - Magnetite; Oli - Olivine; Opx - Orthopyroxene; Plg - Plagioclase; Po - Pyrrhotite; Pyr - Pyrite; Qtz - Quartz; Scp - Scapolite; Ttn - Titanite; Zrn - Zircon.

Units	Rocks	Primary Minerals (vol%)	Metamorphic or Metasomatic Minerals (vol%)	Most relevant textures and fabrics	
CA	Oli Clinopyroxenitite	-	Cpx 75-80; Oli 5-10; Mag 2-4; Gru 0-4; Ap 0-1;	Granoblastic textures with polygonal contacts (triples junctions). Mineral substitution textures of Cpx replaced by Hbl. Polygonal Mag and Ilm. Interstitial oxides and sulfides.	
	Gru and Fs-Mag- Gru Clinopyroxenitite	-	Cpx 60-65; Gru 10-15; Mag 3-10; Opx 2-7; Po 2-4; Ccp 1-3; Qtz 1-3; Ap 0-1		
	Hbl-Gru Clinopyroxenitite	-	Cpx 60-70; Hbl 5-10; Gru 5-10; Opx 2-4; Mag 2-4; Qtz 2-4; Ap 0-1		
	Gruneritite	-	Gru 65-70; Cpx 5-15; Hbl 5-10; Mag 2-4; Qtz 1-3		
					Domain of pervasive monomineralic agglomerates formed by radial and acicular grunerite crystals. Relics of granoblastic textures. Interstitial oxides and sulfides.
BMZ	Metagabbro	Plg 20-30; Cpx 15-25; Hbl 0-2; Ilm 0-5; Ccp 0-2; Po 0-2; Mag 0-2; Ap 0-1; Ttn 0-1	Plg 0-5; Cpx 5-10; Hbl 0-2; Mag 0-5; Qtz 5-7	Cumulatic and polygonal (triples junctions) textures. Plagioclase phenocrysts. Symplectic textures. Oxides are interstitial and occur as inclusions inside cpx.	
	Hbl Metagabbro	Plg 20-25; Cpx 20-25; Hbl 0-5; Mag 1-3; Ilm 0-2; Po 0-2; Ccp 0-2; Ttn 0-1; Ap 0-1; Pyr 0-2; Ccp 0-2; Ap 0-1	Plg 0-5; Cpx 0-5; Hbl 10-15; Qtz 5-10; Mag 0-2; Bt 0-2		
	Magnetitite	Mag 40-60; Cpx 20-25; Ilm 2-5; Po 1-2; Ccp 1-2	Mag 0-5; Cpx 0-5; Qtz 5-7		Cumulatic and polygonal (triples junctions) textures. Cumulatic magnetite. Interstitial ilmenite.
	Amphibolite	Hbl 20-35; Plg 10-15; Cpx 1-3; Mag 2-5; Zrn 0-1; Ttn 0-1; Ap 0-1	Hbl 10-25; Ath 0-15; Bt 0-15; Act 0-5; Grt 2-5; Qtz 5-10; Plg 0-5; Mag 1-2; Cal 0-2		Polygonal granoblastic fabric with slight mineral orientation, forming also nematoblastic and lepidoblastic textures. Interstitial calcite, oxides and sulfides.



Fig. II.5 - Photos. Pyroxenites and iron formations macroscopic aspects. **A.** CA's pyroxenitic interval in the DD-001 drillhole, between 67 and 70 metres; **B.** Iron Formation surface hand sample alternating quartz-pyroxene bands with magnetitic bands, sample EAF-384; **C.** Coarse-grained UPA's magnetite-ferrosilite clinopyroxenite surface hand sample EAF-341; **D.** Iron Formation surface hand sample alternating quartz-pyroxene bands with magnetitic bands, sample EAF-026. Some bands are emphasized with white lines; **E.** CA's grunerite clinopyroxenite, drillhole sample F1-18; **F.** CA's grunerite clinopyroxenite with porphyroblastic pyroxenes, drillhole sample F1-13; **G.** CA's grunerite clinopyroxenite truncated by vein, drillhole sample F1-19.

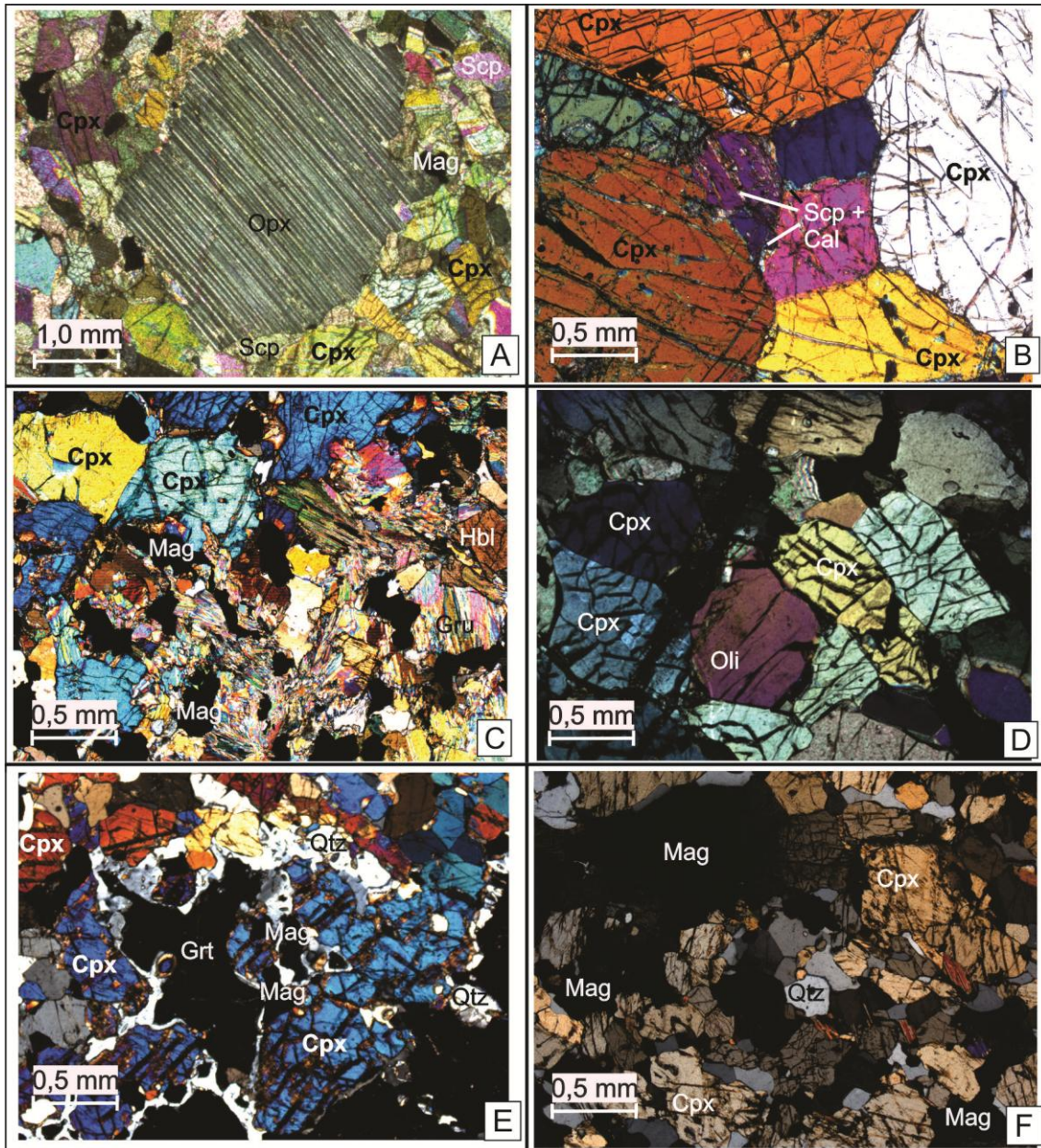


Fig. II.6 - Photomicrographs under cross polarized light: **A.** Orthopyroxene porphyroblastic geminate crystal in granoblastic texture of orthopyroxenite, sample F1-01; **B.** Granoblastic texture formed by clinopyroxene polygonal crystals (120° triple junctions) with interstitial escapolite and calcite in ferrosilite clinopyroxenite, surface hand sample EAF-409; **C.** Hornblende-grunerite clinopyroxenite showing pervasive grunerite, sample F1-15; **D.** Olivine clinopyroxenite showing triple junctions contacts between olivine and clinopyroxene, sample F1-02; **E.** Garnet-grunerite-clinoferrosilite-hornblende iron formation, sample F4-03; **F.** Magnetite-ferrosilite clinopyroxenite showing polygonal quartz grains, surface hand sample EAF-411. Abbreviations are the same of Table II.1.



Fig. II.7 - Photos. Metamafic rocks macroscopic aspects. **A.** Outcrop of MMZ's hornblende gabbro truncated by subvertical granitic dyke, point EAF-027; **B.** MMZ's Metamafic interval in the DD-004 drillhole, between 17 and 24 metres; **C.** Detail of vertical variations between leucogabbros and melanogabbros, DD-005 drillhole, 50 metres deep; **D.** Detail of amphibolitic gabbro intercalated with leucogabbros portions, MMZ, DD-004 drillhole, 9 metres deep; **E.** Detail of coarse-grained BMZ's granoblastic and cumulatic gabbro with sulfide, DD-004 drillhole, 40 metres deep; **F.** Detail of MMZ's gabbro truncated by granitic vein, 30 metres deep.

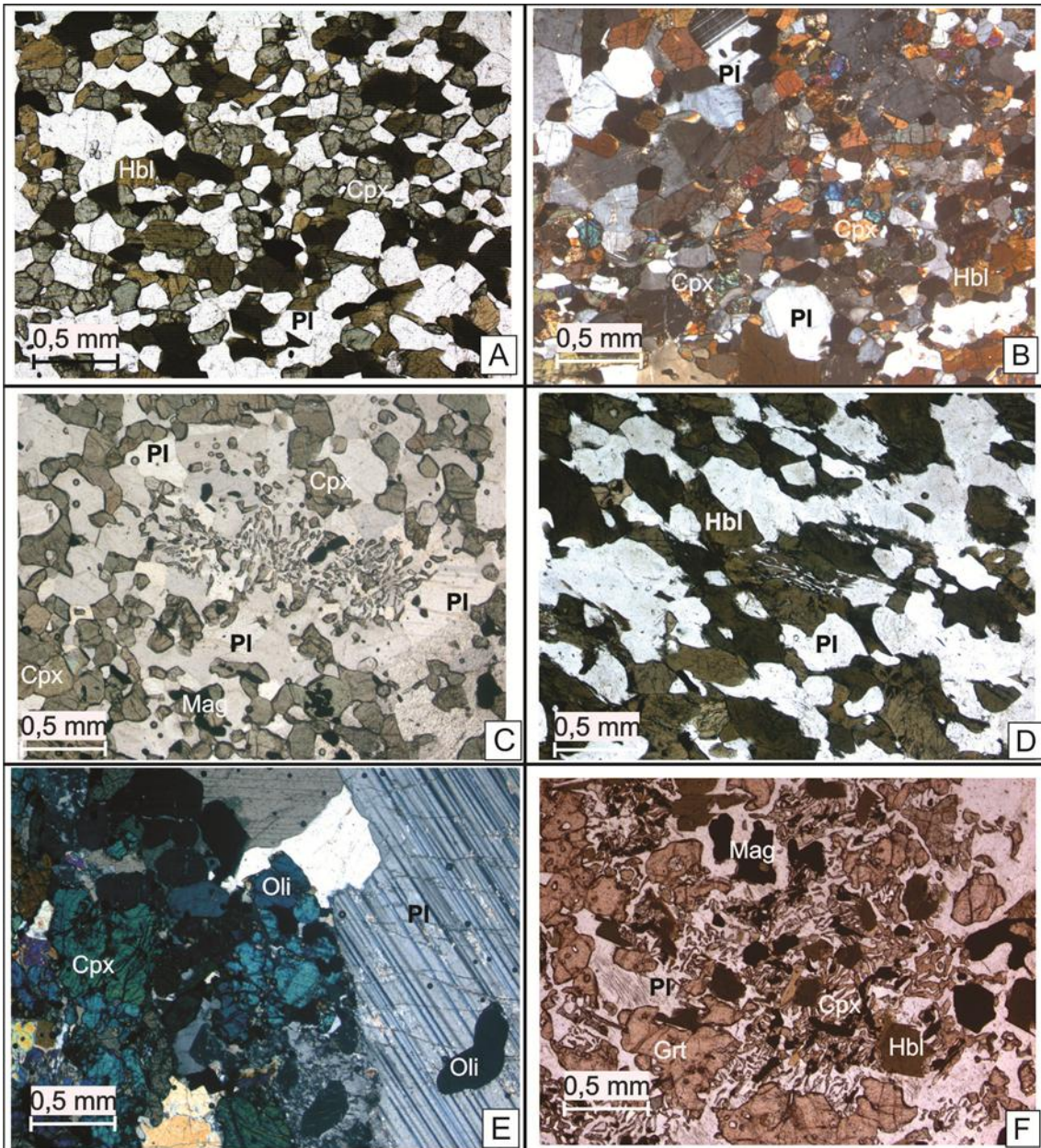


Fig. II.8 - Photomicrographs. **A.** Hornblende gabbro with cumulatic, granular and mosaicular textures, sample F6-02; **B.** Hornblende gabbro with cumulatic and mosaicular textures, sample F6-01; **C.** Clinopyroxene symplectitic texture growing up from magnetite core in metagabbro with polygonal texture, MMZ, sample F1-08; **D.** Symplectitic hornblende in amphibolite with slight mineral orientation, sample F6-05; **E.** Cumulatic olivine metagabbro and plagioclase phenocryst, sample F1-09; **F.** Garnet, clinopyroxene and plagioclase symplectites, growing up from magnetite, clinopyroxene, garnet and hornblende in hornblende-garnet metagabbro, sample F6-03B. **A., C., D. e F.** are under plane polarized light and **B. and E.** are under cross polarized light. Abbreviations are the same of Table II.1.

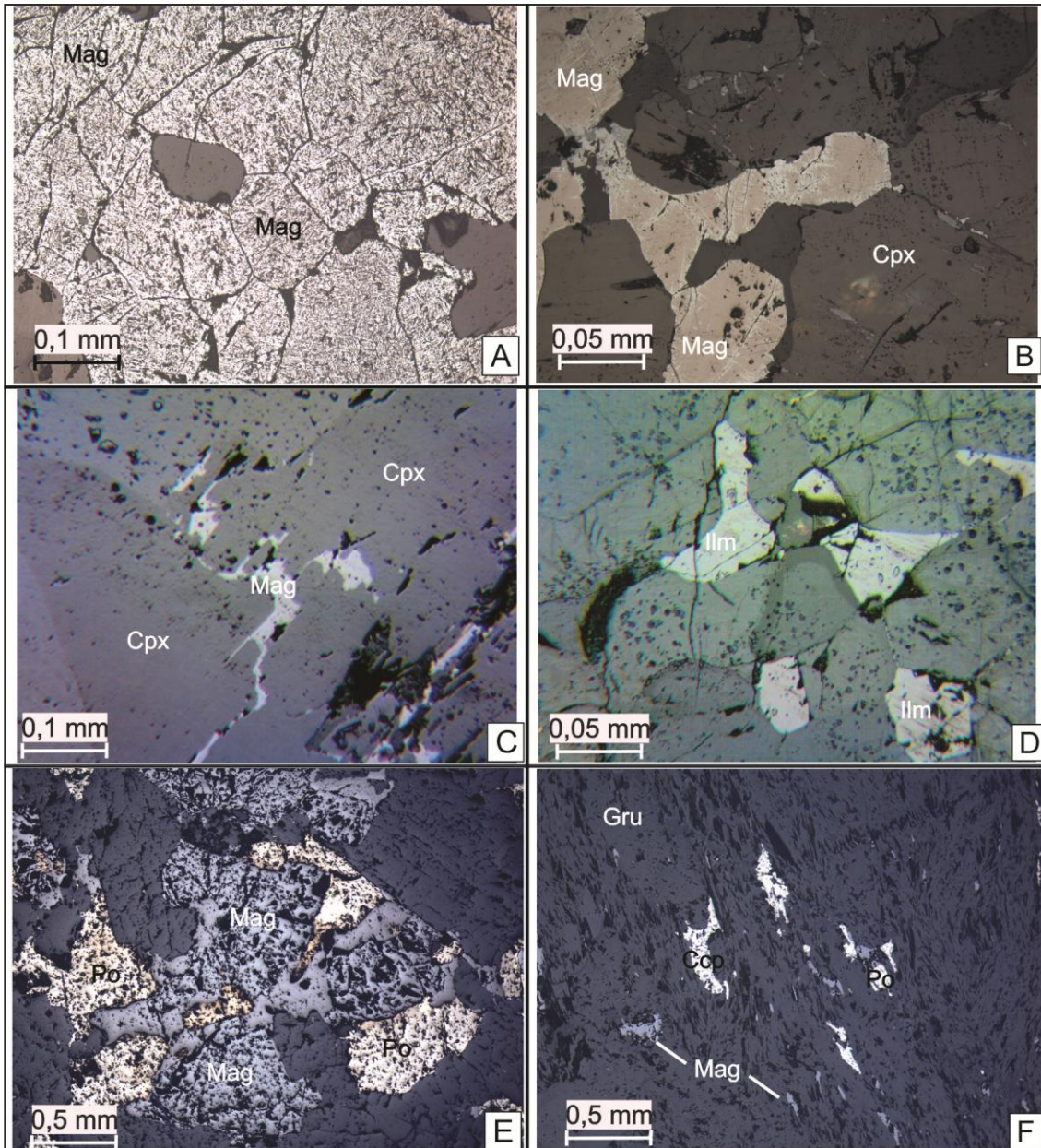


Fig II.9 - Photomicrographs under reflected light: **A.** Magnetite granoblastic agglomerate replaced by hematite (martitization) in UPA iron formation, sample EAF-026; **B.** Magnetite crystals showing partial replacement by hematite forming trellis texture in UPA clinopyroxenitite sample EAF-411; **C.** Interstitial magnetite crystals between pyroxene crystals in CA clinopyroxenitite, sample F1-12; **D.** Ilmenite crystals in hornblende metagabbro, sample F6-01; **E.** Pyrrhotite and magnetite agglomerates in amphibolite, sample F4-01; **F.** Pyrrhotite, chalcopyrite and magnetite inside grunerite crystals in gruneritite, sample F1-22.

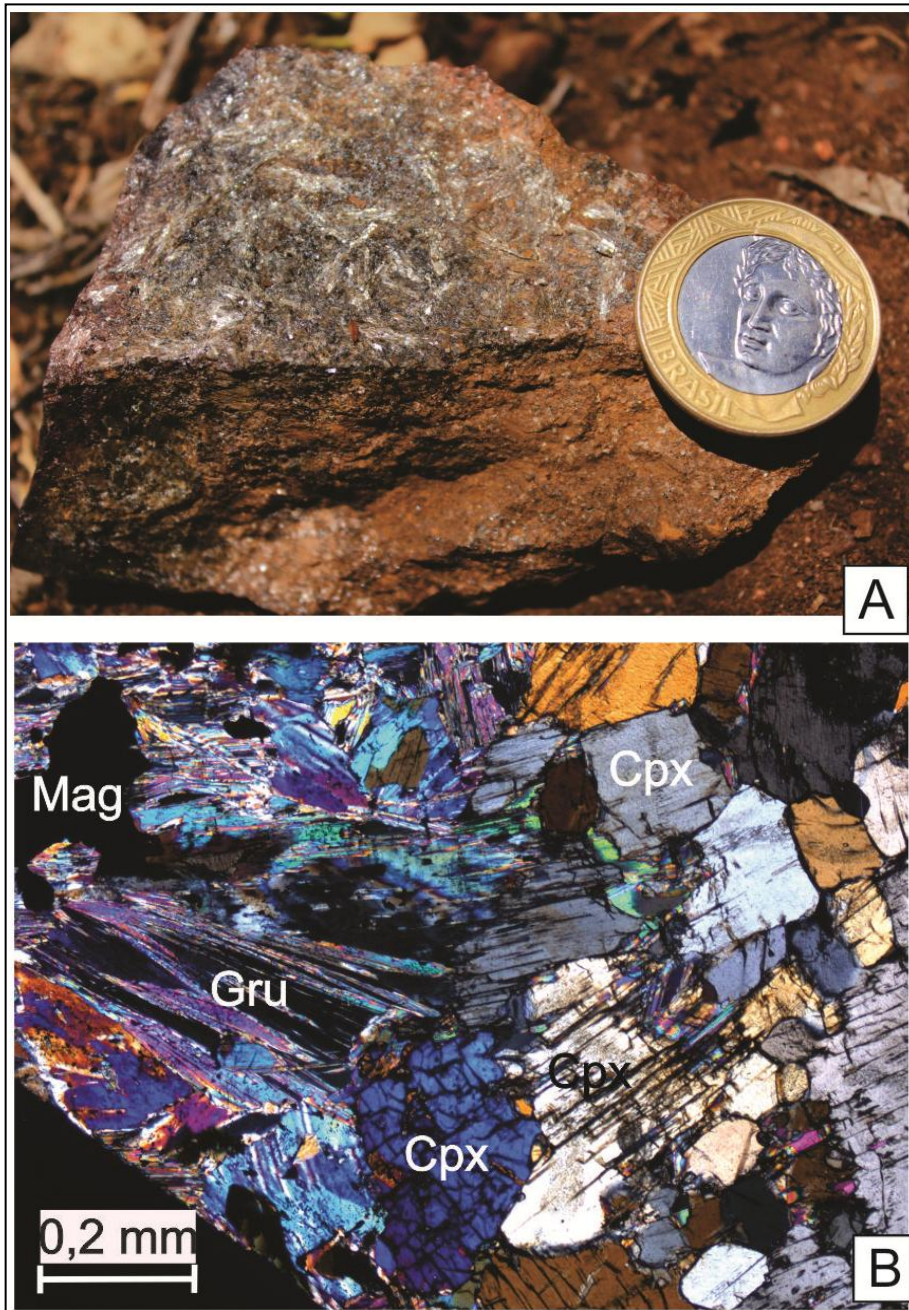


Fig. 11.10 - Photo **A**. Grunerite hand sample EAF-411. Photomicrograph **B**. Grunerites pervasive agglomerates in contact with granoblastics pyroxenes and magnetite, hornblende-clinoferrrosilite grunerite, sample F1-24. Abbreviations are the same of Table II.1.

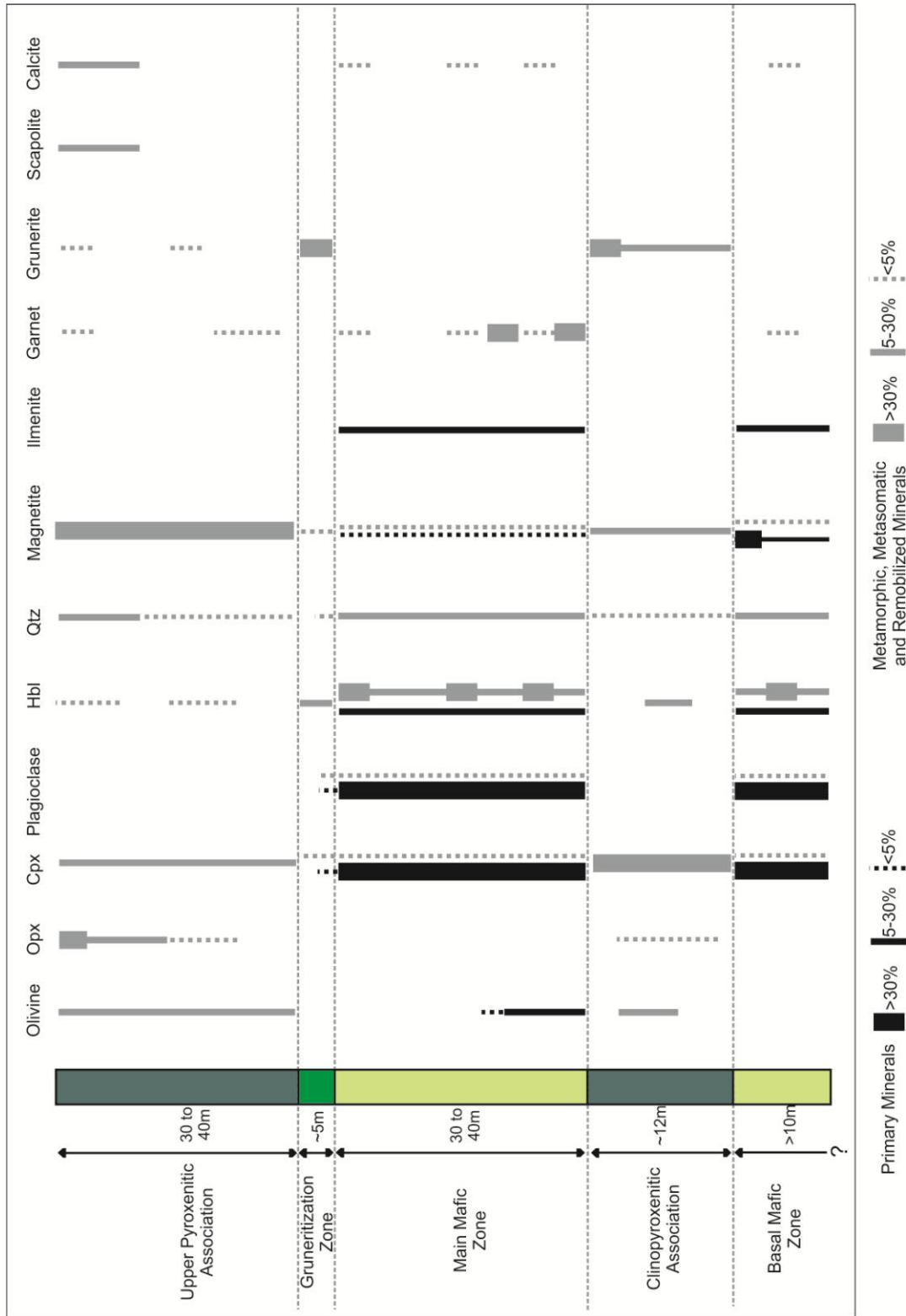


Fig. II.11 - SNB Stratigraphy.

6. MINERAL CHEMISTRY

6.1. Olivine

27 olivine crystals concentrated at UPA and CA were selected for EMP analysis. The results (Table II.2 and II.3) indicate that olivine do not show significant compositional variations in relation to the type of pyroxenitic association (Fig. II.12A). The average compositional values detected were 30,15 wt.% of SiO₂, 65,68 wt.% of FeO and 3,10 wt.% of MgO, which characterize fayalite (average Fa₉₀ and Fo₇) as the principal olivine member.

6.2. Pyroxene

Pyroxene crystals were analysed for most of the associations and delimited zones, totaling 116 analysed crystals distributed in 15 thin sections (Tables II.4 to II.14).

The detected orthopyroxene is ferrosilite (average Fs₈₉ and En₂₅), found only at UPA and represented by 15 crystals with compositional averages of 47,20 wt.% of SiO₂, 45,51 wt.% of FeO, 5,37 wt.% of MgO and 1,09 wt.% of CaO.

Clinopyroxenes as clinoferrosilite, hedenbergite, augite, diopside and pigeonite were detected. Clinoferrosilite (average Fs₉₁ and En₃₇) is represented by 81 crystals with compositional averages of 48,09 wt.% of SiO₂, 40,66 wt.% of FeO, 7,99 wt.% of MgO and 0,90 wt.% of CaO. This is the main mineral detected at the associations and zones and it is a component of both pyroxenitic rocks and metamafic rocks.

Seven hedenbergite crystals (average Fs₃₄ and En₂₄) were analysed in the pyroxenitic associations, with average composition of 49,76 wt.% of SiO₂, 23,04 wt.% of FeO, 0,42 wt.% of MgO and 20,43 wt.% of CaO. Six augite crystals (average Fs₃₈ and En₂₄) were found distributed along the pyroxenitic associations and their average composition are: 49,18 wt.% of SiO₂, 26,45 wt.% of FeO, 5,23 wt.% of MgO and 17,74 wt.% of CaO. Three diopside crystals (average Fs₁₈ and En₃₉) were detected in metamafic rocks on MMB at the drillhole DD-006, with averages 50,43 wt.% of SiO₂, 13,86 wt.% of FeO, 10,74 wt.% of MgO and 20,67 wt.% of CaO. Two pigeonite crystals (average Fs₆₇ and En₂₄) were analysed at pyroxenitic rocks and have an average composition of 47,58 wt.% of SiO₂, 42,14 wt.% of FeO, 5,06 wt.% of MgO and 4,15 wt.% of CaO.

The surface sample FEM-263 shows average Fs content of 94%. After approximately 28 metres gap with only weathered samples (Fig. II.4), the average Fs content of UPA progressively varies from 64% up to 77% (Fs₆₂₋₇₇) from the shallow portions to the deepest ones (Fig. II.12A). In CA, however, the Fs average gradually and progressively increases from 64% to 92% (Fs₆₄₋₉₂) from the shallowest to the deepest depths (Fig. II.12A). Presence of clinopyroxenes as augite, hedenbergite and pigeonite, especially at UPA, cause reduction of Fs percentage due to the higher calcium content at the chemistry composition of these

components (Fig. II.12A). It is illustrated at the ternary diagram (Fig. II.13A) that shows pyroxene crystals at the upper right side, plotted above augite and hedenbergite fields.

6.3. Amphibole

Four types of amphibole were detected in EMP analyses, in order of importance: hornblende, grunerite, edenite and cummingtonite. A total of 23 analyses were made along 10 thin sections, in both of pyroxenitic associations and mafic zones (Table II.15 to II.18).

The average compositional variation for the 11 founded hornblende crystals shows 44,06 wt.% of SiO₂, 20,66 wt.% of FeO, 10,63 wt.% of CaO, 9,51 wt.% of MgO and 8,75 wt.% of Al₂O₃. These analyses indicate members varying to ferric-hornblende, ferric-magnesium-hornblende and tschermakite-hornblende in pyroxenitites and tschermakite-hornblende, ferric-tschermakite-hornblende and sphene-tschermakite-hornblende, ferric-edenite-hornblende and magnesium-hornblende in metamafic rocks (Fig. II.13B).

Seven grunerite crystals from pyroxenitic associations were analysed and show average values of SiO₂ at 49,89 wt.%, FeO at 33,48 wt.%, MgO at 10,77 wt.%, CaO at 0,95 wt.% and Al₂O₃ at 0,92 wt.% (Fig. II.13C). Five edenite crystals, present only in metamafic rocks, show average content of 45,01 wt.% of SiO₂, 17,46 wt.% of FeO, 10,93 wt.% of CaO, 11,12 wt.% of MgO and 9,11 wt.% of Al₂O₃. They show members as ferric-edenite, silic-edenite, aluminium-edenite and minor sphene-potassic-edenite (Fig. II.13D). The only magnesium-cummingtonite crystal founded in gabbroic lithotype shows values of 48,07 wt.% of SiO₂, 26,63 wt.% of FeO, 9,48 wt.% of MgO, 4,23 wt.% of CaO and 9,03 wt.% of Al₂O₃.

Barometric calculations executed according to Schmidt (1992) method suggest crystallization pressures of 4,5 to 5,8 Kbar for tschermakite members included in polygonal mosaic arrays of metamafic lithologies. These calculations were performed on only one edenite crystal inserted in polygonal array, resulting at a 4,9 Kbar crystallization pressure. Pressures of 6,3 Kbar were found in polygonal tschermakite-hornblende from CA, as well as measures of 3,7 Kbar in interstitial magnesium-hornblende from UPA and 1,5 Kbar in ferric-hornblende replacing orthopyroxenes at UPA.

6.4. Plagioclase

A total of 61 EMP analyses were executed mainly in plagioclase from metamafic rocks, and two of them from crystals of quartz-feldspathic vein (sample F1-11) located at the transition between MMZ and CA (Tables II.19 to II.26).

The main members determined were andesine, followed by a few labradorite and anortite crystals, two bytownite crystals and only one oligoclase crystal. 49 andesine crystals (average of An₄₂) have average composition of 58,46 wt.% of SiO₂, 26,71 wt.% of Al₂O₃, 8,43 wt.% of CaO and 6,94 wt.% of Na₂O. Labradorite (average An₆₂) is represented by six crystals that have average values of 51,36 wt.% of SiO₂, 28,26 wt.% of Al₂O₃, 14,02 wt.% of CaO and

4,5 wt.% of Na₂O. Three anortite analysed crystals (average An₉₂) exhibit averages of SiO₂ at 45,54 wt.%, Al₂O₃ at 35,46 wt.%, CaO at 18,51 wt.% and Na₂O at 0,86 wt.%. Bytownite crystals (average An₇₇) show average content of 48,04 wt.% of SiO₂, 32,14 wt.% of Al₂O₃, 15,66 wt.% of CaO and 2,55 wt.% of Na₂O.

It is important to notice that from the base to the top of MMZ, there is a gradually variation of anortite contents per sample, that goes from An₇₈ at the F1-09 sample to An₃₄ at the F1-06 sample (Fig. II.12A). On the other hand, at DD-006 MMB, the average content of anortite show less variations, between An₅₈ and An₃₅ (Fig. II.12B). The compositional variation for plagioclase crystals is resumed at the ternary diagram from the Fig. II.14.

6.5. Magnetite

A total of 51 magnetite crystals were analysed in two banded iron formation samples, in one pyroxenite sample from pyroxenitic associations and in four metagabbro samples. The analytic results are exhibit in Tables II.27 to II.31.

When compared to magnetite analysis from other researches (Dupuis & Beaudoin 2011; Nadoll et al. 2014; Chung et al. 2015), magnetite crystals analyzed from pyroxenitic rocks (EAF-026, F1-02 e F5-02) show high contents of Al (average 4188 ppm), Si (average 2230 ppm), Co (average 571 ppm), Sn (average 760 ppm), high to moderate values of Cr (average 188 ppm), Mn (average 747 ppm), Ni (average 181 ppm) and low contents of Mg (average 304 ppm), Ti (average 552 ppm), V (average 113 ppm), Zn (average 415 ppm). In compositional aspects, magnetite crystals analyses from pyroxenitic rocks concentrate in intermediaries fields between magmatic origin magnetite and magnetite modified by hydrothermalism (Fig. II.15A and II.15B). These crystals also exhibit signatures of metasomatism skarn-related environments and transitional between Opemiska, IOCG and Porphyry.

Magnetite crystals from metamafic rocks (F1-08, F1-09, F6-01 and F6-03) show high values of Ti (average 3174 ppm), V (average 3173 ppm) and Cr (average 1579 ppm), high to moderate contents of Ni (average 236 ppm), Al (average 2814 ppm) and Co (average 253 ppm), and low values of Si (average 697 ppm), Mg (average 202 ppm), Mn (average 438 ppm), Zn (average 68 ppm) and Sn (average 70 ppm). Magnetite crystals analyses from metamafic rocks concentrate mostly in the fields of Porphyry and Fe-Ti-V, with some dispersion in Skarn and Firuna fields (Fig. II.15C), indicating mainly magmatic signatures, with few modifications due to metasomatism (Fig. II.15A and II.15B).

For iron and silic values analyzed, magnetite crystals from pyroxenitic rocks (averages of 92,59 wt.% FeO and 2230 ppm Si) lean to be more enriched in these elements when compared to metagabbro magnetite crystals (FeO averages 89,21 wt.% and Si averages 697 ppm) (Fig. II.15D).

Table II.2 - Microprobe analysis of olivine grains of Upper Pyroxenitic Association, samples F1-01, F1-02 e F1-04.

Association		Upper Pyroxenitic Association												
		Orthopyroxenitite			Magnetite-Olivine Clinopyroxenitite						Grunerite-Magnetite-Olivine Clinopyroxenitite			
		F1-01			F1-02			F1-04			F1-04			
Rock Type	Fayalite	Fayalite	Fayalite	Fayalite	Fayalite	Fayalite	Fayalite	Fayalite	Fayalite	Fayalite	Fayalite	Fayalite	Fayalite	Fayalite
Mineral	30.012	30.295	29.992	29.635	29.72	29.75	30.112	30.348	30.105	30.349	30.116	29.877		
SiO ₂	0.082	-	-	-	-	-	-	0.118	0.093	-	-	-	-	-
TiO ₂	0.012	-	0.031	0.007	-	-	0.008	-	0.006	-	-	0.009	-	0.009
Al ₂ O ₃	0.045	-	0.081	0.021	0.024	-	-	0.002	-	0.025	-	0.057	-	0.057
Cr ₂ O ₃	67.056	67.409	65.98	66.706	66.572	66.524	66.578	66.212	65.006	63.636	64.834	65.182	-	65.182
FeO	0.94	1.075	1.42	1.54	1.492	1.428	1.517	1.194	1.327	1.416	1.105	1.537	-	1.537
MnO	2.218	2.409	3.24	2.412	2.906	2.294	3.102	3.208	3.38	3.654	3.817	3.041	-	3.041
MgO	0.067	0.034	0.021	0.021	0.044	-	0.043	0.005	0.069	0.024	0.06	-	-	-
CaO	0.028	0.001	0.008	0.026	-	-	0.009	-	-	0.003	0.038	0.019	-	0.019
Na ₂ O	0.11	0.145	0.188	0.074	0.161	0.15	0.133	0.054	0.039	0.104	0.157	0.186	-	0.186
F	-	0.007	0.032	0.012	0.003	-	-	-	0.001	-	0.018	-	-	-
K ₂ O	0.009	-	0.005	-	-	0.01	0.005	-	-	0.023	-	0.018	-	0.018
Cl	-	0.011	0.072	-	-	0.01	0.015	0.039	0.027	-	0.062	0.032	-	0.032
V ₂ O ₃	0.072	-	-	0.024	-	0.06	-	0.009	0.026	-	-	0.071	-	0.071
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.815	-	0.053	-	0.053
(OH)	100.6	101.3	101.0	100.4	100.9	100.2	101.5	101.2	100.1	100.0	100.1	100.0	-	100.0
Total														
Si	0.996	0.996	0.985	0.984	0.979	0.992	0.985	0.994	0.995	1.009	0.993	0.993	-	0.993
Ti	0.002	-	-	-	-	-	-	0.003	0.002	-	-	-	-	-
Al	-	-	0.001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	0.001	-	0.002	0.001	0.001	-	-	-	-	0.001	-	0.001	-	0.001
Fe3+	0.002	0.007	0.026	0.032	0.041	0.017	0.031	0.006	0.005	-	0.015	0.013	-	0.013
Fe2+	1.860	1.847	1.786	1.820	1.793	1.837	1.790	1.807	1.791	1.769	1.772	1.799	-	1.799
Mn	0.026	0.030	0.040	0.043	0.042	0.040	0.042	0.033	0.037	0.040	0.031	0.043	-	0.043
Mg	0.110	0.118	0.159	0.119	0.143	0.114	0.151	0.157	0.167	0.181	0.188	0.151	-	0.151
Ca	0.002	0.001	0.001	0.001	0.002	-	0.002	-	0.002	0.001	0.002	-	-	-
Cations	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	-	3.000
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.056	0.060	0.082	0.062	0.074	0.058	0.078	0.080	0.085	0.093	0.096	0.077	-	0.077

Structural formula calculated on the basis of 4 oxygens

Table II.3 - Microprobe analysis of olivine grains of Clinopyroxenitic Association, samples F1-12 and F1-13.

Association Rock Type Sample	Clinopyroxenitic Association														
	Grunerite Clinopyroxenitite						Olivine Clinopyroxenitite								
	F1-12						F1-13								
Mineral	Fayalite	Fayalite	Fayalite	Fayalite	Fayalite	Fayalite	Fayalite	Fayalite	Fayalite	Fayalite	Fayalite	Fayalite	Fayalite	Fayalite	Fayalite
SiO ₂	30.587	30.925	32.533	32.078	30.693	30.112	29.963	29.451	29.768	29.129	29.283	29.499	30	30.074	29.715
TiO ₂	0.026	0.131	0.089	-	0.177	-	-	0.178	-	-	-	-	0.047	-	-
Al ₂ O ₃	-	-	0.313	-	0.007	-	0.016	-	-	-	0.012	-	0.018	0.031	-
Cr ₂ O ₃	-	0.034	0.012	-	-	-	-	0.02	-	0.012	0.01	-	0.022	0.001	0.048
FeO	63.822	63.962	61.293	61.474	64.807	63.715	66.485	66.916	67.127	67.408	67.319	67.211	66.535	66.536	67.116
MnO	1.711	1.534	1.553	1.549	1.381	1.516	1.076	0.91	1.017	1.131	1.098	1.238	1.002	1.098	0.898
MgO	4.454	4.171	4.711	4.841	4.471	4.263	2.522	2.329	2.677	1.959	2.018	2.2	2.351	2.618	2.452
CaO	0.047	0.046	0.257	0.88	-	0.027	0.013	0.049	0.02	0.025	0.02	0.035	-	0.029	0.028
Na ₂ O	-	-	0.08	0.014	0.003	0.014	0.006	0.002	0.024	-	0.017	-	0.012	0.012	0.024
F	0.147	0.173	0.037	0.151	0.167	0.136	0.097	0.11	0.108	0.174	0.195	0.088	0.204	0.051	0.046
K ₂ O	0.014	-	0.021	0.017	-	-	0.002	0.028	0.022	0.005	0.017	0.006	0.021	0.018	0.005
Cl	-	0.029	0.011	0.012	0.014	-	-	0.014	-	-	-	-	-	-	0.009
V ₂ O ₃	-	0.045	-	0.008	0.004	0.005	0.004	-	-	-	0.063	0.012	0.014	-	0.03
NiO	0.011	-	0.013	0.065	0.076	0.03	-	-	0.053	0.017	-	0.015	-	0.002	0.013
(OH)	-	-	-	-	-	0.238	-	0.043	-	0.214	0.031	-	-	-	-
Total	100.8	101.0	100.9	101.0	101.7	100.0	100.1	100.0	100.8	100.0	100.0	100.3	100.1	100.4	100.4
Structural formula calculated on the basis of 4 oxygens															
Si	0.996	1.007	1.051	1.035	0.992	0.992	0.996	0.983	0.984	0.977	0.981	0.983	0.999	0.996	0.987
Ti	0.001	0.003	0.002	-	0.004	-	-	0.004	-	-	-	-	0.001	-	-
Al	-	-	0.012	-	-	-	0.001	-	-	-	-	-	0.001	0.001	-
Cr	-	0.001	-	-	-	-	-	0.001	-	-	-	-	0.001	-	0.001
Fe ³⁺	0.007	-	-	-	0.008	0.016	0.008	0.024	0.032	0.045	0.038	0.035	-	0.008	0.025
Fe ²⁺	1.732	1.742	1.656	1.659	1.743	1.739	1.840	1.844	1.823	1.846	1.848	1.837	1.853	1.835	1.839
Mn	0.047	0.042	0.043	0.042	0.038	0.042	0.030	0.026	0.028	0.032	0.031	0.035	0.028	0.031	0.025
Mg	0.216	0.203	0.227	0.233	0.215	0.209	0.125	0.116	0.132	0.098	0.101	0.109	0.117	0.129	0.121
Ca	0.002	0.002	0.009	0.030	-	0.001	-	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	-	0.001	0.001
Cations	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.111	0.104	0.121	0.123	0.110	0.107	0.064	0.059	0.067	0.050	0.052	0.056	0.059	0.066	0.062

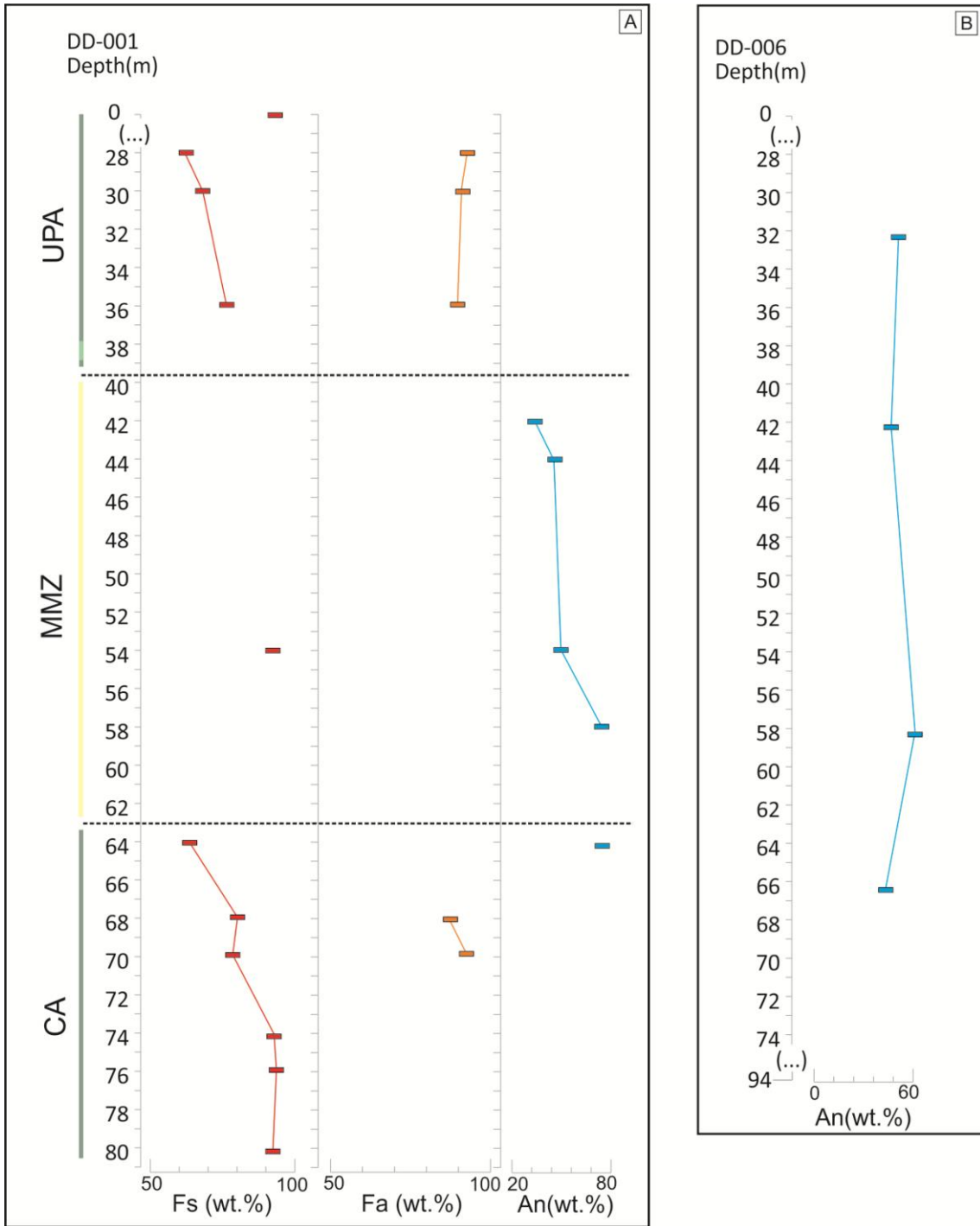


Fig. II.12 - **A.** Content variations of ferrosilite (Fs), fayalite (Fa) e anortite (An) from Microprobe analysis performed in DD-001 drillhole samples. **B.** Content variations of An of the DD-006 Minor Mafic Body.

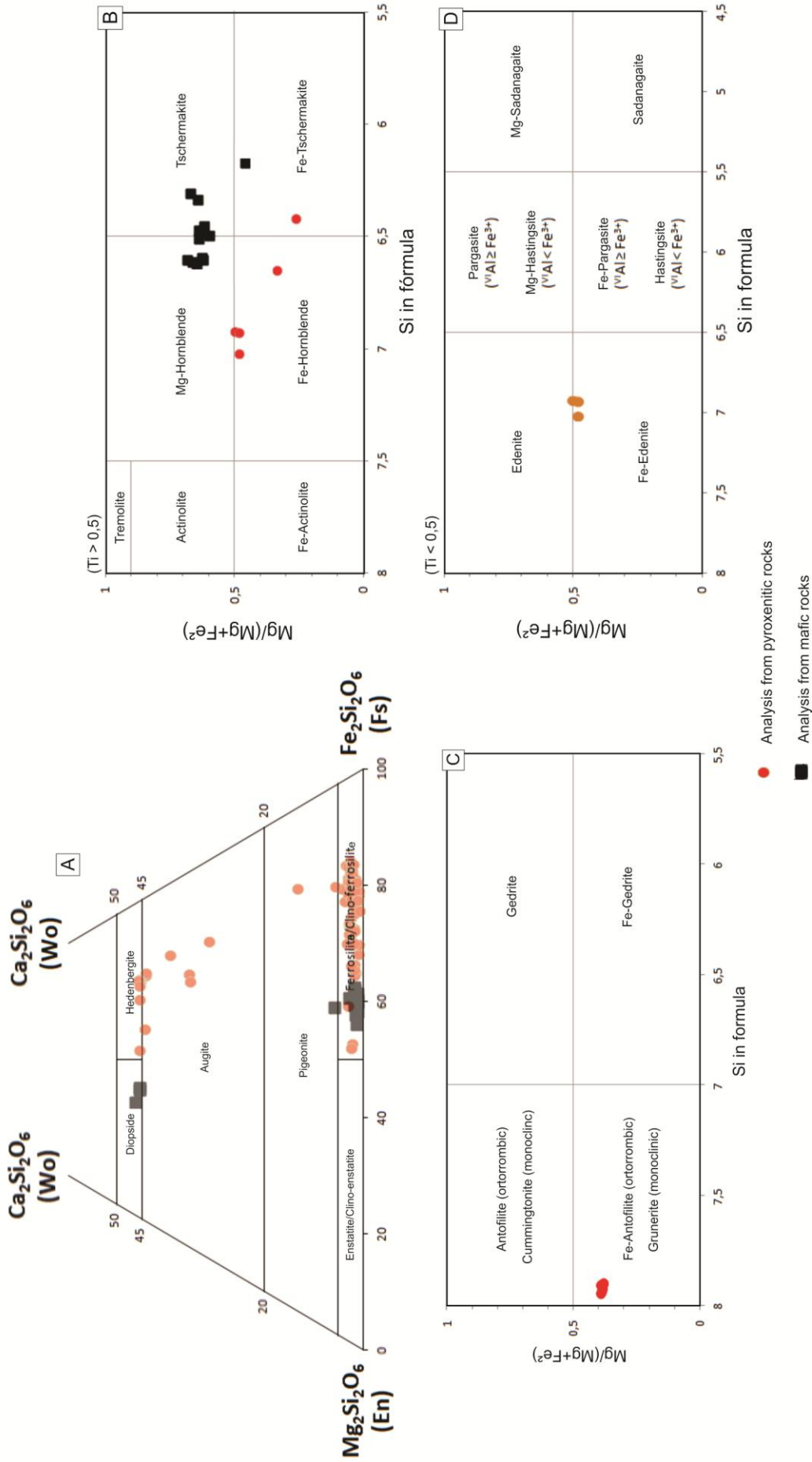


Fig. 11.13 - **A**. Ternary diagram of pyroxene crystals compositional variation assuming extremes like wollastonite, enstatite and ferrosilite (Morimoto 1990); **B**. Binary diagram of hornblende crystals compositional variation (Leake et al. 1997); **C** and **D**. Binary diagrams of grunerite and edenite crystals compositional variation (Leake et al. 1997). For all minerals the ferric members are preponderant in the analyzes performed on the pyroxenitic rocks.

Table II.4 - Microprobe analysis of pyroxene grains of Upper Pyroxenitic Association, sample F1-01 (continuation).

Association		Upper Pyroxenitic Association															
Rock Type		Magnetite-Calcite-Scapolite-Diopside-Hedenbergite Orthopyroxenite															
Sample		F1-01															
Mineral		Ferrosiilite	Ferrosiilite	Ferrosiilite	Ferrosiilite	Ferrosiilite	Ferrosiilite	Ferrosiilite	Ferrosiilite	Ferrosiilite	Ferrosiilite	Ferrosiilite	Ferrosiilite	Ferrosiilite	Ferrosiilite	Ferrosiilite	Ferrosiilite
SiO ₂	47.446	47.017	46.895	46.96	47.903	46.835	46.476	46.743	47.558	47.737	47.952	47.576	46.68	47.168			
TiO ₂	0.017	-	-	-	-	0.085	0.07	0.085	-	0.343	0.006	0.193	0.032	0.134			
Al ₂ O ₃	0.192	0.194	0.15	0.154	0.166	0.283	0.279	0.277	0.207	0.16	0.165	0.178	0.108	0.194			
FeO	45.857	46.069	46.476	46.051	45.447	44.94	44.962	44.698	44.845	45.353	44.842	45.359	45.833	45.644			
MnO	0.966	0.961	1.115	0.915	1.052	1.059	0.794	1.136	0.976	0.921	0.801	1.12	0.869	1.078			
MgO	4.807	4.684	4.904	4.964	5.406	5.55	5.664	5.457	5.906	5.799	6.037	5.544	5.469	5.405			
CaO	1.541	1.131	1.286	0.845	0.945	1.197	1.136	1.029	0.988	1.029	0.884	0.956	1.274	1.094			
Na ₂ O	0.039	0.008	0.013	0.007	0.001	0.028	0.048	0.047	-	0.023	0.026	-	0.007	0.006			
F	-	0.12	0.045	0.088	0.062	-	0.087	0.04	0.064	0.017	0.069	-	0.036	0.117			
K ₂ O	-	0.021	0.011	0.002	0.013	0.01	0.033	0.014	-	0.001	0.009	-	-	0.008			
Cl	0.008	0.016	0.039	0.029	-	-	0.005	0.018	0.006	0.008	-	-	-	0.01			
Cr ₂ O ₃	0.025	0.049	0.014	0.036	-	-	-	0.025	0.001	0.001	-	-	-	0.024			
V ₂ O ₃	0.002	0.018	-	-	0.034	-	-	-	0.007	-	-	0.007	0.011	0.018			
NiO	0.037	0.054	-	0.069	0.011	0.009	0.037	-	0.015	0.046	0.041	0.039	0.05	0.004			
(OH)	-	-	-	0.041	-	0.004	0.448	0.454	-	-	-	-	-	-			
Total	100.9	100.2	100.8	100.0	101.0	100.0	100.0	100.0	100.5	101.4	100.8	101.0	100.4	100.9			
Structural formula calculated on the basis of 6 oxygens																	
Si	1.981	1.983	1.968	1.966	1.982	1.965	1.959	1.972	1.981	1.974	1.991	1.979	1.956	1.968			
Al	0.009	0.009	0.010	0.007	0.008	0.014	0.014	0.014	0.010	0.008	0.008	0.009	0.005	0.010			
Fe ³⁺	0.009	0.008	0.023	0.027	0.010	-	0.028	0.014	0.009	0.018	0.001	0.012	0.039	0.022			
ΣT	1.991	1.992	1.977	1.973	1.990	1.979	1.972	1.986	1.991	1.982	1.999	1.988	1.961	1.978			
Al	-	-	-	-	-	0.002	-	-	-	-	-	-	-	-			
Fe ³⁺	0.020	0.015	0.033	0.033	0.018	0.032	0.041	0.026	0.018	0.006	0.011	0.008	0.043	0.022			
Ti	0.001	-	-	-	-	0.003	0.002	0.003	-	0.011	0.000	0.006	0.001	0.004			
Mg	0.299	0.294	0.305	0.306	0.312	0.347	0.356	0.343	0.367	0.358	0.374	0.344	0.342	0.336			
Fe ²⁺	0.678	0.686	0.661	0.657	0.669	0.618	0.600	0.627	0.614	0.624	0.614	0.640	0.613	0.636			
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
ΣM1	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000			
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
Fe ²⁺	0.894	0.914	0.900	0.913	0.929	0.906	0.916	0.909	0.921	0.920	0.930	0.918	0.911	0.913			
Mn	0.034	0.034	0.041	0.040	0.033	0.037	0.028	0.041	0.034	0.032	0.028	0.039	0.031	0.038			
Ca	0.069	0.051	0.058	0.048	0.038	0.042	0.051	0.047	0.044	0.046	0.039	0.043	0.057	0.049			
Na	0.003	0.001	0.001	-	0.001	0.000	0.004	0.004	-	0.002	0.002	-	0.001	0.000			
ΣM2	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000			

Table II.5 - Microprobe analysis of pyroxene grains of Upper Pyroxenitic Association, samples F1-02 and F1-04.

Association Rock Type Sample	Upper Pyroxenitic Association													
	Olivine-Magnetite Clinopyroxenitite					Olivine-Grunerite-Magnetite Clinopyroxenitite								
	F1-02					F1-04								
Mineral	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite	Augite	Hedenbergite	Augite	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite
SiO ₂	47.781	47.252	47.603	46.892	47.799	48.942	49.637	48.426	48.007	48.04	47.92	48.182		
TiO ₂	-	0.091	0.239	-	0.076	-	0.138	-	0.048	0.075	-	0.038		
Al ₂ O ₃	0.261	0.324	0.304	0.229	0.273	0.592	0.777	0.513	0.098	0.196	0.091	0.208		
FeO	42.177	43.694	43.635	43.679	43.191	28.901	22.666	27.955	42.103	41.737	41.417	41.163		
MnO	1.186	1.37	0.827	1.128	0.974	1.128	0.689	0.619	1.009	1.083	1.023	1.06		
MgO	6.73	6.479	6.336	6.218	6.429	5.779	5.535	6.129	8.173	7.891	8.223	8.122		
CaO	1.613	0.884	1.351	1.332	1.33	15.692	20.142	15.402	1.263	1.023	1.247	1.209		
Na ₂ O	0.028	0.004	0.027	0.025	0.035	0.253	0.477	0.277	0.018	-	0.032	0.032		
F	-	0.102	0.023	0.059	0.098	-	-	0.004	-	-	0.08	0.068		
K ₂ O	-	0.015	-	0.016	0.018	-	0.005	0.068	0.008	0.006	-	0.025		
Cl	-	0.017	-	-	0.003	-	-	0.009	-	0.018	0.004	-		
Cr ₂ O ₃	0.038	-	0.037	0.078	-	0.078	0.04	-	-	0.087	0.011	-		
V ₂ O ₅	0.006	0.012	0.001	0.047	0.012	0.006	-	-	-	0.042	-	0.035		
NiO	0.007	0.054	0.07	-	0.044	-	0.007	0.075	0.026	-	0.011	0.015		
(OH)	0.174	-	-	0.321	-	-	0.055	0.527	-	-	-	-		
Total	100.0	100.3	100.4	100.0	100.2	100.8	100.0	100.0	100.8	100.2	100.0	100.1		
Structural formula calculated on the basis of 6 oxygens														
Si	1.986	1.967	1.976	1.964	1.987	1.952	1.969	1.953	1.963	1.979	1.972	1.981		
Al	0.013	0.016	0.015	0.011	0.013	0.028	0.031	0.024	0.005	0.010	0.004	0.010		
Fe ³⁺	0.001	0.017	0.009	0.024	-	0.021	-	0.022	0.032	0.012	0.024	0.009		
ΣT	1.999	1.983	1.991	1.976	2.000	1.979	2.000	1.978	1.968	1.988	1.976	1.991		
Al	-	-	-	-	-	-	0.005	-	-	-	-	-		
Fe ³⁺	0.015	0.027	0.010	0.034	0.011	0.068	0.053	0.068	0.035	0.012	0.030	0.018		
Ti	-	0.003	0.007	-	0.002	-	0.004	-	0.001	0.002	-	0.001		
Mg	0.417	0.402	0.392	0.388	0.398	0.344	0.327	0.369	0.498	0.485	0.504	0.498		
Fe ²⁺	0.567	0.566	0.587	0.574	0.586	0.588	0.609	0.561	0.464	0.497	0.465	0.481		
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
ΣM1	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000		
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Fe ²⁺	0.884	0.912	0.909	0.898	0.904	0.287	0.090	0.292	0.908	0.917	0.907	0.907		
Mn	0.042	0.048	0.029	0.040	0.034	0.023	0.018	0.021	0.035	0.038	0.036	0.037		
Ca	0.072	0.039	0.060	0.060	0.059	0.670	0.856	0.666	0.055	0.045	0.055	0.053		
Na	0.002	-	0.002	0.002	0.003	0.020	0.037	0.022	0.001	-	0.003	0.003		
ΣM2	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000		

T

M1

M2

Table II.6 - Microprobe analysis of pyroxene grains of Clinopyroxenitic Association, samples F1-11 and F1-12.

Association		Clinopyroxenitic Association						
Rock Type	Grunerite Clinopyroxenitite		Grunerite Clinopyroxenitite					
Sample	F1-11		F1-12					
Mineral	Clinoferrosilite	Hedenbergite	Clinoferrosilite	Clinoferrosilite	Clinoferrosilite	Clinoferrosilite	Augite	
SiO ₂	48.352	49.518	48.624	48.756	48.723	48.300	50.726	
TiO ₂	0.195	0.225	-	-	0.214	-	0.058	
Al ₂ O ₃	0.668	1.379	0.375	0.524	0.522	0.090	0.645	
FeO	37.511	17.181	40.552	40.217	39.068	40.079	20.154	
MnO	0.742	0.322	1.180	1.174	0.990	1.344	0.481	
MgO	10.961	8.492	8.689	8.983	8.655	9.566	7.693	
CaO	0.923	20.578	0.791	1.132	1.211	0.402	20.460	
Na ₂ O	-	0.254	-	-	-	0.031	0.230	
F	-	-	-	0.047	-	0.019	-	
K ₂ O	0.016	0.034	0.008	-	0.008	0.003	-	
Cl	-	-	0.011	-	-	0.006	0.012	
Cr ₂ O ₃	0.050	0.112	-	0.024	-	-	-	
V ₂ O ₃	0.140	0.294	0.031	-	0.021	0.013	0.052	
NiO	-	0.026	-	0.042	-	0.020	0.011	
(OH)	0.440	1.584	-	-	0.589	0.134	-	
Total	100.0	100.0	100.3	100.9	100.0	100.0	100.5	
Structural formula calculated on the basis of 6 oxygens								
<i>T</i>	Si	1.958	1.952	1.989	1.977	2.004	1.975	1.976
	Al	0.032	0.048	0.011	0.023	-	0.004	0.024
	Fe ³⁺	0.010	-	-	-	-	0.021	-
	ΣT	1.990	2.000	2.000	2.000	2.004	1.979	2.000
<i>M1</i>	Al	-	0.016	0.007	0.002	0.025	-	0.006
	Fe ³⁺	0.024	0.026	0.004	0.021	-	0.027	0.030
	Ti	0.006	0.007	-	-	0.007	-	0.002
	Mg	0.662	0.499	0.530	0.543	0.531	0.583	0.447
	Fe ²⁺	0.302	0.439	0.459	0.432	0.437	0.388	0.513
	Mn	-	-	-	-	-	-	-
	ΣM1	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
<i>M2</i>	Mg	-	-	-	-	-	-	-
	Fe ²⁺	0.935	0.101	0.924	0.911	0.908	0.933	0.113
	Mn	0.025	0.011	0.041	0.040	0.034	0.047	0.016
	Ca	0.040	0.869	0.035	0.049	0.053	0.018	0.854
	Na	-	0.019	-	-	-	0.002	0.017
	ΣM2	1.000	1.000	1.000	1.000	0.996	1.000	1.000

Table II.7 - Microprobe analysis of pyroxene grains of Clinopyroxenitic Association, sample F1-13.

Association		Clinopyroxenitic Association														
Rock Type		Olivine Clinopyroxenite														
Sample		F1-13														
Mineral	Clinoferrossilite	Clinoferrossilite	Clinoferrossilite	Clinoferrossilite	Clinoferrossilite	Clinoferrossilite	Clinoferrossilite	Clinoferrossilite	Clinoferrossilite	Clinoferrossilite	Clinoferrossilite	Clinoferrossilite	Clinoferrossilite	Clinoferrossilite	Clinoferrossilite	
SiO ₂	46.879	47.157	49.714	47.221	47.266	47.008	47.181	49.594	46.595	46.699	46.765	47.287				
TiO ₂	0.198	-	0.070	-	-	-	0.021	-	0.058	0.061	0.307	0.171				
Al ₂ O ₃	0.204	0.216	0.362	0.127	0.088	0.230	0.162	0.398	0.201	0.162	0.237	0.107				
FeO	43.692	44.125	41.388	45.541	45.415	44.102	44.407	23.645	44.753	43.678	43.124	45.188				
MnO	0.885	0.798	0.555	0.754	0.828	0.786	0.762	0.402	0.841	0.852	0.756	0.893				
MgO	6.690	5.829	5.460	5.498	5.937	5.609	6.214	4.821	5.720	5.998	5.538	5.827				
CaO	0.883	1.876	0.590	0.952	0.958	1.113	0.943	20.159	1.280	1.131	2.419	1.138				
Na ₂ O	0.022	0.092	0.109	0.029	0.028	-	0.059	0.442	0.029	0.033	0.072	0.018				
F	0.081	0.127	0.092	0.112	0.111	0.035	-	-	0.122	0.079	0.023	0.118				
K ₂ O	0.019	0.014	-	0.020	0.013	0.003	0.023	0.001	-	0.032	-	0.008				
Cl	-	0.013	0.003	0.004	0.004	0.005	0.048	0.007	0.008	0.009	-	0.007				
Cr ₂ O ₃	0.050	-	0.011	0.061	0.048	0.026	-	-	0.037	-	0.038	0.025				
V ₂ O ₅	0.069	0.004	0.016	0.065	0.045	0.006	-	-	0.011	-	-	-				
NiO	-	0.024	0.072	0.017	0.060	-	0.075	0.022	-	-	-	-				
(OH)	0.362	-	1.598	-	-	1.094	0.117	0.492	0.400	1.253	0.731	-				
Total	100.0	100.2	100.0	100.4	100.7	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.7				
Structural formula calculated on the basis of 6 oxygens																
Si	1.961	1.967	2.108	1.978	1.967	1.992	1.974	1.987	1.962	1.978	1.969	1.969				
Al	0.010	0.011	-	0.006	0.004	0.008	0.008	0.013	0.010	0.010	0.012	0.005				
Fe3+	0.029	0.022	-	0.016	0.028	-	0.018	-	0.028	0.012	0.019	0.025				
ΣT	1.971	1.978	2.108	1.984	1.972	2.000	1.982	2.000	1.972	1.988	1.981	1.975				
Al	-	-	0.018	-	-	0.003	-	0.006	-	-	-	-				
Fe3+	0.024	0.040	-	0.020	0.032	0.004	0.030	0.042	0.035	0.021	0.016	0.021				
Ti	0.006	-	0.002	-	-	-	0.001	-	0.002	0.002	0.010	0.005				
Mg	0.417	0.362	0.345	0.343	0.368	0.354	0.388	0.288	0.359	0.379	0.348	0.362				
Fe2+	0.548	0.596	0.631	0.632	0.595	0.637	0.580	0.664	0.602	0.598	0.625	0.611				
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
ΣM1	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000				
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
Fe2+	0.927	0.881	0.836	0.928	0.926	0.921	0.926	0.987	0.910	0.915	0.858	0.916				
Mn	0.031	0.028	0.020	0.027	0.029	0.028	0.027	0.014	0.030	0.031	0.027	0.031				
Ca	0.040	0.084	0.027	0.043	0.043	0.051	0.042	0.865	0.058	0.051	0.109	0.051				
Na	0.002	0.007	0.009	0.002	0.002	-	0.005	0.034	0.002	0.003	0.006	0.001				
ΣM2	1.000	1.000	0.892	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000				

Table II.8 - Microprobe analysis of pyroxene grains of Clinopyroxenitic Association, samples F1-15 and F1-17.

Association		Clinopyroxenitic Association										
Rock Type		Hornblende-Grunerite Clinopyroxenite					F1-17					
Sample		F1-15					F1-17					
Mineral	Clinoferrrosillite	Clinoferrrosillite	Clinoferrrosillite	Clinoferrrosillite	Clinoferrrosillite	Clinoferrrosillite	Clinoferrrosillite	Clinoferrrosillite	Clinoferrrosillite	Clinoferrrosillite	Clinoferrrosillite	Clinoferrrosillite
SiO ₂	49.227	50.093	48.834	47.597	49.653	47.749	50.268	48.356	46.846	48.196		
TiO ₂	0.06	0.039	0.144	0.092	-	-	-	-	0.128	-		
Al ₂ O ₃	0.413	0.352	0.368	0.268	0.63	0.347	0.379	1.001	0.894	0.764		
FeO	40.106	38.997	39.705	42.928	39.526	43.885	38.86	37.627	44.45	38.313		
MnO	0.966	0.873	1.16	1.098	0.885	1.212	0.567	0.821	0.788	1.01		
MgO	6.149	6.805	6.244	7.197	6.325	6.522	7.265	10.997	6.505	11.071		
CaO	0.622	0.569	0.336	0.828	0.979	0.862	0.639	0.742	0.419	0.684		
Na ₂ O	0.005	0.045	0.017	0.031	0.066	-	0.095	0.03	-	-		
F	-	-	0.015	0.009	-	-	0.103	-	0.032	-		
K ₂ O	-	-	0.008	0.005	0.009	-	0.02	-	0.005	-		
Cl	0.012	0.023	0.017	-	0.047	-	-	0.001	-	0.014		
Cr ₂ O ₃	0.001	0.051	-	0.061	0.026	-	0.002	-	0.037	0.037		
V ₂ O ₃	0.001	0.028	0.002	-	-	-	-	0.04	0.007	0.025		
NO	0.051	-	-	-	0.029	0.111	0.055	-	-	0.006		
(OH)	2.39	2.131	3.16	-	1.836	-	1.789	0.385	-	-		
Total	100.0	100.0	100.0	100.1	100.0	100.7	100.0	100.0	100.1	100.1		
Structural formula calculated on the basis of 6 oxygens												
Si	2.095	2.114	2.094	1.972	2.094	1.977	2.107	1.954	1.952	1.942		
Al	-	-	-	0.013	-	0.017	-	0.046	0.044	0.036		
Fe3+	-	-	-	0.015	-	0.006	-	-	0.005	0.022		
ΣT	2.095	2.114	2.094	1.985	2.094	1.994	2.107	2.000	1.995	1.978		
Al	0.021	0.018	0.019	-	0.031	-	0.019	0.002	-	-		
Fe3+	-	-	-	0.023	-	0.023	-	0.045	0.039	0.056		
Ti	0.002	0.001	0.005	0.003	-	-	-	-	0.004	-		
Mg	0.390	0.428	0.399	0.445	0.398	0.403	0.454	0.663	0.404	0.665		
Fe2+	0.585	0.551	0.577	0.528	0.569	0.571	0.525	0.289	0.552	0.277		
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
ΣM1	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000		
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Fe2+	0.842	0.826	0.847	0.922	0.825	0.919	0.837	0.937	0.953	0.936		
Mn	0.035	0.031	0.042	0.039	0.032	0.042	0.020	0.028	0.028	0.034		
Ca	0.028	0.026	0.015	0.037	0.044	0.038	0.029	0.032	0.019	0.030		
Na	0.000	0.004	0.001	0.002	0.005	-	0.008	0.002	-	-		
ΣM2	0.905	0.886	0.906	1.000	0.906	1.000	0.893	1.000	1.000	1.000		

Table II.9 - Microprobe analysis of pyroxene grains of Clinopyroxenitic Association, sample F1-18.

Association		Clinopyroxenitic Association									
Rock Type		Grunerite Clinopyroxenite									
Sample		F1-18									
Mineral	Clinoferrosillite	Clinoferrosillite	Clinoferrosillite	Clinoferrosillite	Clinoferrosillite	Clinoferrosillite	Clinoferrosillite	Clinoferrosillite	Clinoferrosillite	Clinoferrosillite	Clinoferrosillite
SiO ₂	46.807	46.556	50.464	47.39	46.469	50.032	49.982	46.522	46.3		
TiO ₂	0.032	0.011	-	0.011	-	-	-	0.166	0.053		
Al ₂ O ₃	0.953	0.828	0.845	0.877	0.877	0.568	0.741	0.872	0.724		
FeO	44.306	43.778	35.94	44.872	44.272	39.546	39.84	44.601	45.029		
MnO	0.863	0.779	0.434	0.939	0.836	0.596	0.61	0.68	0.867		
MgO	6.348	6.463	9.599	6.552	6.351	7.32	6.643	5.974	5.896		
CaO	0.586	0.611	0.411	0.386	0.682	0.296	0.423	0.664	0.567		
Na ₂ O	-	-	0.015	-	-	-	0.054	-	0.025		
F	-	-	0.020	0.037	0.096	0.083	0.005	0.062	0.076		
K ₂ O	-	-	0.006	-	0.01	0.004	0.012	-	-		
Cl	-	0.004	0.023	0.008	0.006	0.024	0.031	0.007	-		
Cr ₂ O ₃	0.011	0.001	-	0.037	0.026	-	0.038	-	-		
V ₂ O ₅	-	0.025	0.055	-	-	0.026	0.001	0.016	0.029		
NiO	0.043	0.089	0.037	-	0.06	-	0.109	-	0.022		
(OH)	0.052	0.856	2.166	-	0.358	1.542	1.521	0.464	0.444		
Total	100.0	100.0	100.0	101.1	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

		Structural formula calculated on the basis of 6 oxygens									
Si	1.953	1.956	2.087	1.955	1.946	2.095	2.099	1.955	1.948		
Al	0.047	0.041	-	0.043	0.043	-	-	0.043	0.036		
Fe ³⁺	-	0.003	-	0.002	0.010	-	-	0.002	0.016		
ΣT	2.000	1.997	2.087	1.998	1.990	2.095	2.099	1.998	1.984		
Al	-	-	0.041	-	-	0.028	0.037	-	-		
Fe ³⁺	0.045	0.042	0.000	0.043	0.053	-	-	0.034	0.050		
Ti	0.001	-	-	-	-	-	-	0.005	0.002		
Mg	0.395	0.405	0.592	0.403	0.397	0.457	0.416	0.374	0.370		
Fe ²⁺	0.558	0.549	0.364	0.552	0.548	0.514	0.543	0.586	0.577		
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
ΣM1	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000		
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Fe ²⁺	0.943	0.945	0.879	0.950	0.940	0.871	0.856	0.946	0.942		
Mn	0.030	0.028	0.015	0.033	0.030	0.021	0.022	0.024	0.031		
Ca	0.026	0.028	0.018	0.017	0.031	0.013	0.019	0.030	0.026		
Na	-	-	0.001	-	-	-	0.004	-	0.002		
ΣM2	1.000	1.000	0.913	1.000	1.000	0.905	0.901	1.000	1.000		

Table II.10 - Microprobe analysis of pyroxene grains of Clinopyroxenitic Association, sample F1-19.

Association	Clinopyroxenitic Association				
Rock Type	Grunerite Clinopyroxenite				
Sample	F1-19				
Mineral	Clinoferrosilite	Clinoferrosilite	Clinoferrosilite	Clinoferrosilite	Clinoferrosilite
SiO ₂	42.879	51.955	47.871	49.029	49.123
TiO ₂	0.161	0.197	0.195	0.044	0.254
Al ₂ O ₃	0.739	0.72	0.926	0.828	0.733
FeO	35.844	33.295	37.653	37.675	36.771
MnO	0.855	0.628	0.476	0.727	0.721
MgO	11.187	10.445	10.565	10.79	10.996
CaO	1.155	0.709	1.09	0.841	0.839
Na ₂ O	0.101	0.016	0.024	-	0.025
F	-	-	-	0.028	0.062
K ₂ O	0.05	0.022	0.016	0.005	-
Cl	-	0.018	-	-	0.004
Cr ₂ O ₃	0.014	0.012	0.001	-	-
V ₂ O ₃	0.048	0.01	0.024	0.064	0.007
NiO	-	0.057	-	0.091	-
(OH)	6.966	1.921	1.157	-	0.49
Total	100.0	100.0	100.0	100.1	100.0

		Structural formula calculated on the basis of 6 oxygens				
<i>T</i>	Si	1.850	2.126	1.954	1.976	1.987
	Al	0.038	-	0.045	0.024	0.013
	Fe ³⁺	0.113	-	0.001	-	-
	ΣT	1.887	2.126	1.999	2.000	2.000
<i>M1</i>	Al	-	0.035	-	0.015	0.022
	Fe ³⁺	0.146	-	0.035	0.005	0.000
	Ti	0.005	0.006	0.006	0.001	0.008
	Mg	0.719	0.637	0.643	0.648	0.663
	Fe ²⁺	0.127	0.319	0.315	0.326	0.307
	ΣM1	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
<i>M2</i>	Mg	-	-	-	-	-
	Fe ²⁺	0.907	0.820	0.934	0.939	0.937
	Mn	0.031	0.022	0.016	0.025	0.025
	Ca	0.053	0.031	0.048	0.036	0.036
	ΣM2	1.000	0.874	1.000	1.000	1.000

Table II.11 - Microprobe analysis of pyroxene grains of Clinopyroxenitic Association, sample F1-20.

Association		Clinopyroxenitic Association										
Rock Type		Grunerite Clinopyroxenite										
Sample		F1-20										
Mineral	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite
SiO2	47.133	47.48	47.637	49.571	51.219	47.369	47.144	48.027	47.789			
TiO2	0.201	0.188	-	0.093	0.087	0.048	0.157	0.086	0.021			
Al2O3	0.715	0.667	0.602	0.189	0.370	0.901	0.792	0.751	0.645			
FeO	39.856	40.428	40.188	37.09	33.909	39.751	39.254	39.046	39.861			
MnO	0.786	0.919	0.89	0.516	0.538	0.734	0.753	0.707	0.722			
MgO	8.176	8.435	8.624	9.197	9.823	9.13	9.056	9.391	9.382			
CaO	1.163	1.012	0.79	0.366	1.007	1.101	1.376	1.061	0.805			
Na2O	-	-	-	0.011	0.057	-	0.029	0.021	-			
F	0.075	0.038	0.002	0.095	-	-	0.008	-	-			
K2O	0.01	-	-	0.037	0.020	0.007	0.025	0.006	-			
Cl	0.029	0.006	-	-	0.027	0.004	-	0.004	-			
Cr2O3	0.038	0.013	0.049	-	-	0.037	0.037	-	0.050			
V2O3	0.031	0.047	0.01	0.047	0.009	-	0.033	0.014	0.001			
NiO	0.089	-	-	0.048	0.046	0.106	0.072	-	0.067			
(OH)	1.736	0.784	1.208	2.781	2.893	0.812	1.269	0.886	0.656			
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0			
Structural formula calculated on the basis of 6 oxygens												
Si	1.970	1.964	1.975	2.076	2.125	1.949	1.948	1.972	1.961			
Al	0.030	0.033	0.025	-	-	0.044	0.039	0.028	0.031			
Fe3+	-	0.004	-	-	-	0.008	0.013	-	0.007			
ΣT	2.000	1.996	2.000	2.076	2.125	1.992	1.987	2.000	1.993			
Al	0.006	-	0.005	0.009	0.018	-	-	0.008	-			
Fe3+	0.009	0.022	0.018	-	-	0.047	0.042	0.016	0.036			
Ti	0.006	0.006	-	0.003	0.003	0.001	0.005	0.003	0.001			
Mg	0.510	0.520	0.533	0.574	0.608	0.560	0.558	0.575	0.574			
Fe2+	0.464	0.450	0.442	0.410	0.370	0.387	0.390	0.398	0.386			
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
ΣM1	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000			
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
Fe2+	0.920	0.923	0.934	0.889	0.807	0.926	0.910	0.927	0.940			
Mn	0.028	0.032	0.031	0.018	0.019	0.026	0.026	0.025	0.025			
Ca	0.052	0.045	0.035	0.016	0.045	0.049	0.061	0.047	0.035			
Na	-	-	-	0.001	0.005	-	0.002	0.002	-			
ΣM2	1.000	1.000	1.000	0.924	0.875	1.000	1.000	1.000	1.000			

Table II.12 - Microprobe analysis of pyroxene grains of Main Mafic Zone, sample F1-08.

Zone		Main Mafic Zone											
Rock Type		Hornblende Metagabbro											
Sample		F1-08											
Mineral	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite	Clinoferrrosilite
SiO ₂	49.317	49.545	49.24	48.968	49.593	49.772	49.002	49.398	49.087	49.087	49.087	49.087	49.952
TiO ₂	0.076	0.328	0.126	0.126	-	0.087	0.127	-	0.039	0.039	0.039	0.039	0.176
Al ₂ O ₃	0.589	0.55	0.636	1.296	0.562	0.7	0.74	0.764	2.26	2.26	2.26	2.26	0.523
FeO	34.676	35.298	35.104	34.386	34.802	34.269	33.718	33.447	31.625	31.625	31.625	31.625	34.227
MnO	0.819	0.7	0.636	0.8	0.733	0.562	0.53	0.621	0.415	0.415	0.415	0.415	0.671
MgO	12.651	12.587	12.485	12.336	13.014	13.66	13.046	13.649	12.254	12.254	12.254	12.254	13.573
CaO	0.734	0.558	0.761	0.864	0.626	0.591	0.805	0.718	2.646	2.646	2.646	2.646	0.651
Na ₂ O	0.031	-	0.001	0.095	-	0.041	-	0.049	0.167	0.167	0.167	0.167	0.011
F	-	-	-	0.064	-	-	0.004	0.026	0.001	0.001	0.001	0.001	-
K ₂ O	0.025	0.006	0.016	0.009	-	-	-	0.022	0.094	0.094	0.094	0.094	0.02
Cl	-	-	-	0.023	-	0.011	-	-	0.002	0.002	0.002	0.002	-
Cr ₂ O ₃	0.039	0.038	0.013	-	0.077	0.014	-	-	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
V ₂ O ₃	0.005	0.004	0.029	-	0.016	0.053	0.019	0.049	0.011	0.011	0.011	0.011	0.07
NiO	0.066	0.035	0.183	-	-	0.081	0.046	0.011	0.035	0.035	0.035	0.035	0.026
(OH)	0.975	0.351	0.771	1.065	0.577	0.163	1.964	1.255	1.364	1.364	1.364	1.364	0.1
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Structural formula calculated on the basis of 6 oxygens													
Si	1.981	1.982	1.978	1.968	1.981	1.971	1.980	1.975	1.963	1.963	1.963	1.963	1.980
Al	0.019	0.018	0.022	0.032	0.019	0.029	0.020	0.025	0.037	0.037	0.037	0.037	0.020
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ΣT	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Al	0.009	0.008	0.008	0.029	0.008	0.004	0.016	0.011	0.069	0.069	0.069	0.069	0.004
Fe ³⁺	0.006	-	0.006	0.002	-	0.021	-	-	-	-	-	-	0.004
Ti	0.002	0.010	0.004	0.004	-	0.003	0.004	-	0.001	0.001	0.001	0.001	0.005
Mg	0.758	0.751	0.748	0.739	0.775	0.807	0.786	0.813	0.730	0.730	0.730	0.730	0.802
Fe ²⁺	0.221	0.229	0.228	0.225	0.206	0.162	0.193	0.157	0.198	0.198	0.198	0.198	0.181
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ΣM1	1.000	1.000	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	0.938	0.952	0.946	0.928	0.948	0.953	0.947	0.944	0.860	0.860	0.860	0.860	0.949
Mn	0.028	0.024	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	0.032	0.024	0.033	0.037	0.027	0.025	0.035	0.031	0.113	0.113	0.113	0.113	0.028
Na	0.002	-	-	0.007	-	0.003	-	0.004	0.013	0.013	0.013	0.013	0.001
ΣM2	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000

Table II.13 - Microprobe analysis of pyroxene grains of one of DD-006 Minor Mafic Body, samples F6-01 e F6-03.

Rock Type Sample	Hornblende Meta gabbro F6-01					Hornblende-Garnet Meta gabbro F6-03				
	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Clinoferrosillite	Clinoferrosillite	Clinoferrosillite	Clinoferrosillite	Clinoferrosillite
Mineral	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Clinoferrosillite	Clinoferrosillite	Clinoferrosillite	Clinoferrosillite	Clinoferrosillite
SiO ₂	50.933	50.236	50.127	48.374	46.255	48.695	48.471	49.047	48.481	
TiO ₂	0.212	0.141	0.253	0.083	0.006	-	0.083	0.104	0.296	
Al ₂ O ₃	1.914	2.958	2.493	1.251	0.963	1.330	1.223	1.148	1.238	
FeO	13.811	14.179	13.604	35.187	34.523	35.594	34.798	35.393	35.592	
MnO	0.375	0.471	0.430	0.662	0.786	0.616	0.545	0.680	0.521	
MgO	10.781	10.382	11.058	12.375	11.774	12.329	12.099	12.219	11.958	
CaO	20.897	20.261	20.846	0.809	0.725	0.739	0.857	0.858	0.807	
Na ₂ O	0.417	0.582	0.488	0.096	0.138	0.027	-	-	-	
F	-	-	-	0.081	-	0.087	0.054	-	-	
K ₂ O	0.006	0.009	0.006	0.016	0.115	0.005	-	0.024	-	
Cl	-	0.014	0.009	0.003	0.033	-	0.009	0.008	-	
Cr ₂ O ₃	0.014	0.088	0.071	0.064	0.023	-	-	-	-	
V ₂ O ₃	0.070	0.065	0.075	-	0.034	0.009	0.013	-	0.058	
NiO	0.105	-	0.058	0.055	0.117	-	0.028	0.011	-	
(OH)	0.464	0.616	0.480	0.978	4.514	0.606	1.845	0.508	1.049	
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	
Structural formula calculated on the basis of 6 oxygens										
Si	1.947	1.923	1.911	1.945	1.934	1.952	1.968	1.966	1.957	
Al	0.053	0.077	0.089	0.055	0.047	0.048	0.032	0.034	0.043	
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
ΣT	2.000	2.000	2.000	2.000	1.981	2.000	2.000	2.000	2.000	
Al	0.033	0.056	0.023	0.004	-	0.015	0.026	0.020	0.016	
Fe ³⁺	0.036	0.052	0.083	0.052	0.075	0.035	-	0.008	0.008	
Ti	0.006	-	0.007	0.003	-	-	-	-	-	
Mg	0.614	0.592	0.628	0.742	0.734	0.737	0.732	1	0.720	
Fe ²⁺	0.305	0.291	0.252	0.196	0.185	0.213	0.237	0.239	0.246	
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
ΣM1	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Fe ²⁺	0.101	0.111	0.099	0.935	0.929	0.945	0.944	0.940	0.947	
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Ca	0.856	0.831	0.851	0.035	0.032	0.032	0.037	0.037	0.035	
Na	0.031	0.043	-	-	-	-	-	-	-	
ΣM2	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	

Table II.14 - Microprobe analysis of pyroxene grains of one of DD-006 Minor Mafic Body, sample F6-03B.

Rock Type		Minor Mafic Body					
		Hornblende-Garnet Metagabbro					
Sample		F6-03B					
Mineral	Clinoferrosillite	Clinoferrosillite	Clinoferrosillite	Clinoferrosillite	Clinoferrosillite	Clinoferrosillite	Clinoferrosillite
SiO ₂	49.275	48.93	49.344	49.768	45.044	49.734	50.299
TiO ₂	0.132	0.258	0.33	0.115	0.152	0.259	0.045
Al ₂ O ₃	2.023	0.973	0.939	1.164	1.031	0.809	0.84
FeO	33.277	34.37	34.024	33.908	33.706	34.229	34.471
MnO	1.4	1.567	1.32	1.499	1.76	1.879	1.533
MgO	12.127	12.734	12.708	13.066	12.675	12.722	13.175
CaO	1.241	0.507	0.624	0.606	0.563	0.59	0.631
Na ₂ O	0.085	0.004	-	0.003	0.05	-	0.021
F	-	-	0.071	-	-	-	0.03
K ₂ O	0.02	-	0.014	0.016	0.038	0.024	-
Cl	-	0.002	-	-	0.042	-	-
Cr ₂ O ₃	0.001	0.04	-	0.026	0.053	0.013	-
V ₂ O ₅	0.013	-	0.002	0.019	0.026	0.017	0.017
NiO	-	0.059	0.033	-	-	-	0.081
(OH)	0.405	0.557	0.621	-	4.869	-	-
Total	100.0	100.0	100.0	100.2	100.0	100.3	101.1

		Structural formula calculated on the basis of 6 oxygens					
Si	1.964	1.958	1.975	1.971	1.882	1.975	1.975
Al	0.036	0.042	0.025	0.029	0.051	0.025	0.025
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-
ΣT	2.000	2.000	2.000	2.000	1.933	2.000	2.000
Al	0.059	0.004	0.020	0.025	-	0.013	0.014
Fe ³⁺	-	0.021	-	-	0.109	-	0.010
Ti	0.004	0.008	0.010	0.003	0.005	0.008	0.001
Mg	0.721	1	0.758	0.771	1	0.753	1
Fe ²⁺	0.216	0.204	0.211	0.199	0.094	0.225	0.201
Mn	-	-	-	-	-	-	-
ΣM1	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Mg	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	0.893	0.925	1	1	1	1	1
Mn	0.047	0.053	0.045	0.050	0.062	0.063	0.051
Ca	0.053	0.022	0.027	0.026	0.025	0.025	0.027
Na	-	-	-	-	-	-	-
ΣM2	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000

Table II.15 - Microprobe analysis of amphibole grains of Upper Pyroxenitic Association and the Clinopyroxenitic Association, samples F1-02, F1-04 e F1-18. Abbreviations: Oli - Olivine, Mag - Magnetite, Gru - Grunerite, Hbl - Hornblende.

Association		Upper Pyroxenitic Association			Clinopyroxenitic Association
Rock Type	Oli-Mag Clinopyroxenitite	Oli-Mag-Gru Clinopyroxenitite			Hbl-Gru Clinopyroxenitite
Sample	F1-02	F1-04			F1-18
Mineral	Fe-Hornblende	Fe-Mg-Hornblende	Fe-Mg-Hornblende	Fe-Mg-Hornblende	Tschermakite
SiO ₂	43.109	45.734	46.221	45.549	41.548
TiO ₂	-	0.343	0.165	-	0.135
Al ₂ O ₃	7.697	5.964	5.415	5.904	10.768
FeO	28.167	22.531	22.676	23.007	28.718
MnO	0.207	0.129	0.326	0.329	0.208
MgO	5.456	9.797	10.227	10.007	3.63
CaO	10.408	10.287	10.202	10.109	10.178
Na ₂ O	1.65	2.047	1.982	2.075	1.269
K ₂ O	0.678	0.497	0.397	0.615	0.011
F	0.545	1.105	1.211	1.36	0.045
Cl	0.051	0.047	0.033	0.02	0.357
Cr ₂ O ₃	0.094	-	0.016	0.001	-
V ₂ O ₃	0.013	0.008	-	-	-
NiO	0.042	0.04	-	0.051	0.075
OH	1.670	1.462	1.429	1.356	1.826
Total	99.8	100.0	100.3	100.4	99.9

Structural formula calculated on the basis of 23 oxygens						
T	Si	6.659	6.865	6.889	6.807	6.430
	Al iv	1.341	1.055	0.951	1.040	1.570
	ΣT	8.000	7.920	7.840	7.847	8.000
C	Al vi	0.061	-	-	-	0.394
	Ti	-	0.039	0.018	-	0.016
	Cr	0.011	-	0.002	-	-
	Fe3+	1.195	1.139	1.326	1.390	1.387
	Fe2+	2.444	1.689	1.500	1.486	2.329
	Mn	0.027	0.016	0.041	0.042	0.027
	Mg	1.256	2.192	2.272	2.229	0.837
ΣC	4.995	5.076	5.160	5.147	4.991	
B	Ca	1.723	1.654	1.629	1.619	1.688
	Na	0.494	0.596	0.573	0.601	0.381
	ΣB	2.217	2.250	2.202	2.220	2.068
A	K	0.134	0.095	0.075	0.117	0.002
	F	0.266	0.525	0.571	0.643	0.022
	Cl	0.013	0.012	0.008	0.005	0.094
	OH*	1.720	1.463	1.421	1.352	1.884
	Total	17.350	17.345	17.277	17.337	17.070

Table II.16 - Microprobe analysis of amphibole grains of Main Mafic Zone, sample F1-07.

Zone		Main Mafic Zone		
Rock Type		Hornblende Metagabbro		
Sample		F1-07		
Mineral	Tschemakite	Tschemakite	Tschemakite	Tschemakite
SiO ₂	43.428	43.054	42.686	
TiO ₂	1.908	2.43	1.956	
Al ₂ O ₃	10.527	10.777	10.704	
FeO	16.002	16.655	16.868	
MnO	0.276	0.256	0.368	
MgO	10.99	10.897	11.034	
CaO	11.486	10.911	10.887	
Na ₂ O	1.676	1.971	1.833	
K ₂ O	0.807	0.737	0.815	
F	0.184	0.232	0.215	
Cl	0.064	0.025	0.037	
Cr ₂ O ₃	-	0.111	0.057	
V ₂ O ₃	0.138	0.134	0.15	
NiO	0.013	0.061	0.077	
OH	1.910	1.916	1.913	
Total	99.4	100.2	99.6	
<u>Structural formula on the basis of 23 oxygens</u>				
T	Si	6.468	6.352	6.324
	Al iv	1.532	1.648	1.676
	ΣT	8.000	8.000	8.000
C	Al vi	0.316	0.226	0.193
	Ti	0.214	0.270	0.218
	Cr	0.000	0.013	0.007
	Fe ³⁺	0.484	0.717	0.903
	Fe ²⁺	1.509	1.338	1.187
	Mn	0.035	0.032	0.046
	ΣC	4.998	4.993	4.991
B	Ca	1.833	1.725	1.728
	Na	0.484	0.564	0.527
	ΣB	2.317	2.289	2.255
A	K	0.153	0.139	0.154
<hr/>				
	F	0.087	0.108	0.101
	Cl	0.016	0.006	0.009
	OH*	1.897	1.885	1.890
	Total	17.470	17.427	17.409

Table II.17 - Microprobe analysis of amphibole grains of DD-006 Minor Mafic Body, sample F6-02.

		Minor Mafic Body							
Rock Type		Hornblende Metagabbro							
Sample		F6-02							
Mineral	Tschermakite	Mg-Hornblende	Edenitic Hornblende	Edenite	Edenite	Edenite	Edenite	Edenite	
SiO ₂	44.212	44.633	44.545	45.229	45.49	45.401	45.119	43.82	
TiO ₂	1.925	2.035	2.113	1.832	2.063	1.912	1.897	2.092	
Al ₂ O ₃	10.056	9.011	9.472	9.112	8.576	8.872	9.417	9.585	
FeO	17.709	16.961	17.992	17.162	17.317	17.406	17.575	17.833	
MnO	0.087	0.216	0.225	0.18	0.292	0.087	0.215	0.204	
MgO	10.807	11.026	10.824	11.185	11.695	11.392	10.886	10.465	
CaO	10.699	11.141	10.674	10.946	10.955	10.952	10.773	11.019	
Na ₂ O	1.923	1.679	1.906	1.58	1.377	1.497	1.842	1.964	
K ₂ O	0.541	0.457	0.49	0.503	0.508	0.406	0.541	0.48	
F	0.07	-	-	-	-	0.059	0.047	-	
Cl	-	-	0.001	0.033	-	-	-	0.017	
Cr ₂ O ₃	-	0.099	0.056	0.043	0.013	0.099	-	0.043	
V ₂ O ₃	0.182	0.083	0.145	0.106	0.091	0.102	0.099	0.185	
NiO	0.031	0.049	0.02	0.067	0.054	0.083	-	0.002	
OH	2.009	2.023	2.019	1.927	1.869	1.770	1.711	1.649	
Total	100.3	99.4	100.5	99.9	100.3	100.0	100.1	99.4	
Structural formula calculated on the basis of 23 oxygens									
T	Si	6.492	6.616	6.616	7.007	7.296	7.572	7.805	7.945
	Al ^{iv}	1.508	1.384	1.384	0.993	0.704	0.428	0.195	0.055
	ΣT	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
C	Al ^{vi}	0.232	0.190	0.274	0.671	0.917	1.316	1.724	1.993
	Ti	0.213	0.227	0.236	0.213	0.249	0.240	0.247	0.285
	Cr	-	0.012	0.007	0.005	0.002	0.013	-	0.006
	Fe ³⁺	0.835	0.622	2.235	2.224	2.323	2.428	2.542	2.704
	Fe ²⁺	1.340	1.481	-	-	-	-	-	-
	Mn	0.011	0.027	0.028	0.024	0.040	0.012	0.032	0.031
	Mg	2.366	2.436	2.397	2.583	2.796	2.833	2.807	2.829
ΣC	4.996	4.994	5.176	5.720	6.327	6.842	7.352	7.849	
B	Ca	1.683	1.769	1.699	1.817	1.883	1.957	1.997	2.141
	Na	0.548	0.483	0.549	0.475	0.428	0.484	0.618	0.690
	ΣB	2.231	2.252	2.247	2.292	2.311	2.441	2.614	2.831
A	K	0.101	0.086	0.093	0.099	0.104	0.086	0.119	0.111
F	0.033	-	-	-	-	0.031	0.026	-	
Cl	-	-	-	0.009	-	-	-	0.005	
OH*	1.967	2.000	2.000	1.991	2.000	1.969	1.974	1.995	
Total	17.332	17.338	17.519	18.120	18.748	19.381	20.086	20.791	

Table II.18 - Microprobe analysis of grunerite grains of Upper Pyroxenitic Association and the Clinopyroxenitic Association, samples F1-05, F1-11, F1-17 e F1-20. Abbreviation: Gru - Grunerite.

Association		Upper Pyroxenitic Association			Clinopyroxenitic Association			
Rock Type		Grunerite			Gru Clinopyroxenite	Gru Clinopyroxenite		Gru Clinopyroxenite
Sample		F1-05			F1-11	F1-17		F1-20
Mineral	Grunerite	Grunerite	Grunerite	Grunerite	Grunerite	Grunerite	Grunerite	Grunerite
SiO ₂	51.65	51.66	51.69	44.65	51.79	47.95	49.85	
TiO ₂	0.22	0.10	-	0.14	0.16	0.14	0.01	
Al ₂ O ₃	0.55	0.46	0.50	1.74	0.56	0.78	1.87	
FeO	32.06	31.39	31.86	36.99	32.71	37.83	31.52	
MnO	1.29	1.00	1.07	0.74	0.55	0.94	0.52	
MgO	11.18	11.51	10.81	9.77	11.45	10.83	9.82	
CaO	0.66	0.70	0.79	0.56	0.56	0.77	2.61	
Na ₂ O	0.09	0.07	0.11	0.05	0.08	-	0.15	
K ₂ O	-	-	0.01	0.18	-	-	0.07	
F	0.03	0.07	-	-	0.11	-	-	
Cl	0.01	0.01	0.03	0.01	0.03	-	0.04	
Cr ₂ O ₃	0.08	-	0.04	0.12	-	-	-	
V ₂ O ₃	0.06	0.06	0.04	0.08	-	0.04	0.03	
NiO	0.01	-	0.05	0.03	0.01	0.04	0.05	
OH	2.14	3.01	3.01	4.96	2.06	0.69	3.47	
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	
Structural formula calculated on the basis of 23 oxygens								
T	Si	7.914	7.953	7.981	7.149	7.921	7.309	7.763
	Al ^{iv}	0.086	0.047	0.019	0.329	0.079	0.140	0.237
	ΣT	8.000	8.000	8.000	7.478	8.000	7.449	8.000
C	Al ^{vi}	0.013	0.036	0.071	-	0.023	-	0.106
	Ti	0.025	0.012	-	0.017	0.018	0.016	0.001
	Cr	0.010	-	0.005	0.015	-	-	-
	Fe ³⁺	-	-	-	1.273	-	1.211	0.071
	Fe ²⁺	4.109	4.041	4.114	3.680	4.184	3.612	4.034
	Mn	0.167	0.130	0.139	0.100	0.071	0.121	0.068
	Mg	2.553	2.641	2.489	2.332	2.611	2.461	2.281
ΣC	6.877	6.859	6.819	7.417	6.907	7.421	6.561	
B	Ca	0.108	0.116	0.131	0.096	0.092	0.126	0.435
	Na	0.027	0.021	0.034	0.014	0.023	0.000	0.045
	ΣB	0.135	0.137	0.165	0.110	0.114	0.126	0.480
A	K	-	-	0.002	0.037	-	-	0.013
F	0.015	0.033	-	-	0.054	-	-	
Cl	0.001	0.002	0.008	0.002	0.008	-	0.012	
OH*	1.984	1.965	1.992	1.998	1.939	2.000	1.988	
Total	17.019	17.004	16.990	17.052	17.021	17.000	17.058	

Table II.19 - Microprobe analysis of plagioclase grains of Main Mafic Zone, sample F1-06.

Zone	Main Mafic Zone									
Rock Type	Amphibolite									
Sample	F1-06									
Mineral	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Oligoclase
SiO ₂	59.67	59.67	59.55	60.60	61.30	60.23	60.12	61.79		
TiO ₂	-	0.071	-	0.026	0.00	0.085	0.03	0.085		
Al ₂ O ₃	26.03	26.21	26.46	25.46	25.17	25.86	25.95	24.89		
FeO	0.01	0.06	0.08	0.04	0.07	0.332	0.249	0.059		
MnO	0.071	0.03	-	0.01	0.019	0.027	-	0.051		
MgO	0.005	0.02	-	0.008	-	0.013	0.002	0.008		
CaO	7.81	7.83	7.96	7.02	6.46	7.282	7.42	6.33		
Na ₂ O	7.49	7.45	7.40	7.86	7.95	7.551	7.487	8.245		
F	-	-	-	-	-	-	-	-		
K ₂ O	0.139	0.12	0.142	0.161	0.168	0.177	0.126	0.15		
Cl	0.005	-	-	0.006	-	0.005	-	0.011		
Cr ₂ O ₃	0.001	-	0.066	0.094	-	0.002	-	-		
V ₂ O ₃	-	-	0.008	0.076	-	-	0.014	0.016		
NiO	0.049	0.049	-	0.031	-	-	0.041	-		
(OH)	-	-	-	-	-	-	-	-		
Total	101.3	101.5	101.7	101.4	101.1	101.6	101.4	101.6		101.6
Structural formula calculated on the basis of 8 oxygens										
Si	2.63	2.63	2.62	2.67	2.70	2.65	2.65	2.71		
Al	1.35	1.36	1.37	1.32	1.30	1.34	1.35	1.28		
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
ΣT	3.99	3.99	3.99	3.99	4.00	3.99	3.99	3.99		
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-		
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-		
Fe ²⁺	-	-	-	-	-	0.01	0.01	-		
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-		
Ca	0.37	0.37	0.38	0.33	0.30	0.34	0.35	0.30		
Na	0.64	0.64	0.63	0.67	0.68	0.64	0.64	0.70		
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01		
ΣA	1.02	1.02	1.02	1.01	1.00	1.01	1.01	1.01		

Table II.20 - Microprobe analysis of plagioclase grains of Main Mafic Zone, sample F1-07.

Zone		Main Mafic Zone									
Rock Type		Hornblende Gabbro									
Sample		F1-07									
Mineral	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine
SiO ₂	56.37	56.73	55.86	56.52	56.43	56.99	57.29	58.30	57.25	58.30	57.25
TiO ₂	-	-	0.11	-	0.19	0.145	-	-	0.02	-	0.02
Al ₂ O ₃	26.80	26.82	27.03	25.88	26.59	27.39	27.44	27.05	28.00	27.05	28.00
FeO	0.12	0.06	0.04	0.11	0.07	0.178	0.17	0.127	0.037	0.127	0.037
MnO	-	-	-	-	0.09	0.023	-	0.033	0.065	0.033	0.065
MgO	-	-	0.01	0.00	0.01	-	0.012	0.019	0.022	0.019	0.022
CaO	9.43	9.26	9.29	8.55	9.24	9.525	9.25	8.794	9.435	8.794	9.435
Na ₂ O	6.59	6.53	6.68	6.87	6.68	6.035	6.405	6.621	6.191	6.621	6.191
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	0.087	0.088	0.122	0.119	0.145	0.097	0.121	0.119	0.087	0.119	0.087
Cl	-	0.006	-	-	0.019	0.007	-	0.004	0.005	0.004	0.005
Cr ₂ O ₃	-	-	0.001	0.002	-	-	0.053	0.013	-	0.013	-
V ₂ O ₃	-	-	0.013	0.013	0.005	-	-	-	-	-	-
NiO	0.035	0.07	-	-	0.013	0.033	0.016	0.014	0.012	0.014	0.012
(OH)	0.574	0.444	0.848	1.944	0.535	-	-	-	-	-	-
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.4	100.8	101.1	101.1	101.1	101.1
Structural formula calculated on the basis of 8 oxygens											
Si	2.55	2.56	2.54	2.59	2.55	2.55	2.55	2.58	2.54	2.58	2.54
Al	1.43	1.43	1.45	1.40	1.42	1.44	1.44	1.41	1.46	1.41	1.46
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ΣT	3.98	3.99	3.99	3.98	3.98	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	-	-	-	-	-	0.01	0.01	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	0.46	0.45	0.45	0.42	0.45	0.46	0.44	0.42	0.45	0.42	0.45
Na	0.58	0.57	0.59	0.61	0.59	0.52	0.55	0.57	0.53	0.57	0.53
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
ΣA	1.05	1.03	1.05	1.04	1.05	0.99	1.01	1.00	0.99	1.00	0.99

Table II.20 - Continuation.

Zone		Main Mafic Zone									
Rock Type		Hornblende Metagabbro									
Sample		F1-07									
Mineral	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine
SiO ₂	58.41	57.49	57.79	57.15	56.34	56.88	57.00	56.97	56.20		
TiO ₂	0.15	-	-	-	0.05	-	0.306	-	-		
Al ₂ O ₃	27.00	27.86	27.39	27.67	27.94	27.49	27.77	27.63	28.44		
FeO	0.09	0.00	0.05	0.14	0.08	0.084	0.053	0.095	0.025		
MnO	-	0.01	-	0.03	-	-	0.001	0.11	-		
MgO	-	0.04	0.01	-	0.01	0.001	0.012	-	-		
CaO	9.06	9.27	9.10	9.43	9.79	9.922	9.602	9.682	10.395		
Na ₂ O	6.49	6.44	6.58	6.19	6.16	6.427	6.396	6.367	5.86		
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
K ₂ O	0.15	0.131	0.114	0.129	0.13	0.116	0.147	0.117	0.037		
Cl	-	-	-	-	0.013	-	0.018	-	0.001		
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	0.067	0.002	0.054		
V ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
NiO	0.045	-	0.066	-	-	0.049	-	-	0.041		
(OH)	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Total	101.4	101.3	101.1	100.7	100.5	101.0	101.4	101.0	101.1	101.1	
Structural formula calculated on the basis of 8 oxygens											
Si	2.58	2.54	2.56	2.55	2.52	2.54	2.53	2.54	2.50		
Al	1.41	1.45	1.43	1.45	1.47	1.44	1.45	1.45	1.49		
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
ΣT	3.99	4.00	4.00	4.00	4.00	3.98	3.99	3.99	4.00		
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Fe ²⁺	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-		
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Ca	0.43	0.44	0.43	0.45	0.47	0.47	0.46	0.46	0.50		
Na	0.56	0.55	0.57	0.53	0.53	0.56	0.55	0.55	0.51		
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	-		
ΣA	1.00	1.01	1.01	1.00	1.01	1.04	1.02	1.03	1.00		

T

A

Table II.21 - Microprobe analysis of plagioclase grains of Main Mafic Zone, sample F1-08.

Main Mafic Zone												
Hornblende Metagabbro												
F1-08												
Zone												
Rock Type												
Sample												
Mineral	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Labradorite	Labradorite
SiO ₂	57.32	56.25	57.71	56.25	55.53	55.68	57.95	53.89	55.06			
TiO ₂	0.03	-	0.04	0.08	-	-	0.04	0.06	0.12			
Al ₂ O ₃	27.50	27.95	27.76	27.86	28.09	28.12	26.83	29.48	28.66			
FeO	0.22	0.09	0.10	0.19	0.19	0.21	0.02	0.18	0.16			
MnO	-	0.10	0.08	-	0.09	-	-	0.05	0.03			
MgO	0.04	-	-	0.01	0.01	0.01	-	0.01	-			
CaO	9.43	10.18	9.14	10.08	10.18	10.38	8.80	11.64	10.81			
Na ₂ O	6.43	5.89	6.52	5.76	5.65	5.85	6.57	4.87	5.47			
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
K ₂ O	0.15	0.16	0.16	0.23	0.18	0.19	0.12	0.14	0.17			
Cl	0.01	0.00	-	-	-	-	0.01	0.01	0.01			
Cr ₂ O ₃	0.00	-	-	-	0.08	0.01	0.04	-	-			
V ₂ O ₃	0.02	0.06	0.07	0.13	-	0.04	0.00	0.01	0.02			
NiO	0.04	0.00	-	0.02	-	-	-	0.04	0.01			
(OH)	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-			
Total	101.2	100.7	101.6	100.6	100.0	100.5	100.4	100.4	100.5	100.4	100.4	100.5
Structural formula calculated on the basis of 8 oxygens												
Si	2.55	2.52	2.55	2.52	2.50	2.50	2.59	2.43	2.47			
Al	1.44	1.47	1.45	1.47	1.49	1.49	1.41	1.57	1.52			
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
ΣT	3.99	3.99	4.00	3.99	4.00	3.99	4.00	4.00	3.99			
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
Fe ²⁺	-	-	-	0.01	0.01	0.01	-	-	-			
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
Ca	0.45	0.49	0.43	0.48	0.49	0.50	0.42	0.56	0.52			
Na	0.55	0.51	0.56	0.50	0.49	0.51	0.57	0.43	0.48			
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01			
ΣA	1.02	1.01	1.01	1.00	1.01	1.03	1.00	1.01	1.01			

T

A

Table II.22 - Microprobe analysis of plagioclase grains of Main Mafic Zone, sample F1-09.

Zone		Main Mafic Zone									
Rock Type		Olivine Metagabbro									
Sample		F1-09									
Mineral	Anortite	Anortite	Anortite	Labradorite	Labradorite	Labradorite	Labradorite	Bytownite	Bytownite	Bytownite	Bytownite
SiO ₂	45.40	45.43	45.80	48.22	48.45	48.88	45.53	45.80	45.69	47.46	
TiO ₂	-	-	0.02	-	0.16	-	-	0.06	0.05	0.06	
Al ₂ O ₃	35.31	35.56	35.52	27.46	27.68	27.05	28.94	26.29	29.13	27.72	
FeO	0.23	0.26	0.22	0.21	0.16	0.27	0.27	3.68	0.16	0.30	
MnO	0.03	-	0.01	0.06	0.09	-	-	-	-	-	
MgO	0.02	-	-	-	-	-	-	1.38	0.01	0.03	
CaO	18.38	18.63	18.53	16.60	16.49	16.70	19.38	15.72	19.27	17.37	
Na ₂ O	0.93	0.83	0.81	4.15	4.09	3.88	2.59	3.17	2.58	3.44	
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
K ₂ O	0.07	0.04	0.03	0.36	0.27	0.34	0.13	0.26	0.16	0.26	
Cl	0.01	-	-	0.73	0.70	0.72	0.18	0.49	0.22	0.50	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	-	0.03	-	-	0.05	
V ₂ O ₃	0.01	0.02	0.01	-	0.09	-	-	0.02	-	-	
NiO	-	-	-	-	0.04	-	0.03	0.00	0.02	-	
(OH)	-	-	-	2.39	1.96	2.32	2.96	3.24	2.75	2.92	
Total	100.4	100.8	101.0	100.2	100.2	100.2	100.0	100.1	100.0	100.1	
Structural formula calculated on the basis of 8 oxygens											
Si	2.09	2.08	2.09	2.31	2.31	2.33	2.20	2.24	2.20	2.28	
Al	1.91	1.92	1.91	1.55	1.55	1.52	1.65	1.52	1.65	1.57	
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
ΣT	4.00	4.00	4.00	3.85	3.86	3.85	3.84	3.76	3.85	3.85	
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Fe ²⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.15	0.01	0.01	
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Ca	0.90	0.91	0.91	0.85	0.84	0.85	1.00	0.82	0.99	0.89	
Na	0.08	0.07	0.07	0.38	0.38	0.36	0.24	0.30	0.24	0.32	
K	-	-	-	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	
ΣA	1.00	1.00	0.99	1.27	1.25	1.24	1.26	1.39	1.25	1.24	

Table II.23 - Microprobe analysis of plagioclase grains of quartz-feldspatic vein, sample F1-11.

Association	Clinopyroxenitic Association	
Rock Type	Quartz Vein	
Sample	F1-11	
Mineral	Bytownite	Bytownite
SiO ₂	49.15	46.93
TiO ₂	-	0.03
Al ₂ O ₃	31.44	32.84
FeO	0.22	0.19
MnO	-	0.01
MgO	0.02	-
CaO	14.97	16.35
Na ₂ O	3.09	2.01
F	-	-
K ₂ O	0.04	0.00
Cl	0.01	0.01
Cr ₂ O ₃	0.03	-
V ₂ O ₃	0.05	-
NiO	0.03	0.01
(OH)	0.96	1.62
Total	100.0	100.0

	Structural formula with 8 oxygens		
T	Si	2.27	2.19
	Al	1.71	1.80
	Fe ³⁺	-	-
	ΣT	3.98	3.99
A	Mg	-	-
	Ni	-	-
	Fe ²⁺	0.01	0.01
	Mn	-	-
	Ca	0.74	0.82
	Na	0.28	0.18
	ΣA	1.03	1.01

Table II.24 - Microprobe analysis of plagioclase grains of DD-006 Minor Mafic Body, sample F6-01.

		Minor Mafic Body					
Rock Type		Hornblende Gabbro					
Sample		F6-01					
Mineral	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	
SiO ₂	56.78	55.42	58.03	57.57	58.09	57.96	
TiO ₂	0.17	0.006	0.035	0	0.16	0.11	
Al ₂ O ₃	26.16	25.50	26.82	27.09	26.93	27.12	
FeO	0.15	0.19	0.13	0.05	0.29	0.177	
MnO	0	0.00	0.034	0.00	0.043	0.005	
MgO	0	0.02	0.00	0.009	0.03	0	
CaO	8.93	8.61	8.98	9.10	8.92	8.726	
Na ₂ O	6.69	6.84	6.67	6.67	6.71	6.527	
F	-	-	-	-	-	-	
K ₂ O	0.206	0.153	0.23	0.146	0.171	0.182	
Cl	-	-	-	-	-	-	
Cr ₂ O ₃	0.073	0.015	0	0.092	0.027	0	
V ₂ O ₃	0	0.039	0	0.028	0.051	0.061	
NiO	0.013	0.007	0	0.019	0.021	0.019	
(OH)	-	-	-	-	-	-	
Total	99.2	96.8	100.9	100.8	101.4	100.9	
		Structural formula calculated on the basis of 8 oxygens					
T	Si	2.57	2.58	2.58	2.57	2.57	2.58
	Al	1.40	1.40	1.41	1.42	1.41	1.42
	Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-
	ΣT	3.98	3.97	3.99	3.99	3.99	4.00
A	Mg	-	-	-	-	-	-
	Ni	-	-	-	-	-	-
	Fe ²⁺	0.01	0.01	-	-	0.01	0.01
	Mn	-	-	-	-	-	-
	Ca	0.43	0.43	0.43	0.43	0.42	0.42
	Na	0.59	0.62	0.58	0.58	0.58	0.56
	K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
ΣA	1.04	1.06	1.02	1.02	1.02	1.00	

Table II.24 - Continuation.

		Minor Mafic Body					
Rock Type		Hornblende Metagabbro					
Sample		F6-01					
Mineral	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	
SiO ₂	58.14	58.09	57.89	57.66	57.81	58.02	
TiO ₂	0.07	0.08	0.09	0.10	-	-	
Al ₂ O ₃	26.86	26.92	26.88	26.56	26.94	27.11	
FeO	0.04	0.16	0.15	0.84	0.19	0.16	
MnO	-	-	-	0.14	0.03	-	
MgO	0.04	-	0.01	0.35	-	0.02	
CaO	8.62	9.18	8.99	8.50	8.74	8.83	
Na ₂ O	6.72	6.36	6.66	6.74	6.60	6.98	
F	-	-	-	-	-	-	
K ₂ O	0.12	0.19	0.18	0.34	0.14	0.16	
Cl	0.01	-	-	-	0.03	-	
Cr ₂ O ₃	-	0.04	-	0.03	-	-	
V ₂ O ₃	0.01	-	0.08	0.02	-	0.07	
NiO	0.03	-	-	0.04	0.02	-	
(OH)	-	-	-	-	-	-	
Total	100.7	101.0	100.9	101.3	100.5	101.3	
Structural formula calculated on the basis of 8 oxygens							
T	Si	2.587	2.579	2.575	2.567	2.579	2.571
	Al	1.408	1.408	1.409	1.394	1.417	1.416
	Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-
	ΣT	3.998	3.991	3.989	3.966	3.996	3.989
A	Mg	0.003	-	0.001	0.023	-	0.002
	Ni	0.001	0.001	-	-	0.001	0.001
	Fe ²⁺	0.001	0.006	0.006	0.031	0.007	0.006
	Mn	-	-	-	0.005	0.001	-
	Ca	0.411	0.436	0.428	0.405	0.418	0.419
	Na	0.580	0.547	0.574	0.582	0.570	0.599
	K	0.007	0.011	0.010	0.019	0.008	0.009
ΣA	1.002	1.002	1.020	1.067	1.006	1.036	

Table II.25 - Microprobe analysis of plagioclase grains of DD-006 Minor Mafic Body, sample F6-02.

Zone		Minor Mafic Body									
Rock Type		Hornblende Gabbro									
Sample		F6-02									
Mineral	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine
SiO ₂	58.33	58.56	58.97	58.55	57.78	57.83	58.23	58.69	58.59		
TiO ₂	0.26	0.08	-	-	0.05	0.06	0.11	0.01	-		
Al ₂ O ₃	26.10	26.43	25.43	25.80	25.93	26.10	26.42	26.52	26.47		
FeO	0.09	0.14	0.12	0.11	0.15	0.12	0.17	0.09	0.04		
MnO	-	0.02	-	-	0.05	0.04	-	-	-		
MgO	0.01	0.01	-	-	0.04	0.02	-	-	0.02		
CaO	8.16	8.07	7.79	8.00	8.32	8.09	8.09	8.35	8.12		
Na ₂ O	7.26	7.20	7.36	7.22	7.19	7.12	7.13	7.03	7.03		
F	-	-	-	-	-	-	-	0.00	0.00		
K ₂ O	0.18	0.14	0.16	0.14	0.21	0.17	0.12	0.16	0.19		
Cl	-	-	-	-	0.01	-	0.01	-	-		
Cr ₂ O ₃	0.04	0.06	0.02	0.00	-	0.02	0.00	0.04	0.04		
V ₂ O ₅	-	-	0.01	-	0.02	-	-	-	-		
NiO	-	-	0.02	-	0.01	0.03	0.03	0.01	0.05		
(OH)	-	-	0.14	0.18	0.25	0.39	-	-	-		
Total	100.4	100.7	100.0	100.0	100.0	100.0	100.3	100.9	100.6		
Structural formula calculated on the basis of 8 oxygens											
Si	2.60	2.60	2.64	2.62	2.60	2.60	2.60	2.60	2.61		
Al	1.37	1.39	1.34	1.36	1.38	1.38	1.39	1.39	1.39		
Fe3+	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
ΣT	3.99	3.99	3.98	3.99	3.98	3.99	3.99	3.99	4.00		
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Fe2+	-	0.01	-	-	0.01	-	0.01	-	-		
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Ca	0.39	0.38	0.37	0.38	0.40	0.39	0.39	0.40	0.39		
Na	0.63	0.62	0.64	0.63	0.63	0.62	0.62	0.61	0.61		
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01		
ΣA	1.03	1.02	1.03	1.02	1.05	1.03	1.02	1.01	1.01		

Table II.25 - Continuation.

Rock Type	Minor Mafic Body									
Sample	Hornblende Metagabbro									
Mineral	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine
	58.92	59.01	58.97	58.25	58.33	58.79	58.41	58.84	58.41	58.84
SiO ₂	0.01	-	0.08	0.08	0.01	-	-	0.01	-	0.01
TiO ₂	26.24	26.16	26.52	25.89	26.38	26.86	26.21	26.16	26.21	26.16
FeO	0.12	0.14	0.14	0.12	0.18	0.13	0.10	0.12	0.10	0.12
MnO	0.01	0.03	0.09	0.07	-	-	-	-	-	-
MgO	-	0.02	0.01	0.01	-	-	-	0.02	-	0.02
CaO	7.93	8.07	7.76	8.21	7.97	8.13	8.18	8.17	8.18	8.17
Na ₂ O	6.93	6.72	7.15	7.08	7.19	7.21	7.05	6.71	7.05	6.71
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	0.18	0.18	0.13	0.17	0.16	0.23	0.20	0.19	0.20	0.19
Cl	-	-	0.03	0.01	0.02	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	0.01	-	0.08	-	0.08
V ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0.00	0.02	0.06	0.03	0.03	-	0.05	-	0.05	-
(OH)	-	-	-	0.10	-	-	-	-	-	-
Total	100.3	100.3	100.9	100.0	100.3	101.4	100.2	100.3	100.2	100.3
Structural formula calculated on the basis of 8 oxygens										
Si	2.62	2.63	2.61	2.61	2.61	2.60	2.61	2.62	2.61	2.62
Al	1.38	1.37	1.38	1.37	1.39	1.40	1.38	1.37	1.38	1.37
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ΣT	4.00	4.00	4.00	3.98	3.99	4.00	3.99	4.00	3.99	4.00
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	-	0.01	0.01	-	0.01	-	-	-	-	-
Mn	-	0.00	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	0.38	0.38	0.37	0.39	0.38	0.38	0.39	0.39	0.39	0.39
Na	0.60	0.58	0.61	0.62	0.62	0.62	0.61	0.58	0.61	0.58
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
ΣA	0.99	0.98	1.00	1.03	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	0.99

T

A

Table II.26 - Microprobe analysis of plagioclase grains of DD-006 Minor Mafic Body, samples F6-03 and F6-05.

Rock Type	Minor Mafic Body									
	Hbl-Grt Metagabbro	Anfibolite								
Sample	F6-03	F6-05								
Mineral	Labradorite	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine
SiO ₂	53.66	60.05	61.02	58.53	59.19	59.71	60.05	59.41		
TiO ₂	0.16	-	-	0.07	-	0.01	-	0.24		
Al ₂ O ₃	29.22	26.21	25.99	26.20	26.30	25.88	25.84	26.34		
FeO	0.24	0.16	0.11	0.05	-	-	0.01	0.06		
MnO	0.01	0.01	0.05	-	0.04	0.04	-	0.08		
MgO	-	0.01	0.01	0.02	0.01	-	-	-		
CaO	11.85	7.77	7.38	7.83	7.74	7.04	7.28	7.33		
Na ₂ O	4.56	7.69	7.62	7.54	7.57	7.70	7.63	7.29		
F	-	-	-	-	-	-	-	-		
K ₂ O	0.18	0.10	0.08	0.12	0.07	0.09	0.05	0.08		
Cl	0.01	-	-	-	0.01	-	-	0.01		
Cr ₂ O ₃	0.06	0.05	0.09	0.05	0.08	-	-	0.01		
V ₂ O ₃	-	-	0.04	-	-	-	-	-		
NiO	0.09	0.02	0.02	0.04	-	0.06	0.01	0.04		
(OH)	-	-	-	-	-	-	-	-		
Total	100.0	102.0	102.4	100.4	101.0	100.5	100.9	100.9		100.9
Structural formula calculated on the basis of 8 oxygens										
Si	2.43	2.63	2.66	2.61	2.62	2.65	2.65	2.63		
Al	1.56	1.35	1.33	1.38	1.37	1.35	1.35	1.37		
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-		
ΣT	3.99	3.99	4.00	3.99	4.00	4.00	4.00	4.01		
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-		
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-		
Fe ²⁺	0.01	0.01	-	-	-	-	-	-		
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-		
Ca	0.57	0.36	0.34	0.37	0.37	0.33	0.34	0.35		
Na	0.40	0.65	0.64	0.65	0.65	0.66	0.65	0.63		
K	0.01	0.01	0.00	0.01	-	0.01	-	-		
ΣA	1.00	1.03	1.00	1.04	1.02	1.00	1.00	0.98		

T

A

Table II.26 - Continuation.

		Minor Mafic Body				
Rock Type		Anfibolite				
Sample		F6-05				
Mineral	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	Andesine	
SiO ₂	58.97	60.15	59.85	58.92	59.67	
TiO ₂	0.19	-	0.10	0.01	-	
Al ₂ O ₃	26.39	25.86	25.63	26.33	25.85	
FeO	0.06	0.14	-	0.04	0.05	
MnO	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	
MgO	0.05	-	-	0.01	0.01	
CaO	7.72	7.10	7.12	7.75	7.49	
Na ₂ O	7.19	8.02	7.76	7.65	7.64	
F	-	-	-	-	-	
K ₂ O	0.09	0.08	0.05	0.02	0.05	
Cl	0.01	0.01	-	0.01	0.01	
Cr ₂ O ₃	0.01	-	0.03	0.04	-	
V ₂ O ₃	-	-	-	-	-	
NiO	0.06	0.04	-	-	-	
(OH)	-	-	-	-	-	
Total	100.7	101.4	100.5	100.8	100.8	
Structural formula calculated on the basis of 8 oxygens						
<i>T</i>	Si	2.63	2.62	2.65	2.65	2.61
	Al	1.37	1.38	1.34	1.34	1.38
	Fe ³⁺	-	-	-	-	-
	ΣT	4.01	4.00	3.99	4.00	3.99
<i>A</i>	Mg	-	-	-	-	-
	Ni	-	-	-	-	-
	Fe ²⁺	-	-	-	-	-
	Mn	-	-	-	-	-
	Ca	0.35	0.37	0.33	0.34	0.37
	Na	0.63	0.62	0.68	0.67	0.66
	K	-	-	-	-	-
	ΣA	0.98	1.00	1.03	1.01	1.03

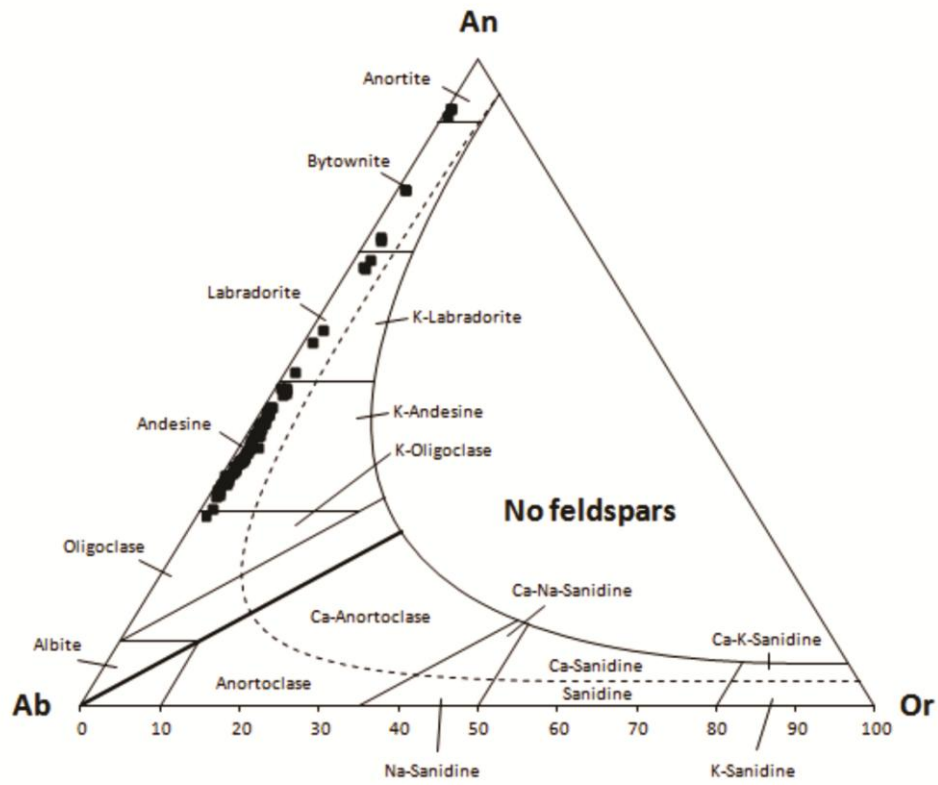


Fig. II.14 - Ternary diagram of plagioclase crystals compositional variations in metamafic rocks, admitting extreme members as anortite (An), albite (Ab) e ortoclase (Or).

Table II.27 - Microprobe analysis of magnetite grains of UPA, sample EAF-026.

Association		Upper Pyroxenitic Association						
Rock Type		Clinoferrosilite-ferrosilite Iron Formation						
Sample		EAF-026						
Mineral	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	
SiO ₂	1.03	0.79	0.30	0.80	0.47	2.42	0.58	
TiO ₂	0.02	0.03	0.09	-	-	0.04	-	
Al ₂ O ₃	0.49	0.36	0.27	0.36	0.36	0.43	0.32	
FeO	90.02	89.94	90.49	90.35	90.98	88.22	90.39	
MnO	0.05	0.07	0.22	0.17	0.15	0.17	0.01	
MgO	0.05	-	0.05	-	-	0.01	0.02	
Cr ₂ O ₃	0.04	0.03	0.01	-	-	-	0.05	
V ₂ O ₃	0.03	0.01	0.04	-	0.03	0.05	0.06	
ZnO	-	-	0.11	-	-	0.02	0.10	
NiO	-	-	-	0.06	0.01	0.02	0.00	
CoO	-	0.10	0.04	0.11	0.10	0.07	0.22	
SnO ₂	-	-	0.06	-	0.08	0.30	-	
Fe ₂ O ₃	64.65	65.11	66.57	65.59	66.57	61.01	66.00	
FeO _T	31.84	31.36	30.60	31.34	31.09	33.32	31.01	
Structural Formula calculated on the basis of 32 oxygens								
<i>M</i>	Si	0.040	0.031	0.012	0.031	0.018	0.094	0.023
	Ti	0.001	0.001	0.003	-	-	0.001	-
	Al ₂	0.023	0.017	0.012	0.016	0.017	0.020	0.015
	Cr	0.001	0.001	0.000	-	-	-	0.001
	Fe ³⁺	1.894	1.918	1.957	1.921	1.946	1.788	1.936
	Mg	0.003	-	0.003	-	-	0.001	0.001
	Fe ²⁺	0.038	0.032	0.012	0.029	0.018	0.094	0.021
<i>T</i>	Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-
	Mg	-	-	-	-	-	-	-
	Fe ²⁺	0.998	0.995	0.988	0.991	0.992	0.992	0.990
	Mn	0.002	0.002	0.007	0.006	0.005	0.006	-
	Zn	-	-	0.003	-	-	-	0.003
	Co	-	0.003	0.001	0.003	0.003	0.002	0.007
Final Members								
% Magnetite	98.72	98.91	99.09	98.77	98.83	98.45	99.25	
% Ulvospinel	0.03	0.05	0.13	-	-	0.06	-	
% Cromite	0.07	0.05	0.01	-	-	-	0.08	
% Hercinite	0.91	0.86	0.03	0.84	0.85	0.98	0.35	
% Gahnite	-	-	0.16	-	-	0.02	0.15	
Spinel	0.14	-	0.14	-	-	0.04	0.06	
% Jacobsite	0.09	0.11	0.37	0.29	0.26	0.32	0.01	
% Coulsonite	0.05	0.01	0.07	-	0.04	0.08	0.09	
% Trevorite	-	-	-	0.10	0.02	0.04	0.01	
Sum	100	100	100	100	100	100	100	

Table II.28 - Microprobe analysis of magnetite grains of UPA, sample F1-02

Association		Upper Pyroxenitic Association								
Rock Type		Olivine-Magnetite Clinopyroxenite								
Sample		F1-02								
Mineral	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	
SiO ₂	0.20	0.19	0.24	0.17	1.95	0.18	0.17	0.14	0.24	
TiO ₂	0.11	0.14	-	0.25	-	0.06	0.04	0.02	0.14	
Al ₂ O ₃	0.42	0.46	0.49	0.53	0.24	0.50	0.63	0.50	0.54	
FeO	94.09	94.29	94.21	94.49	93.13	94.93	94.58	95.18	94.46	
MnO	-	0.05	0.06	-	0.09	0.01	0.04	0.07	-	
MgO	0.03	0.01	0.01	-	0.15	0.05	-	0.02	0.02	
Cr ₂ O ₃	0.05	-	0.03	0.03	-	-	0.10	0.01	0.12	
V ₂ O ₃	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.04	0.01	-	0.02	
ZnO	-	0.03	-	-	0.02	0.24	-	-	0.13	
NiO	0.04	0.02	0.07	-	0.01	-	0.05	-	0.01	
CoO	0.03	0.08	0.19	0.06	0.13	0.01	0.09	-	0.08	
SnO ₂	0.13	0.04	0.48	0.09	-	-	-	-	-	
Fe ₂ O ₃	69.06	69.23	69.36	69.13	65.80	69.89	69.49	70.07	69.23	
FeO _T	31.95	31.99	31.81	32.29	33.92	32.05	32.06	32.13	32.17	
Structural Formula calculated on the basis of 32 oxygens										
<i>M</i>	Si	0.007	0.007	0.009	0.006	0.072	0.007	0.006	0.005	0.009
	Ti	0.003	0.004	-	0.007	-	0.002	0.001	0.001	0.004
	Al ₂	0.019	0.020	0.022	0.023	0.010	0.022	0.028	0.022	0.024
	Cr	0.001	-	0.001	0.001	-	-	0.003	0.000	0.003
	Fe ³⁺	1.958	1.957	1.959	1.948	1.845	1.960	1.954	1.966	1.947
	Mg	0.002	-	-	-	0.008	0.003	-	0.001	0.001
	Fe ²⁺	0.008	0.010	0.006	0.013	0.064	0.006	0.006	0.004	0.011
<i>T</i>	Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Fe ²⁺	0.999	0.995	0.992	0.998	0.993	0.993	0.996	0.998	0.994
	Mn	-	0.002	0.002	-	0.003	-	0.001	0.002	-
	Zn	-	0.001	-	-	-	0.006	-	-	0.003
	Co	0.001	0.002	0.006	0.002	0.004	0.000	0.003	-	0.002
Final Members										
% Magnetite	98.84	98.70	98.65	98.39	99.36	99.21	98.24	98.80	98.60	
% Ulvospinel	0.156	0.199	-	0.359	-	0.085	0.052	0.027	0.197	
% Chromite	0.068	-	0.038	0.037	-	-	0.142	0.018	0.172	
% Hercynite	0.765	0.893	1.067	1.179	-	0.178	1.406	0.991	0.753	
% Gahnite	-	0.043	-	-	0.022	0.327	-	-	0.175	
Spinel	0.085	0.023	0.017	-	0.438	0.135	-	0.059	0.054	
% Jacobsite	-	0.085	0.103	-	0.155	0.013	0.061	0.107	-	
% Coulsomite	0.024	0.027	0.021	0.033	0.010	0.053	0.018	-	0.029	
% Trevorite	0.057	0.032	0.104	-	0.011	-	0.080	-	0.018	
Sum	100	100	100	100	100	100	100	100	100	

Table II.29 - Microprobe analysis of magnetite grains of iron formation intercalated with metamafic rocks of Minor Mafic Body, sample F5-02.

Rock Type	Clinoferrosilite-Ferrosilite Iron Formation						
Sample	F5-02						
Mineral	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	
SiO ₂	0.08	0.05	0.29	0.08	0.08	0.06	
TiO ₂	0.04	0.42	0.42	0.21	-	-	
Al ₂ O ₃	0.35	0.51	8.11	0.38	0.61	0.56	
FeO	94.67	94.10	85.61	94.46	94.39	94.07	
MnO	0.04	0.08	0.47	0.19	0.13	0.05	
MgO	-	0.04	0.62	-	0.03	0.02	
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0.03	0.09	0.09	
V ₂ O ₃	0.00	0.03	0.02	-	0.03	0.03	
ZnO	-	0.09	0.36	-	0.02	0.03	
NiO	0.06	0.04	0.06	0.02	-	0.03	
CoO	0.09	0.00	0.04	0.08	0.11	0.07	
SnO ₂	0.29	-	0.32	0.11	0.01	0.21	
Fe ₂ O ₃	69.91	69.02	59.59	69.58	69.68	69.41	
FeO _T	31.77	32.00	31.99	31.86	31.70	31.62	
Structural Formula calculated on the basis of 32 oxygens							
<i>M</i>	Si	0.003	0.002	0.010	0.003	0.003	0.002
	Ti	0.001	0.012	0.011	0.006	-	-
	Al ₂	0.015	0.023	0.344	0.017	0.027	0.025
	Cr	-	-	-	0.001	0.003	0.003
	Fe ³⁺	1.976	1.950	1.612	1.965	1.964	1.967
	Mg	-	0.002	0.020	-	0.002	0.001
	Fe ²⁺	0.002	0.010	-	0.008	0.001	-
<i>T</i>	Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-
	Mg	-	-	0.013	-	-	-
	Fe ²⁺	0.996	0.995	0.962	0.992	0.992	0.996
	Mn	0.001	0.003	0.014	0.006	0.004	0.002
	Zn	-	0.003	0.010	-	0.001	0.001
	Co	0.003	0.000	0.001	0.002	0.003	0.002
Final Members							
% Magnetite	99.010	98.267	82.786	98.476	98.383	98.565	
% Ulvospinel	0.058	0.596	0.596	0.302	-	-	
% Cromite	-	-	-	0.037	0.133	0.136	
% Hercinite	0.772	0.638	13.519	0.837	1.132	1.023	
% Gahnite	-	0.132	0.502	-	0.028	0.047	
Spinel	-	0.119	1.738	-	0.081	0.062	
% Jacobsite	0.064	0.132	0.750	0.311	0.204	0.077	
% Coulsonite	0.005	0.049	0.023	-	0.039	0.052	
% Trevorite	0.091	0.067	0.086	0.037	-	0.038	
Sum	100	100	100	100	100	100	

Table II.30 - Microprobe analysis of magnetite grains of metamafic rocks of Main Mafic Zone, samples F1-08 e F1-09.

Zone		Main Mafic Zone								
Rock Type	Hornblende Metagabbro		Olivine Metagabbro							
Sample	F1-08		F1-09							
Mineral	Magnetite	Ulvospinel	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	
SiO ₂	0.05	2.10	0.08	0.08	0.06	0.11	0.04	0.84	0.07	
TiO ₂	0.25	21.57	0.24	0.17	0.26	0.34	0.36	0.20	0.29	
Al ₂ O ₃	0.33	0.30	0.18	0.19	0.14	0.21	0.26	0.60	0.17	
FeO	88.37	66.53	91.28	90.75	91.71	90.58	90.36	89.24	91.20	
MnO	0.06	0.38	-	0.07	0.10	0.05	0.09	0.02	0.01	
MgO	0.02	0.13	-	0.02	-	-	0.06	0.13	0.03	
Cr ₂ O ₃	0.56	-	0.17	0.29	0.10	0.00	0.13	-	0.18	
V ₂ O ₃	1.86	0.38	0.66	0.77	0.69	0.58	0.59	0.45	0.51	
ZnO	0.02	-	-	0.03	0.02	-	0.04	0.02	-	
NiO	0.01	0.07	0.02	0.07	-	0.10	-	0.05	-	
CoO	0.04	0.05	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	
SnO ₂	-	-	-	-	-	-	0.09	0.02	-	
Fe ₂ O ₃	64.15	17.07	66.82	66.57	67.25	66.27	66.19	64.14	66.77	
FeO _T	30.65	51.17	31.16	30.85	31.20	30.95	30.80	31.53	31.12	
Structural Formula calculated on the basis of 32 oxygens										
<i>M</i>	Si	0.002	0.084	0.003	0.003	0.002	0.004	0.002	0.033	0.003
	Ti	0.007	0.647	0.007	0.005	0.007	0.010	0.010	0.006	0.009
	Al ₂	0.015	0.014	0.008	0.009	0.006	0.010	0.012	0.027	0.008
	Cr	0.017	-	0.005	0.009	0.003	-	0.004	-	0.006
	Fe ³⁺	1.890	0.512	1.946	1.942	1.950	1.944	1.941	1.881	1.948
	Mg	0.001	0.008	-	0.001	-	-	0.003	0.007	0.002
	Fe ²⁺	0.008	0.721	0.010	0.005	0.010	0.011	0.009	0.030	0.010
<i>T</i>	Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Fe ²⁺	0.996	0.986	0.999	0.996	0.996	0.998	0.995	0.998	0.999
	Mn	0.002	0.013	-	0.002	0.003	0.002	0.003	0.001	-
	Zn	0.001	-	-	0.001	0.001	-	0.001	0.001	-
	Co	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	-
Final Members										
% Magnetite	95.02	41.43	97.92	97.52	97.97	97.86	97.80	97.82	98.14	
% Ulvospinel	0.38	55.59	0.35	0.24	0.38	0.50	0.53	0.31	0.43	
% Cromite	0.87	-	0.27	0.44	0.15	-	0.20	-	0.28	
% Hercinite	0.58	-	0.42	0.24	0.25	0.49	0.17	0.59	0.23	
% Gahnite	0.03	-	-	0.04	0.03	-	0.05	0.03	-	
Spinel	0.07	0.65	-	0.06	-	-	0.16	0.39	0.08	
% Jacobsite	0.11	1.11	-	0.12	0.16	0.08	0.15	0.04	0.02	
% Coulsonite	2.94	1.03	1.02	1.21	1.07	0.91	0.93	0.74	0.80	
% Trevorite	0.01	0.18	0.02	0.12	-	0.16	-	0.08	-	
Sum	100	100	100	100	100	100	100	100	100	

Table II.31 - Microprobe analysis of magnetite grains of metamafic rocks of Minor Mafic Body, sample F6-01.

Minor Mafic Body										
Rock Type	Hornblende Metagabbro									
Sample	F6-01									
Mineral	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	
SiO ₂	0.05	0.04	-	0.02	0.02	0.03	-	0.03	0.06	
TiO ₂	0.41	0.22	0.26	0.13	0.25	0.64	0.11	-	0.36	
Al ₂ O ₃	0.47	0.66	0.40	0.40	0.47	0.33	0.47	0.33	0.43	
FeO	90.34	90.98	91.37	90.11	91.36	92.07	90.63	90.55	90.74	
MnO	-	0.03	-	0.08	0.03	0.01	-	0.04	0.04	
MgO	-	0.06	0.01	0.09	0.03	0.02	0.03	0.01	-	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.13	0.15	0.21	0.07	-	0.27	0.14	0.15	
V ₂ O ₃	0.67	0.65	0.83	0.73	0.72	0.65	0.73	0.81	0.78	
ZnO	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	
NiO	0.02	-	0.01	-	0.03	0.06	0.11	-	0.03	
CoO	0.07	0.05	0.02	0.05	0.02	0.05	0.02	0.06	0.04	
SnO ₂	0.02	0.04	-	-	-	-	-	-	-	
Fe ₂ O ₃	65.88	66.57	66.83	66.23	66.89	67.02	66.55	66.612	66.183	
FeO _T	31.06	31.08	31.24	30.53	31.18	31.78	30.75	30.618	31.196	
Structural Formula calculated on the basis of 32 oxygens										
<i>M</i>	Si	0.002	0.002	-	0.001	0.001	0.001	-	0.001	0.002
	Ti	0.012	0.006	0.007	0.004	0.007	0.018	0.003	-	0.010
	Al ₂	0.022	0.030	0.018	0.018	0.021	0.015	0.022	0.015	0.019
	Cr	-	0.004	0.004	0.006	0.002	-	0.008	0.004	0.004
	Fe ₃₊	1.929	1.930	1.937	1.943	1.938	1.926	1.941	1.953	1.926
	Mg	-	0.004	-	0.005	0.002	0.001	-	-	-
	Fe ₂₊	0.013	0.004	0.007	-	0.006	0.017	-	0.001	0.012
<i>T</i>	Fe ₃₊	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Mg	-	-	-	0.001	-	-	0.002	-	-
	Fe ₂₊	0.998	0.997	0.999	0.995	0.998	0.998	0.997	0.997	0.997
	Mn	-	0.001	-	0.003	0.001	-	-	0.001	0.001
	Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Co	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001
Final Members										
% Magnetite	97.21	97.10	97.21	97.54	97.32	97.25	97.15	97.71	96.93	
% Ulvospinel	0.60	0.32	0.37	0.19	0.37	0.92	0.16	-	0.52	
% Cromite	-	0.199	0.22	0.32	0.10	-	0.41	0.22	0.23	
% Hercinite	1.09	1.117	0.88	0.41	0.90	0.66	0.88	0.73	0.97	
% Gahnite	-	0.014	-	-	-	-	-	-	-	
Spinel	-	0.19	0.020	0.26	0.081	0.043	0.10	0.02	0.01	
% Jacobsite	-	0.05	-	0.13	0.05	0.01	-	0.06	0.07	
% Coulsonite	1.06	1.02	1.29	1.15	1.12	1.01	1.13	1.27	1.23	
% Trevorite	0.03	-	0.01	-	0.047	0.09	0.169	-	0.05	
Sum	100	100	100	100	100	100	100	100	100	

Table II.31 - Continuation. Microprobe analysis of magnetite grains of metamafic rocks of Minor Mafic Body, samples F6-01 e F6-03.

		Minor Mafic Body									
Rock Type		Hornblende Metagabbro					Hornblende-Garnet Metagabbro				
Sample		F6-01					F6-03				
Mineral	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	
SiO ₂	0.03	0.07	0.08	0.07	0.06	0.07	0.09	0.10	0.08	0.11	
TiO ₂	0.11	0.37	0.25	0.24	0.02	0.43	0.44	4.02	0.90	0.16	
Al ₂ O ₃	0.37	0.41	0.26	0.46	0.42	0.52	0.31	2.30	0.90	0.60	
FeO	91.16	90.66	91.65	89.35	91.77	89.37	88.87	84.01	88.48	88.68	
MnO	0.10	0.01	0.03	-	-	0.03	0.04	0.36	0.01	-	
MgO	-	-	0.01	0.04	0.03	-	-	0.19	-	0.03	
Cr ₂ O ₃	0.18	0.16	0.09	0.26	0.10	0.40	0.46	0.25	0.29	0.33	
V ₂ O ₃	0.66	0.62	0.90	1.18	0.57	0.31	0.28	0.22	0.16	0.19	
ZnO	-	-	0.02	-	0.01	-	0.02	0.02	-	0.01	
NiO	0.03	-	0.09	0.07	0.01	0.06	0.06	0.03	-	0.06	
CoO	0.06	0.02	0.02	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	
SnO ₂	0.01	0.05	-	-	0.02	-	-	0.01	0.00	-	
Fe ₂ O ₃	67.00	66.08	67.09	65.13	67.50	65.11	64.79	55.92	63.62	64.93	
FeO _T	30.87	31.20	31.29	30.74	31.04	30.79	30.57	33.70	31.24	30.26	
Structural Formula calculated on the basis of 32 oxygens											
M	Si	0.001	0.003	0.003	0.003	0.002	0.003	0.004	0.004	0.003	0.004
	Ti	0.003	0.011	0.007	0.007	-	0.013	0.013	0.118	0.027	0.005
	Al ₂	0.017	0.019	0.012	0.021	0.019	0.024	0.014	0.105	0.042	0.028
	Cr	0.005	0.005	0.003	0.008	0.003	0.012	0.014	0.008	0.009	0.010
	Fe ₃₊	1.948	1.930	1.938	1.914	1.955	1.924	1.929	1.637	1.884	1.938
	Mg	-	-	0.001	0.002	0.001	-	-	0.011	-	0.002
T	Fe ₂₊	0.003	0.014	0.006	0.006	0.001	0.013	0.015	0.110	0.030	0.005
	Fe ₃₊	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Fe ₂₊	0.995	0.999	0.998	0.999	0.999	0.998	0.997	0.987	0.998	0.999
	Mn	0.003	-	0.001	-	-	0.001	0.001	0.012	-	-
	Zn	-	-	-	-	-	0.000	0.001	0.001	-	-
Co	0.001	0.001	-	-	-	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	
Final Members											
% Magnetite	97.47	97.28	97.39	96.32	98.06	96.90	97.32	87.11	95.80	97.55	
% Ulvospinel	0.17	0.55	0.36	0.35	0.02	0.64	0.66	6.36	1.36	0.24	
% Cromite	0.27	0.24	0.14	0.40	0.16	0.62	0.73	0.42	0.45	0.52	
% Hercinite	0.83	0.95	0.45	0.84	0.77	1.21	0.65	4.43	2.13	1.16	
% Gahnite	-	-	0.03	0.00	0.02	-	0.03	0.03	-	0.02	
Spinel	0.012	-	0.040	0.106	0.072	0.000	0.003	0.605	-	0.101	
% Jacobsite	0.17	0.01	0.05	-	-	0.04	0.06	0.64	0.01	-	
% Coulsonite	1.02	0.96	1.39	1.86	0.88	0.49	0.45	0.37	0.25	0.31	
% Trevorite	0.05	-	0.15	0.11	0.02	0.10	0.10	0.04	-	0.10	
Sum	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	

Table II.31 - Continuation. Microprobe analysis of magnetite grains of metamafic rocks of Minor Mafic Body, sample F6-03.

		Minor Mafic Body						
Rock Type		Hornblende-Garnet Metagabbro						
Sample		F6-03						
Mineral	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	
	SiO ₂	0.10	0.10	0.11	0.12	0.07	0.09	0.17
	TiO ₂	0.40	0.73	1.78	1.33	0.42	0.40	0.63
	Al ₂ O ₃	0.59	0.53	0.67	0.82	0.99	1.10	1.03
	FeO	89.64	88.89	89.71	86.74	88.88	87.99	88.39
	MnO	-	0.07	0.03	0.12	0.13	-	0.05
	MgO	0.03	0.02	0.06	0.05	-	0.02	0.05
	Cr ₂ O ₃	0.39	0.33	0.17	0.17	0.38	0.77	0.84
	V ₂ O ₃	0.18	0.26	0.24	0.20	0.19	0.31	0.31
	ZnO	-	-	0.02	0.02	-	0.01	0.01
	NiO	-	0.07	-	-	-	-	-
	CoO	0.03	0.03	0.03	0.02	0.05	0.03	0.03
	SnO ₂	-	-	0.05	-	-	-	-
	Fe ₂ O ₃	65.26	64.39	63.54	61.91	64.60	63.61	63.55
	FeO _T	30.92	30.96	32.54	31.04	30.75	30.76	31.22
<i>M</i>	Si	0.004	0.004	0.004	0.005	0.003	0.004	0.007
	Ti	0.012	0.021	0.052	0.040	0.012	0.012	0.018
	Al ₂	0.027	0.024	0.030	0.038	0.046	0.051	0.047
	Cr	0.012	0.010	0.005	0.005	0.012	0.024	0.026
	Fe ₃₊	1.924	1.906	1.845	1.860	1.907	1.884	1.867
	Mg	0.002	0.001	0.004	0.003	-	0.001	0.003
	Fe ₂₊	0.014	0.022	0.052	0.042	0.015	0.014	0.022
<i>T</i>	Fe ₃₊	-	-	-	-	-	-	-
	Mg	-	-	-	-	-	-	-
	Fe ₂₊	0.999	0.997	0.998	0.995	0.994	0.999	0.997
	Mn	-	0.002	0.001	0.004	0.004	-	0.002
	Zn	-	-	-	0.001	-	-	-
	Co	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001
	% Magnetite	97.21	96.56	95.28	95.34	95.95	95.20	94.93
	% Ulvospinel	0.60	1.09	2.68	2.06	0.62	0.60	0.94
	% Cromite	0.61	0.52	0.26	0.27	0.60	1.21	1.32
	% Hercinite	1.21	1.11	1.15	1.61	2.31	2.40	2.08
	% Gahnite	-	-	0.02	0.03	-	0.02	0.02
	Spinel	0.086	0.063	0.184	0.153	-	0.071	0.145
	% Jacobsite	-	0.13	0.05	0.21	0.22	-	0.09
	% Coulsonite	0.28	0.41	0.39	0.33	0.30	0.49	0.49
	% Trevorite	0.00	0.11	-	-	-	-	-
	Sum	100	100	100	100	100	100	100

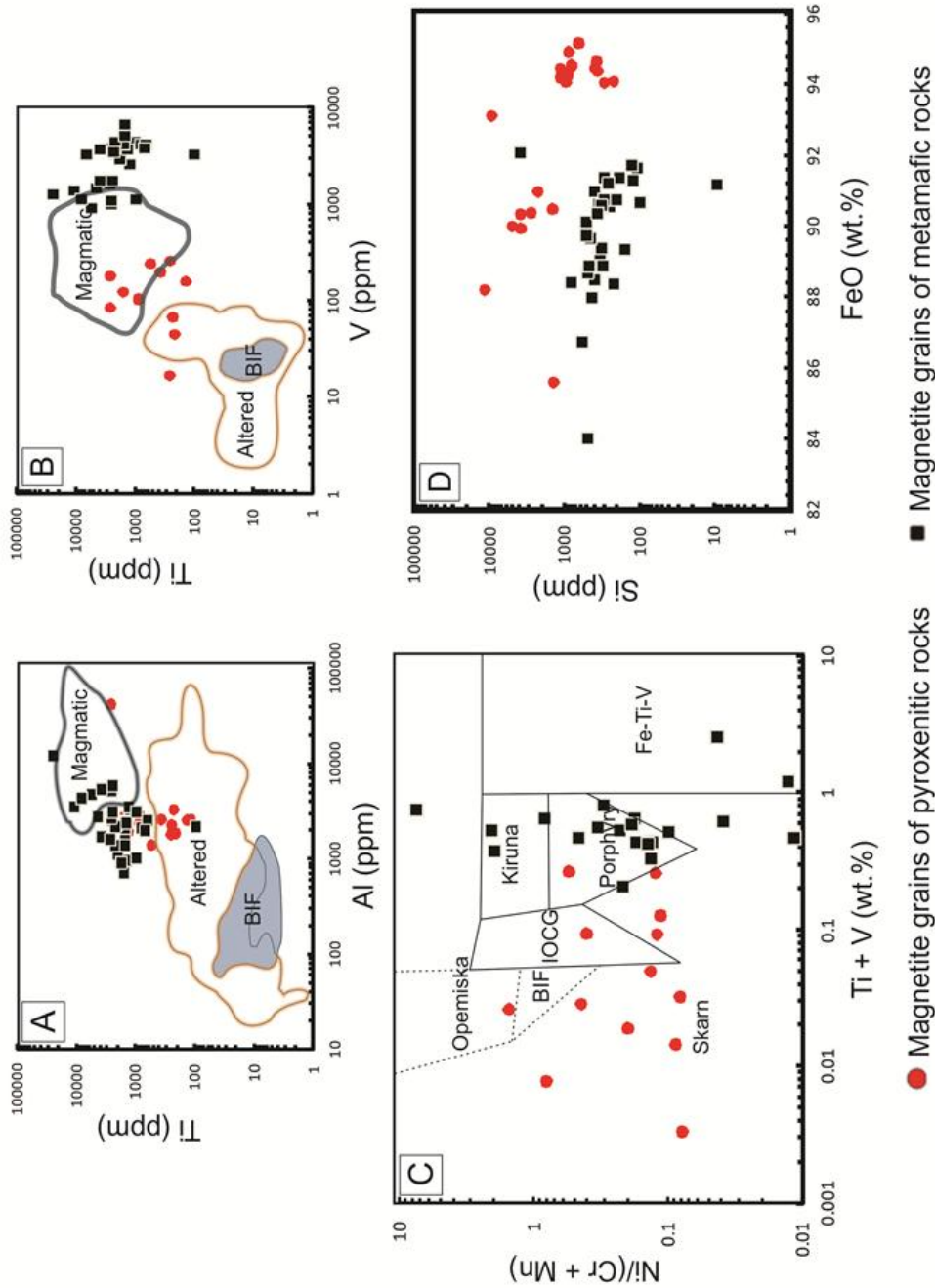


Fig. 11.15 - **A.** Ti versus Al binary plots of magnetite grains of pyroxenitic and metamorphic rocks; **B.** V versus Ti binary plots of magnetite grains of pyroxenitic and metamorphic rocks. The fields in figures **A** and **B** are extracted from Chung et al. (2015), and are showing compositions fields of primary BIF's magnetite, hydrothermal (altered) magnetite and magmatic magnetite (see text for explanations); **C.** Binary discriminant diagram of Ti+V versus Ni/(Cr+Mn) of magnetite compositions in Opemiska, BIF, IOCG, Skarn, Kiruna, Porphyry e Fe-Ti-V deposits (Dupuis & Beaudoin 2011). Magnetite grains of pyroxenitic rocks are plotted mainly above Skarn field, and magnetite grains of metamorphic samples are plotted mainly above Porphyry and Fe-Ti-V fields; **D.** FeO versus Ti biplot of all magnetite grains.

7. WHOLE-ROCK GEOCHEMISTRY

Tables II.32 and II.33 illustrate the whole rock analytic results for major and minor elements, rare earth elements (REE) and trace elements, sorted by lithology.

7.1. Metamafic Rocks

The AFM ternary diagram shows that metamafic rocks have geochemistry affinity to low K₂O tholeiitic series, exhibiting a regular trend mainly enriched in Fe₂O₃ and MgO. Only the amphibolite sample is located on calc-alkaline field, possibly for containing high values of Na₂O (Fig. II.16).

For MMZ's rocks, the silica content show average values of 46,69 wt.%, CaO of 14 wt.%, Fe₂O₃ of 13,80 wt.%, Al₂O₃ of 13,39 wt.% and MgO of 6,55 wt.%. Na₂O values show average 2,16 wt.% and K₂O average 0,26 wt.%. P₂O₅, TiO₂, Cr₂O₃, V, Cu, Ni and Co show, respectively, averages 0,25 wt.%, 1,76 wt.%, 0,019 wt.%, 396 ppm, 48 ppm, 112 ppm and 67 ppm.

Different behaviours for chemistry element contents are observed in relation to MMZ stratigraphy. SiO₂, Fe₂O₃, Al₂O₃ and P₂O₅ contents practically remain constant, whilst MgO and alkalis contents gradually increase toward MMZ top (Fig. II.17). CaO values after been slight depleted at the basal portions, stay constant up to the top (Fig. II.17). TiO₂ and V do not varies in relation to the basal portions, however it is depleted posteriorly towards surface (Fig. II.17). The sum between Cr and Ni is depleted in higher depths, and are later incremented towards surfaces levels, while Cu shows inverse behaviour to this (Fig. II.17).

Regarding the MMB intercepted by the DD-006 drillhole, it was detected average contents of SiO₂ at 52,77 wt.%, Fe₂O₃ at 15,63 wt.%, Al₂O₃ at 11,09 wt.%, CaO at 8 wt.%, MgO at 7,05 wt.%, Na₂O at 2,37 wt.% and K₂O at 0,38 wt.%. The average contents for P₂O₅, TiO₂, Cr₂O₃, V, Cu, Ni and Co are, respectively, 0,21 wt.%, 1,14 wt.%, 0,018 wt.%, 237 ppm, 36 ppm, 100 ppm and 109 ppm.

Samples from drillhole DD-006 show small fluctuation, except for F6-03, that configures an outlier. This sample shows silica contents of 48,43 wt.%, aluminium of 3,89 wt.%, TiO₂ of 0,55 wt.%, CaO of 3,24 wt.%, Na₂O of 0,33 wt.%, V of 81 ppm and Cu of 2 ppm, which are smaller than the values from other samples from this drillhole. The opposite occurs in relation to contents of Fe₂O₃ and MgO, 32,93 wt.% and 10,01 wt.% respectively, which are higher than in the other samples.

Comparing MMZ and MMB samples, the average contents of SiO₂, Fe₂O₃ and MgO are significantly higher for the second ones. Instead, in relation to Al₂O₃, TiO₂ and V, these contents are higher for MMZ. Other elements do not show significant compositional variations.

Analysing binary diagrams that englobe all gabbro-amphibolite lithologies, it is possible to observe positive linear correlation especially in TiO₂ *versus* V graphs and, subordinately, between SiO₂ *versus* alkalis, and CaO *versus* TiO₂ (Fig. II.18).

The MgO *versus* SiO₂ graph shows linear correlation in a way that silica remains constant and magnesium increases towards the sample F6-03 direction (Fig. II.18). Negative linear correlation is subtly observed only between CaO and SiO₂, in a way that an increasing CaO content causes a slight depletion of SiO₂ (Fig. II.18).

The MgO *versus* Cr diagram does not show linear correlation although that is a roughly increase in Mg content leading to increasing Cr values (Fig. II.18). In the MgO *versus* Al₂O₃ and MgO *versus* Fe₂O₃ graphs, the sample F6-03 behaves as an outlier, so that in relation to other samples these graphs show weak linear correlations (Fig. II.18). The other relations show dispersions (Fig. II.17).

ΣREE for gabbro-amphibolitic rocks varies between 52,3 and 121,1 ppm. REE patterns observed do not exhibit anomalies and are next to horizontality (La/Sm_n= 1,09 – 1,94), subtly enriched in LREE compared to HREE (Fig. II.19A). REE patterns observed for these rocks are equivalent to E-MORB type rocks (Fig. II.21). Sample F6-03 shows different behaviour with sharp concave pattern associated with consecutive low Nd, Sm and Eu (La/Sm_n= 2,11) (Fig. II.19A).

Regarding trace elements normalized to NMORB (Sun & McDonough 1989), except the sample F6-03, horizontal patterns were detected for metamafic rocks that are approximately equivalent for E-MORB patterns, but slightly enriched (Fig. II.20A). This similarity is also reflected at Nb negative anomalies (Nb/Nb* = 0,35 – 1,08). Metamafic samples differ from the E-MORB in relation to Pb and Sr behaviour, which varies in negative, positive and no anomalies at all (Pb/Pb* = 0,34 – 2,81 e Sr/Sr* = 0,49 – 3,30). The same behaviour, in a less pronounced way, occurs with Hf (Hf/Hf* = 0,62 – 1,39). Ti values show negative anomalies, with only two non-anomalous samples (Ti/Ti* = 0,61 – 1,09).

7.2. Pyroxenitic rocks

Together, iron oxide and silica compose 94 wt.% of the total elementary contents of pyroxenitic rocks. Fe₂O₃ is the main constituent, with values varying from 48,40 wt.% to 60,46 wt.%, while silica has an average composition of 38,40 wt.%. The other important major elements in these rocks are MgO, CaO and MnO, which have average contents of 5,39 wt.%, 1,91 wt.% and 0,98 wt.%, respectively. Pyroxenitites are rocks with low Al₂O₃ (< 1 wt.%) and alkalis (< 0,1 wt.%), and are also depleted in TiO₂, Cr₂O₃, V, Cu, Ni and Co, with values close or below the detection limit.

There is a greatest enrichment of Fe₂O₃ in UPA compared with CA, so that silica has an opposite behaviour. On average, MgO, Al₂O₃, Cu, Ni and Co are subtly highlighted at CA, whilst the CaO content is higher at UPA. Other elements do not show significant variation between the two associations (Fig. II.17).

Fe₂O₃, in general, tends to increase towards the top, in a way that SiO₂ shows opposite behaviour and positive correlations with MgO (Fig. II.17). A similar behaviour was observed between the trace elements Cu and Cr+Ni, indicating a slight basal enrichment to posterior

maintenance relatively invariable towards the top of the associations (Fig. II.17). Other elements do not show significant elementary oscillations with stratigraphy (Fig. II.17).

Pyroxenitites have, on average, ΣREE of 36 ppm, without significant content oscillation of these elements per sample. When chondrite-normalized (Sun & McDonough 1989), exhibit slightly concave patterns with subtle enrichment of LREE regards to HREE ($\text{La/Sm} = 1,40 - 2,66$) (Fig. II.19B) similar, but more depleted, when compared to SNB metamafic rocks. On the other hand, when normalized to PAAS (McLennan 1989), they are LREE depleted with relative enrichment in heavy ones with concave patterns ($\text{La/Sm}_n = 0,31 - 0,60$), showing subtly negative anomalies of Ce ($\text{Ce/Ce}^* = 0,87 - 0,96$) and positive of Y ($\text{Y/Y}^* = 1,02 - 1,29$), being similar to iron formation patterns on literature (Fig. II.19C). In both normalizations, there are Eu anomalies that gradually acquires positive character towards the top of the associations ($\text{Eu/Eu}^*_{\text{Chondrite}} = 0,67 - 1,40$; $\text{Eu/Eu}^*_{\text{PAAS}} = 1,00 - 2,11$) (Fig. II.19B and II.19C).

Trace elements of pyroxenitic rocks show relative constant patterns between the samples (Fig. II.21A and II.21D). All samples have prominent negative anomalies of Nb ($\text{Nb/Nb}^* = 0,05 - 0,35$), Sr ($\text{Sr/Sr}^* = 0,05 - 0,24$), Zr ($\text{Zr/Zr}^* = 0,08 - 0,48$), Hf ($\text{Hf/Hf}^* = 0,11 - 0,32$) and Ti ($\text{Ti/Ti}^* = 0,02 - 0,12$) (Fig. II.20B). Despite the low Sr values, the samples exhibit high values of Rb up to 36 ppm.

7.3. Hydrothermal alteration products related to late granites

The interaction between quartz-feldspar veins, garnet-pyroxene quartz veins and granitic intrusions truncating pyroxenitites plays an important role, displaying real evidences of fluid percolation changing the original composition of the studied rocks. Besides, rocks with more than 70% of grunerite (gruneritites) are detected mainly in GZ, UPA and CA, and most of the times are located along the interaction between late intrusions and pyroxenitic rocks, evidencing metasomatic processes.

In relation to major elements, when we compare pyroxenitites with gruneritites (sample F1-05) these last rocks show enrichment in almost all the main elements, except with Fe_2O_3 , Cu and Ni (Fig. II.17). Changes in the main minerals from ferric pyroxene to ferric amphibole justify the iron depletion, once grunerite is composed by less FeO content than clinoferrrosilite. Minor values of Cu and Ni can be explained by the smaller modal composition of sulphides described in gruneritites. Similarly, higher contents of SiO_2 are due to the higher modal composition proportion of silica in grunerites, besides the higher modal percentage of detected quartz in gruneritites. Hornblende, that can reach up to 10 % in the modal composition of the gruneritites, possibly reflect the high contents of MgO, Al_2O_3 e TiO_2 compared with pyroxenitites. Higher contents of CaO, P_2O_5 , alkalis, Nb, W and REE detected in gruneritites are probably elements that were incorporated into minerals due granitic fluids interaction.

Concerning pyroxenitites truncated by centimetric quartz veins (sample F1-19), the higher SiO_2 and smaller Fe_2O_3 , CaO and P_2O_5 contents, when compared with other pyroxenitites (Fig. II.17), are due to the quartz compositional nature of the veins. It is possible

that garnet crystals located in these veins are responsible for the high contents of MgO, Al₂O₃, TiO₂ and V (Fig. II.17) presented in these rocks.

The Σ REE for gruneritite sample is 383 ppm, and its PAAS (McLennan 1989) normalized REE graph shows practically a horizontal line (La/Sm_n= 0,60), with sharp Eu negative anomaly (Eu/Eu* = 0,36) (Fig. II.19C). Pyroxenitic rocks truncated by veins show Σ REE of 21 ppm. Its PAAS normalized graph shows a concave line (La/Sm_n= 0,28) enriched in HREE, similar to others pyroxenitites (Fig. II.19C). Sharp Eu negative anomaly (Eu/Eu* = 0,47) was detected in pyroxenitic rock truncated by veins, and it is depleted in REE possibly because the high quartz analysed content. Analogous results were found for chondrite normalization (Fig. II.19B).

Concerning trace elements, the produced graphs for the two samples show similarities along Nb negative anomalies (for gruneritite Nb/Nb* = 0,25; for pyroxenitite truncated by vein Nb/Nb* = 0,45) and Zr (for gruneritite Zr/Zr* = 0,07; for pyroxenitite truncated by vein, Zr/Zr* = 0,43). Analogous to other pyroxenitic rocks, positive anomalies of U and Ta occur possibly due to the strong negative anomalies of Nb found in both rocks (Fig. II.20B). Pb anomaly is only detected for gruneritite sample (Pb/Pb* = 0,24).

8. GEOCHRONOLOGY – U/Pb METHOD

Zircon grains analysed from magnetite-ferrosilite clinopyroxenitite surface sample FEM-293 (Table II.34) show preserved igneous zoning (Fig. II.22A) and an isotopic behaviour typical of magmatic rocks, with an age of 3094±17 Myr interpreted as isotopic inheritance and the 3041±23 Myr age as crystallization age (Fig. II.23A). Metamorphic zircons (Fig. II.23B) with low Th/U ratio reflects approximately age of 2000 Myr, that represents a regional metamorphic event (Fig. II.23B).

9. ISOTOPIC GEOCHEMISTRY – Sm-Nd METHOD

Pyroxenitic and metamafic rocks were analysed using Sm-Nd method. They were collected from drillholes DD-001 and DD-006 and for only one surface sample (Table II.35). The samples shows high isotopic ratios ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd (>0,14), typical of mantellic rocks, as well as model ages (T_{DM}) varying from 3.19 until 3.88 Gyr.

Using the age of 3041 Myr, extracted from U/Pb method, the calculus for the $\epsilon_{Nd}(T)$ values are slight negative (-4,14) to proximal to chondrite values (+0,65 e -0,14), suggesting mantellic juvenile sources, with posterior crust contamination or mantle enrichment (Fig. II.24). Hornblende-garnet gabbro sample (F6-03) shows $\epsilon_{Nd}(T)$ of -9, an value that can be explained by late fluids percolation through gabbros that locally modifies the isotopic system.

Table II.32 - Whole rock geochemistry of major, minor and trace elements from pyroxenites and grunerite of SNB. Abbreviations: Mag- Magnetite, Cal- Calcite, Scp - Scapolite, Di- Diopside, Hd- Hedenbergite, Ol- Olivine, Gru- Grunerite.

Sample no.	Upper Pyroxenitic Association										Clinopyroxenitic Association										
	Mag-Cal-Scp-Di-Hd		Ol-Mag		Ol-Gru-Mag		Grunerite		Gru		Ol		Gru Clinopyroxenite		Gru Clinopyroxenite		Gru Clinopyroxenite		Gru Clinopyroxenite (truncated by vein)		
	F1-01	F1-02	F1-03	F1-04	F1-05	F1-06	F1-07	F1-08	F1-09	F1-10	F1-11	F1-12	F1-13	F1-14	F1-15	F1-16	F1-17	F1-18	F1-19	F1-20	
SiO ₂	36.87	38.71	35.36	53.14	34.90	36.23	43.36	45.25	36.52	51.30											
Al ₂ O ₃	0.11	0.25	0.25	2.63	0.24	0.27	0.54	0.88	0.56	0.91											
TiO ₂	0.01	<0.01	0.01	1.17	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.04	0.19											
Fe ₂ O ₃	60.40	55.41	59.11	29.71	58.88	60.46	49.15	48.40	54.57	36.67											
MnO	0.91	1.06	1.05	0.58	1.20	0.83	1.04	0.71	1.01	0.63											
MgO	3.71	5.41	5.60	6.55	6.19	4.04	6.50	5.28	6.39	10.17											
CaO	2.83	2.30	1.59	2.97	2.43	2.21	1.03	0.75	2.16	1.09											
Na ₂ O	0.04	0.04	0.07	0.30	0.03	0.05	0.02	0.03	0.03	0.04											
K ₂ O	<0.01	0.01	0.01	0.72	<0.01	0.05	<0.01	0.09	0.09	0.02											
P ₂ O ₅	0.11	0.11	0.11	1.53	0.10	0.10	0.14	0.11	0.04	0.04											
Cr ₂ O ₃	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.004											
Sum	105.0	103.3	103.2	99.3	104.0	104.2	101.8	101.5	101.4	101.1											
Sc	11	10	11	26	11	11	10	10	12	28											
V	10	11	15	171	10	10	<8	9	13	232											
Co	25	32	25	48	39	32	39	51	46	86											
Ni	39	38	50	33	64	36	77	106	128	62											
Cu	10	36	3	1	1	4	13	222	82	1											
Zn	86	53	60	59	102	73	16	15	52	20											
Ga	3	1	1	8	2	2	3	5	2	5											
Rb	<0.1	1	3	38.9	<0.1	5.9	<0.1	4.9	36.0	0.8											
Sr	3.6	3.9	3.6	14.5	6.2	4.9	1.9	4.9	3.4	0.8											
Y	11.2	10.0	10.3	56.5	11.6	16.4	16.3	18.3	9.3	8.3											
Zr	1.0	3.0	2.9	38.6	4.3	2.3	8.9	6.9	6.6	9.9											
Nb	0.2	0.7	0.3	19.1	0.3	0.9	1.2	1.1	2.3	1.2											
Cs	<0.1	0.2	<0.1	0.8	<0.1	0.2	0.1	0.2	8.8	0.2											
Ba	<1	2	4	43	2	<1	2	15	100	2											
Hf	<0.1	<0.1	<0.1	1.2	<0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.4											
Ta	<0.1	0.8	0.1	1.4	<0.1	0.2	<0.1	0.2	0.4	0.2											
Pb	<0.1	0.1	0.2	0.8	0.2	0.4	<0.1	0.4	0.4	0.1											
Th	<0.2	0.3	<0.2	5.1	<0.2	0.6	<0.2	0.4	<0.2	0.2											
U	<0.1	0.2	<0.1	0.8	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1											
La	2.3	4.0	2.9	55.4	3.0	3.0	5.0	5.2	2.0	1.5											
Ce	4.5	7.4	5.8	132.9	6.3	6.0	10.1	10.0	4.7	3.5											
Pr	0.61	0.94	0.71	16.81	0.85	0.83	1.27	1.27	0.68	0.46											
Nd	2.8	3.7	3.2	68.4	3.8	3.6	4.9	5.4	2.9	2.3											
Sm	0.78	0.97	0.81	13.42	1.10	1.03	1.24	1.55	0.92	0.78											
Eu	0.41	0.50	0.39	0.99	0.50	0.51	0.47	0.39	0.26	0.09											
Gd	1.13	1.23	1.05	12.23	1.24	1.51	1.75	2.05	1.03	0.98											
Tb	0.22	0.24	0.21	1.80	0.25	0.31	0.32	0.42	0.22	0.23											
Dy	1.48	1.48	1.40	9.85	1.59	2.20	2.19	2.69	1.50	1.34											
Ho	0.35	0.33	0.35	1.93	0.34	0.47	0.50	0.63	0.35	0.32											
Er	1.05	0.91	0.97	5.64	0.99	1.45	1.52	1.92	1.02	0.85											
Tm	0.17	0.15	0.15	0.85	0.16	0.23	0.24	0.28	0.17	0.14											
Yb	1.12	1.05	1.08	5.67	0.98	1.45	1.61	1.78	1.16	0.97											
Lu	0.18	0.16	0.16	0.88	0.17	0.23	0.25	0.29	0.19	0.16											

Table II.32 - Continuation. Whole rock geochemistry of trace elements and REE from pyroxenitites and grunerite of SNB.

Association	Upper Pyroxenitic Association						Clinopyroxenitic Association					
	Mag-Ca1-Scp-Di-Hd		Ol-Mag		Ol-Gru-Mag		Gru		Ol		Gru	
	Rock Type	Ortoproxenitite	Clinopyroxenitite	Clinopyroxenitite	Clinopyroxenitite	Clinopyroxenitite	Gru	Clinopyroxenitite	Clinopyroxenitite	Clinopyroxenitite	Clinopyroxenitite	Gru
Sample no.	F1-01	F1-02	F1-04	F1-05	F1-12	F1-13	F1-15	F1-18	F1-20	F1-19		
Ag	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.01	<0.01	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
As	<0.5	<0.5	0.5	<0.5	0.9	<0.5	<0.5	<0.5	0.8	<0.5	<0.5	<0.5
Au (ppb)	1.2	<0.5	1.4	<0.5	<0.5	<0.1	<0.1	2.0	<0.5	<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	<0.1	<0.1
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Hg	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Mo	0.3	0.6	0.5	0.9	0.1	0.4	0.7	0.9	1.1	<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	<0.1	<0.1
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.7	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tl	<0.1	<0.1	<0.1	0.3	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1
Sn	2	2	5	2	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
W	135.8	85.1	112.7	193.9	163.0	158.0	157.5	183.2	164.9	277.1	277.1	277.1
LOI	-5.1	-3.4	-3.3	0.5	-4.1	-4.4	-1.9	-1.7	-1.6	-1.2	-1.2	-1.2
TOT/C	0.03	0.08	0.13	0.30	0.12	0.07	0.14	0.19	0.37	0.20	0.20	0.20
TOT/S	0.03	0.14	0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.05	0.65	0.40	<0.02	<0.02	<0.02
La	0.060	0.105	0.076	1.450	0.079	0.079	0.131	0.136	0.052	0.039	0.039	0.039
Ce	0.057	0.093	0.073	1.670	0.079	0.075	0.127	0.126	0.059	0.044	0.044	0.044
Pr	0.069	0.106	0.080	1.904	0.096	0.094	0.144	0.144	0.077	0.052	0.052	0.052
Nd	0.083	0.109	0.094	2.018	0.112	0.106	0.145	0.159	0.086	0.068	0.068	0.068
Sm	0.141	0.175	0.146	2.418	0.198	0.186	0.223	0.279	0.166	0.141	0.141	0.141
Eu	0.380	0.463	0.361	0.917	0.463	0.472	0.435	0.361	0.241	0.083	0.083	0.083
Gd	0.242	0.264	0.225	2.624	0.266	0.324	0.376	0.440	0.221	0.210	0.210	0.210
Tb	0.284	0.310	0.271	2.326	0.323	0.401	0.413	0.543	0.284	0.297	0.297	0.297
Dy	0.316	0.316	0.299	2.105	0.340	0.470	0.468	0.575	0.321	0.286	0.286	0.286
Y	0.415	0.370	0.381	2.093	0.430	0.607	0.604	0.678	0.344	0.307	0.307	0.307
Ho	0.353	0.333	0.353	1.948	0.343	0.474	0.505	0.636	0.353	0.323	0.323	0.323
Er	0.368	0.319	0.340	1.979	0.347	0.509	0.533	0.674	0.358	0.298	0.298	0.298
Tm	0.420	0.370	0.370	2.099	0.395	0.568	0.593	0.691	0.420	0.346	0.346	0.346
Yb	0.397	0.372	0.383	2.011	0.348	0.514	0.571	0.631	0.411	0.344	0.344	0.344
Lu	0.416	0.370	0.370	2.032	0.393	0.531	0.577	0.670	0.439	0.370	0.370	0.370
ΣREE	28.300	33.060	29.480	383.270	32.870	39.220	47.660	52.170	26.400	21.920	21.920	21.920
Y/Ho (no norm.)	32.000	30.303	29.429	29.275	34.118	34.894	32.600	29.048	26.571	25.938	25.938	25.938
Y/Ho	1.175	1.112	1.080	1.074	1.252	1.281	1.197	1.066	0.975	0.952	0.952	0.952
Sm/Yb	0.354	0.469	0.381	1.203	0.570	0.361	0.391	0.442	0.403	0.409	0.409	0.409
La/Sm	0.428	0.599	0.520	0.600	0.396	0.423	0.586	0.487	0.316	0.279	0.279	0.279
Ce/Ce*	0.874	0.932	0.932	0.996	0.906	0.874	0.924	0.897	0.913	0.963	0.963	0.963
Eu/Eu*	1.982	2.111	1.945	0.364	1.994	1.853	1.453	1.004	1.245	0.475	0.475	0.475
Pr/Pr*	0.993	1.053	0.961	1.033	1.007	1.035	1.060	1.010	1.065	0.932	0.932	0.932

Table II.33 - Whole rock geochemistry of major, minor and trace elements from metamafic rocks.

Zone	Main Mafic Zone			Minor Mafic Body			
Rock Type	Hbl Gabbro		Oli Gabbro	Hbl Gabbro		Hbl-Grt Gabbro	Anfibolite
Sample no.	F1-07	F1-08	F1-09	F6-01	F6-02	F6-03	F6-05
SiO ₂	47.13	48.63	44.31	57.78	52.38	48.43	52.47
Al ₂ O ₃	13.44	13.46	13.28	12.18	13.88	3.89	14.41
TiO ₂	1.30	2.01	1.98	1.10	1.64	0.55	1.26
Fe ₂ O ₃	12.53	15.24	13.62	9.53	11.34	32.93	8.70
MnO	0.23	0.23	0.21	0.13	0.14	0.56	0.12
MgO	8.10	5.96	3.60	5.14	6.13	10.01	6.91
CaO	11.83	11.05	19.11	9.56	9.41	3.24	9.78
Na ₂ O	2.55	2.30	0.81	2.70	3.24	0.33	3.20
K ₂ O	0.58	0.08	0.13	0.30	0.29	0.35	0.57
P ₂ O ₅	0.15	0.30	0.30	0.16	0.26	0.07	0.35
Cr ₂ O ₃	0.037	0.010	0.011	0.010	0.016	0.027	0.018
Sum	97.9	99.3	97.4	98.6	98.7	100.4	97.8
Sc	41	39	39	30	29	27	27
V	334	426	427	261	338	81	267
Co	72.5	72.2	56.8	109.0	121.0	84.6	121.7
Ni	102	92	141	68	91	134	105
Cu	0.7	83.4	60.5	74.1	48.0	1.5	20.7
Zn	28	16	27	21	28	51	27
Ga	15.0	16.3	22.6	14.3	16.7	5.3	13.2
Rb	17.2	0.4	6.0	6.2	3.4	3.0	6.7
Sr	66.4	86.1	943.1	122.3	166.5	6.3	190.5
Y	35.4	35.7	45.1	25.1	41.6	39.0	28.4
Zr	65.8	143.3	208.6	91.4	142.8	20.8	238.5
Nb	7.0	8.4	8.2	5.6	7.8	8.8	6.0
Cs	0.8	<0,1	0.3	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ba	55	15	13	24	38	14	88
Hf	1.9	3.6	5.4	2.6	4.0	0.6	5.1
Ta	0.5	0.6	0.6	0.5	0.7	1.4	0.5
Pb	0.7	0.2	3.2	0.5	0.7	0.9	0.9
Th	0.2	<0,2	1.4	1.0	0.4	2.4	1.1
U	<0,1	<0,1	0.5	0.4	0.1	0.8	0.5
La	9.0	6.7	14.7	8.1	14.6	6.3	14.6
Ce	24.3	17.5	36.7	18.3	35.0	12.6	31.2
Pr	3.33	2.74	5.37	2.39	4.69	1.44	4.16
Nd	15.4	13.6	25.7	10.4	21.9	5.5	18.6
Sm	4.35	3.96	6.57	2.69	5.44	1.92	4.56
Eu	1.34	1.48	2.26	0.93	1.70	0.56	1.88
Gd	5.42	5.26	7.71	3.24	6.53	2.94	5.04
Tb	0.98	1.00	1.39	0.66	1.16	0.76	0.87
Dy	6.03	6.52	8.17	4.57	7.40	5.95	5.36
Ho	1.31	1.39	1.75	0.97	1.58	1.51	1.07
Er	3.66	4.03	4.95	2.82	4.59	5.01	3.12
Tm	0.56	0.58	0.71	0.44	0.68	0.89	0.46
Yb	3.49	3.77	4.42	2.92	4.38	5.94	2.93
Lu	0.55	0.62	0.69	0.42	0.67	1.00	0.45

Table II.33 - Continuation. Whole rock geochemistry of trace elements and REE from metamafic rocks.

Zone	Main Mafic Zone			Minor Mafic Body			
Rock Type	Hbl Gabbro		Oli Gabbro	Hbl Gabbro		Hbl-Grt Gabbro	Anfibolite
Sample no.	F1-07	F1-08	F1-09	F6-01	F6-02	F6-03	F6-05
Ag	<0,1	<0,1	0.2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
As	<0,5	12.1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Au (ppb)	<0,5	<0,5	<0,5	1.4	<0,5	<0,5	<0,5
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0.1	<0,1
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Mo	0.1	<0,1	1.4	0.2	0.1	0.1	0.2
Sb	<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
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sn	3	<1	4	<1	<1	3	<1
W	180.0	156.3	96.2	591.4	589.0	336.6	576.1
LOI	1.9	0.5	2.3	1.2	1.0	-0.6	1.9
TOT/C	0.16	0.10	0.57	0.08	0.05	0.07	0.10
TOT/S	<0,02	0.10	0.17	0.10	0.09	<0,02	0.03
La	9	6.7	14.7	8.1	14.6	6.3	14.6
Ce	24.3	17.5	36.7	18.3	35	12.6	31.2
Pr	3.33	2.74	5.37	2.39	4.69	1.44	4.16
Nd	15.4	13.6	25.7	10.4	21.9	5.5	18.6
Sm	4.35	3.96	6.57	2.69	5.44	1.92	4.56
Eu	1.34	1.48	2.26	0.93	1.7	0.56	1.88
Gd	5.42	5.26	7.71	3.24	6.53	2.94	5.04
Tb	0.98	1	1.39	0.66	1.16	0.76	0.87
Dy	6.03	6.52	8.17	4.57	7.4	5.95	5.36
Ho	1.31	1.39	1.75	0.97	1.58	1.51	1.07
Er	3.66	4.03	4.95	2.82	4.59	5.01	3.12
Tm	0.56	0.58	0.71	0.44	0.68	0.89	0.46
Yb	3.49	3.77	4.42	2.92	4.38	5.94	2.93
Lu	0.55	0.62	0.69	0.42	0.67	1	0.45
ΣREE	79.72	69.15	121.09	58.85	110.32	52.32	94.3

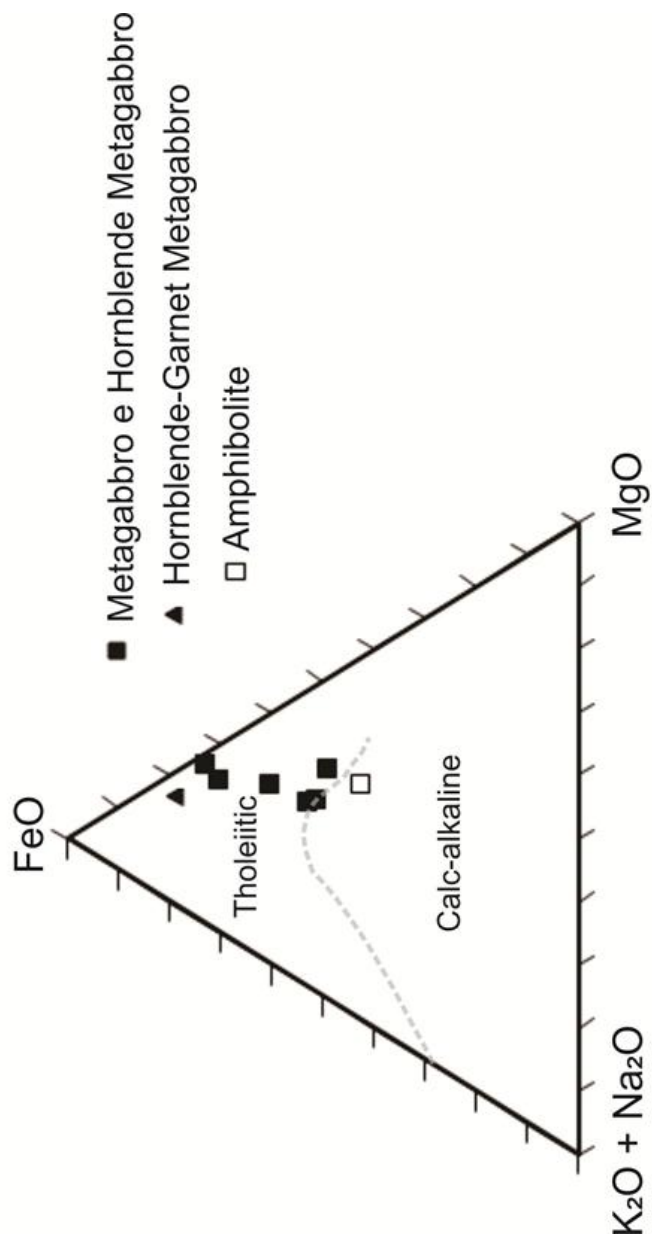


Fig. II.16 - Geochemistry AFM ternary diagram (Irvine & Baragar 1971) to the SNB metamafic rocks showing plots mainly in tholeiitic field.

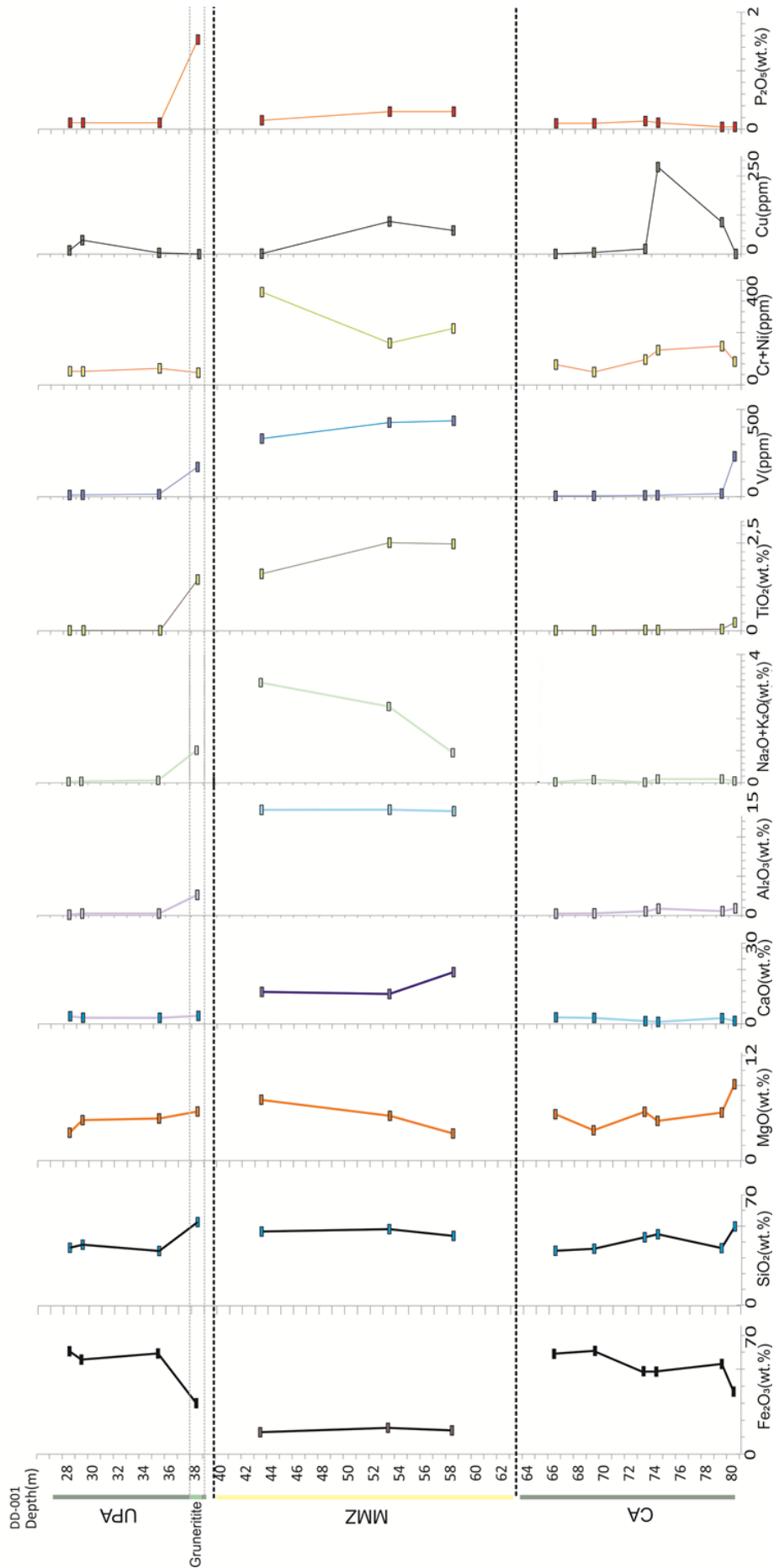
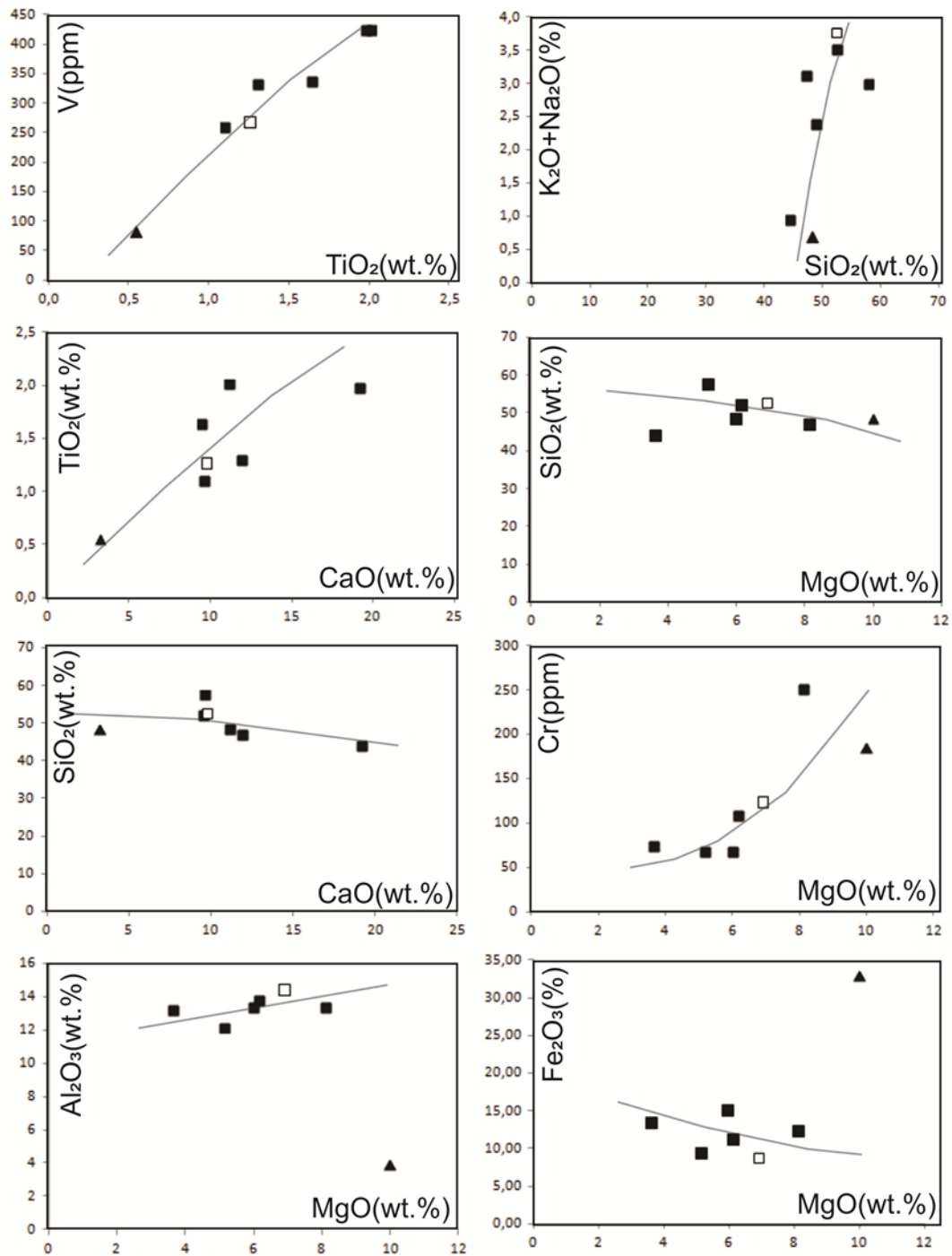


Fig. II.17 - Representative major elements and main elements strip-logs of drillhole DD-001. Abbreviations: UPA - Upper Pyroxenitic Association, CA - Clinopyroxenitic Association; MMZ - Main Mafic Zone



■ Metagabbro e Hornblende Metagabbro ▲ Hornblende-Garnet Metagabbro □ Amphibolite

Fig II.18 - Binary plots showing linear and approximate linear correlations between more relevant elements of metamafic rocks.

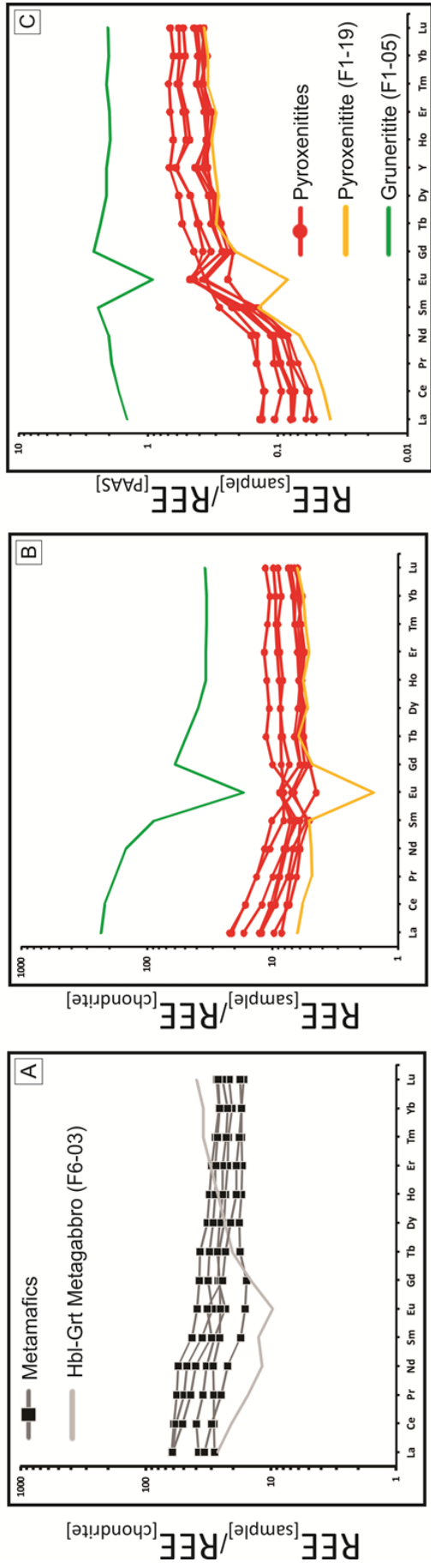


Fig. 11.19 - **A.** Chondrithe-normalized REE patterns for metamafic rocks; **B.** Chondrithe-normalized REE patterns for pyroxenites and grunerite; **C.** PAAS-normalized REE patterns for pyroxenites and grunerite. Normalization values are respectively from Sun & McDonough (1989) and (McLennan 1989).

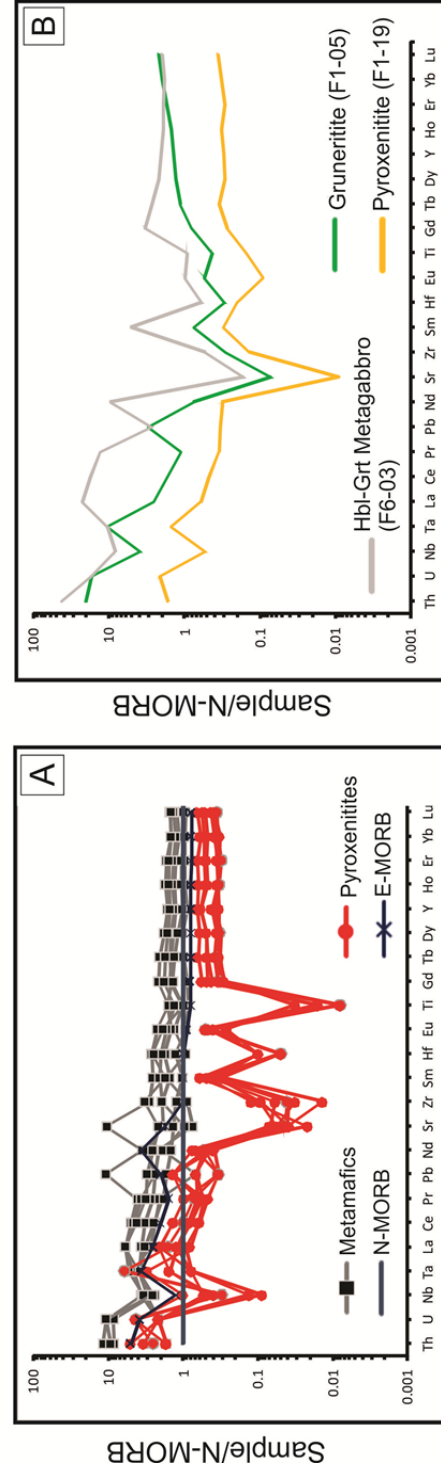


Fig. 11.20 - N-MORB-normalized trace element patterns for **A.** pyroxenites and metamafics and **B.** samples F1-05, F1-19 and F6-03. In **A** are also showing N-MORB and E-MORB patterns. Normalization values are from Sun & McDonough (1989).

Table II.34 - Summary of U/Pb data for sample FEM-293 (magnetite-ferrosilite clinopyroxenitite).

Analytical grains	Pb (ppm)	Th/U	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (observed)	1 σ %	Radiogenic Ratios			Calculated ages						
					$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 1 σ %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 1 σ %	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Ma)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ($\pm 2\sigma$ (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ($\pm 2\sigma$ (Ma)					
Archean														
ZR01-003	11	0.689	0.00029	17.19	17.440	1.09	0.5483	0.89	3057	16	2818	41	2959	21
ZR02-005-COMP	620	0.745	0.00003	20.62	13.180	1.66	0.4224	1.11	3026	38	2271	42	2693	31
ZR03N-006-COMP	202	0.394	0.00011	5.73	14.246	3.33	0.4619	3.00	3007	45	2448	121	2766	62
ZR04-008-COMP	23	0.088	0.00069	25.12	14.006	1.38	0.4632	1.13	2976	22	2454	46	2750	26
ZR05-009-COMP	36	0.899	0.00014	47.04	11.667	4.12	0.3931	3.36	2946	75	2137	122	2578	76
ZR06-009	11	0.403	0.00029	17.88	16.393	2.47	0.5226	2.37	3034	18	2710	105	2900	47
ZR06B-013-COMP	25	0.703	0.00135	33.17	16.657	1.06	0.5151	0.84	3083	17	2678	37	2915	20
ZR06N-010-COMP	36	0.443	0.00117	38.29	19.004	1.52	0.6012	1.28	3047	24	3035	62	3042	29
ZR07-010	13	0.269	0.00020	18.98	13.988	1.54	0.4673	1.37	2959	19	2472	56	2749	29
ZR07-014-COMP	30	0.625	0.00058	87.45	13.659	1.17	0.4408	1.02	3015	14	2354	40	2726	22
ZR08-011	10	0.450	0.00025	31.84	16.351	2.50	0.5224	2.28	3031	30	2709	101	2898	47
ZR08-015-COMP	24	0.586	0.00061	27.03	16.103	1.47	0.5272	1.31	2992	18	2730	58	2883	28
ZR10-015	5	0.336	0.00017	10.76	19.375	2.29	0.5995	2.14	3082	23	3028	103	3061	44
ZR10-017-COMP	71	0.511	0.00029	7.33	13.893	1.57	0.4511	1.40	3005	19	2400	56	2742	30
ZR11-016	8	0.493	0.00039	17.04	19.555	1.33	0.6057	1.13	3081	19	3053	55	3070	26
ZR11-018-COMP	40	0.675	0.00056	36.55	17.452	1.47	0.5589	1.27	3027	21	2862	58	2960	28
ZR12-020	6	0.296	0.00020	21.66	14.999	1.35	0.4778	1.17	3036	18	2518	49	2815	26
ZR13-020-COMP	32	0.200	0.00062	46.41	14.397	1.58	0.4720	1.31	2990	26	2492	54	2776	30
ZR14-024-COMP	25	0.522	0.00061	89.09	14.895	1.14	0.4980	0.87	2958	21	2605	37	2809	22
ZR16-026-COMP	41	0.059	0.00121	53.80	13.653	1.06	0.4621	0.81	2938	19	2449	33	2726	20
ZR17-027-COMP	51	0.632	0.00045	57.36	12.372	1.66	0.4118	1.30	2965	31	2223	49	2633	31
ZR18-028	7	0.344	0.00112	12.87	18.298	1.48	0.5805	1.36	3042	14	2951	64	3006	28
ZR19-029-COMP	13	0.726	0.00084	21.28	18.607	1.64	0.5844	1.30	3058	30	2967	62	3022	31
ZR20-030-COMP	19	0.453	0.00048	47.62	15.566	1.13	0.5116	0.75	2986	24	2663	33	2851	21
ZR21-033	5	0.263	0.00076	12.83	18.182	1.35	0.5850	1.19	3020	17	2969	57	2999	26
ZR21N-033-COMP	22	0.630	0.00092	27.00	19.171	1.52	0.5804	0.81	3117	39	2950	38	3050	29
ZR22-035-COMP	16	0.484	0.00115	27.25	18.688	0.99	0.5713	0.79	3101	15	2913	37	3026	19
ZR23-036-COMP	52	0.636	0.00031	45.55	16.429	0.90	0.5280	0.71	3022	14	2733	31	2902	17
ZR24-037-COMP	48	0.853	0.00055	94.38	19.085	1.54	0.5797	0.96	3112	36	2947	45	3046	29
ZR25-038-COMP	43	0.173	0.00050	43.61	16.920	1.35	0.5610	1.06	2971	24	2871	49	2930	26
ZR26-039-COMP	23	0.542	0.00049	24.74	16.202	2.63	0.5120	2.51	3048	22	2665	109	2889	50
ZR30-045-COMP	31	0.847	0.00088	38.40	17.998	1.12	0.5487	0.96	3106	13	2820	44	2990	21

Table II.34 - Continuation. Summary of U/Pb data for sample FEM-293 (magnetite-ferrosilite clinopyroxenite).

Analytical grains	Pb (ppm)	Th/U	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (observed)	1 σ %	Radiogenic Ratios		Calculated ages						
					$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 1 σ %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 1 σ %	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Ma)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Ma)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (Ma)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	
Paleoproterozoic													
ZR01-004-COMP	157	0.118	0.00009	61.06	2.80	0.3286	0.74	2168	92	1832	24	1994	48
ZR13-021	8	0.069	0.00041	16.48	1.22	0.3635	0.92	2006	25	1999	32	2002	21
ZR18-028-COMP	24	0.522	0.00073	29.15	4.01	0.3680	3.04	2331	87	2020	105	2178	71
ZR19-029	9	0.071	0.00067	38.85	2.24	0.3266	2.10	1934	24	1822	67	1875	38
ZR21B-034-COMP	23	0.136	0.00155	26.88	1.94	0.3234	0.78	2023	61	1806	25	1909	33
ZR22-034	18	0.037	0.00062	29.59	1.90	0.3302	1.76	1906	22	1840	56	1871	32
Another zircons													
ZR02-004	8	0.037	0.00047	14.88	1.59	0.4355	1.48	2926	14	2331	58	2663	30
ZR03-005	11	0.058	0.00033	22.76	1.34	0.3813	1.18	2899	16	2082	42	2523	25
ZR03B-007-COMP	37	0.264	0.00007	77.96	6.49	0.2944	5.17	2637	127	1663	151	2141	113
ZR05-008	13	0.073	0.00028	20.02	1.34	0.2918	1.13	1858	22	1651	33	1744	22
ZR09-014	13	0.056	0.00045	22.51	1.56	0.3768	1.34	2842	23	2061	47	2479	29
ZR09-016-COMP	125	1.373	0.00005	46.13	1.99	0.6940	1.51	3397	38	3398	80	3398	39
ZR12-019-COMP	186	0.507	0.00006	5.11	1.75	0.1600	1.43	2645	31	957	25	1624	28
ZR14-022	5	0.377	0.00067	31.06	2.76	0.4786	2.47	2864	37	2521	103	2716	51
ZR15-023	7	0.274	0.00036	13.28	2.55	0.3821	2.43	2790	22	2086	86	2463	47
ZR15-025-COMP	366	1.570	0.00004	6.45	1.91	0.3344	1.75	3058	21	1860	57	2492	35
ZR16-026	12	0.096	0.00042	19.19	1.71	0.4417	1.60	2828	16	2358	63	2619	32
ZR17-027	24	0.321	0.00022	26.96	1.40	0.3936	1.20	2876	20	2140	44	2539	26
ZR20-032	9	0.248	0.00103	20.56	1.79	0.4726	1.62	2876	21	2495	67	2711	34
ZR27-040-COMP	147	0.645	0.00010	68.29	9.27	0.1438	9.22	2869	29	866	149	1649	146
ZR28-043-COMP	46	0.285	0.00037	52.68	21.274	0.6534	2.61	3094	72	3241	132	3151	67
ZR29-044-COMP	64	0.713	0.00013	60.14	1.274	0.0955	7.11	1562	136	588	80	834	89

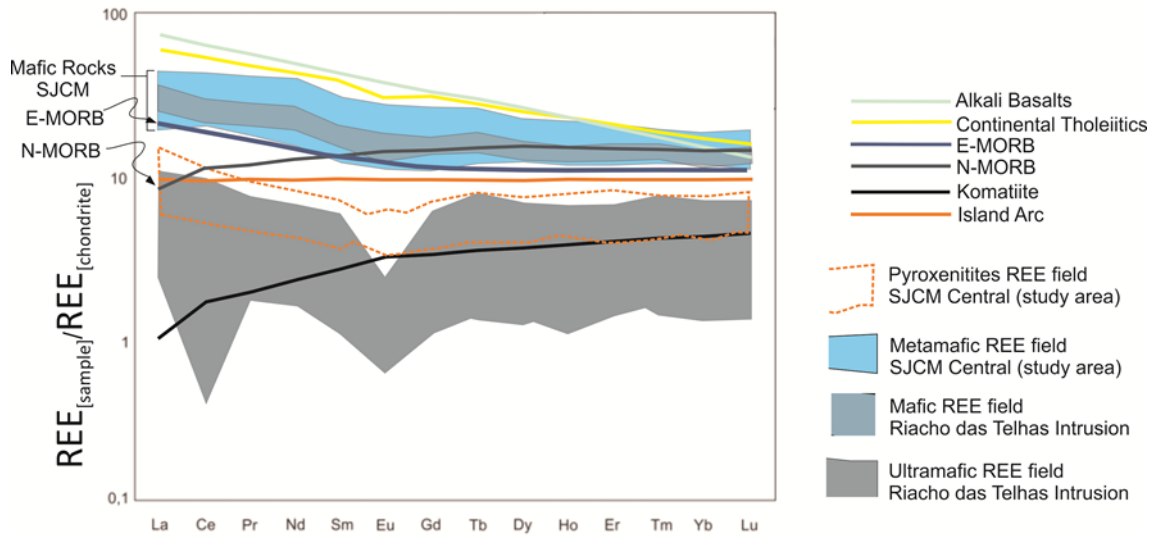


Fig. II.21 - REE patterns of mafic-ultramafic rocks (Philpotts 1990) compared with REE patterns of Serra Negra Body (SJCM Central, this study) rocks and Intrusion of Riacho das Telhas' mafic-ultramafic rocks (Alves de Jesus 2011). Normalization values are from Sun & McDonough (1989).

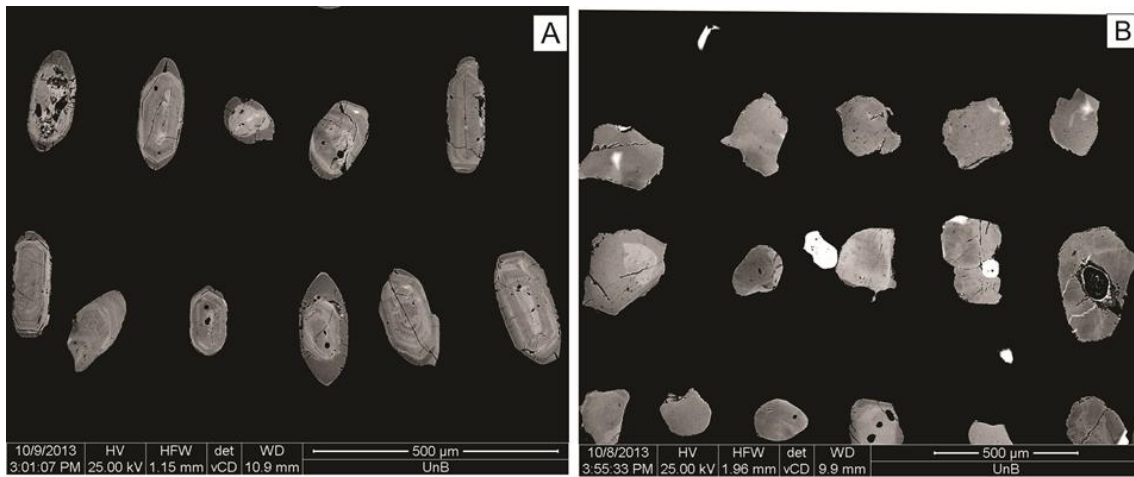


Fig. II.22 - Cathodoluminescence images of **A.** typical igneous zoned zircons and **B.** metamorphic zircons from sample FEM-293.

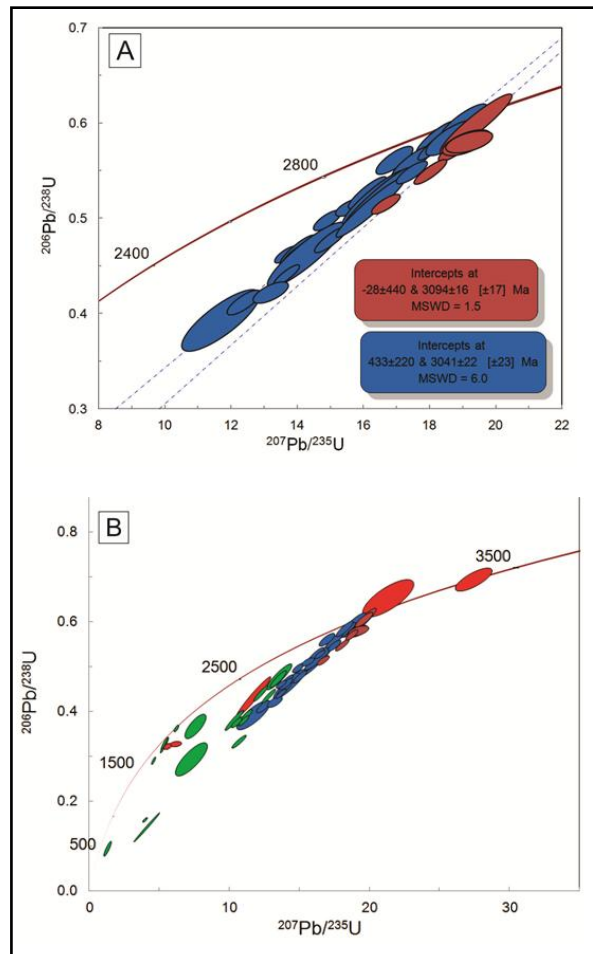


Fig. II.23 - A. U/Pb data for individual mesoarchean zircon analysis from sample FEM-293; B. U/Pb data for all zircon analysis from sample FEM-293.

Table II.35 - Sm-Nd isotopic data for Serra Negra's metamafic rocks and pyroxenitites.

Sample	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ENd (0)	ENd (3.04)	T_{DM} (Ga)	Rock Type
F1-01	1.241	4.068	0.1845	0.512388+/-5	-4.88	-0.14	3.63	Ortopyroxenitite
F1-02	1.147	4.507	0.1539	0.511820+/-3	-15.97	0.65	3.16	Clinopyroxenitite
F1-20	1.493	4.391	0.2055	0.512601+/-15	-0.71	-4.14	-	Clinopyroxenitite
EAf-363	6.028	25.004	0.1457	0.511558+/-2	-21.07	-2.42	3.38	Amphibolite
F1-08	5.469	16.735	0.1976	0.512449+/-19	-3.69	-4.04	-	Hbl Gabbro
F6-01	4.371	15.657	0.1688	0.512011+/-23	-12.23	-1.41	3.63	Hbl Gabbro
F6-03	2.883	9.018	0.1932	0.512106+/-21	-10.37	-9.02	-	Hbl-Grt Gabbro
F6-05	6.992	27.684	0.1527	0.511665+/-14	-18.99	-1.91	3.52	Amphibolite
F4-04	12.709	45.703	0.1681	0.511933+/-2	-13.75	-3.30	3.88	Magnetitite

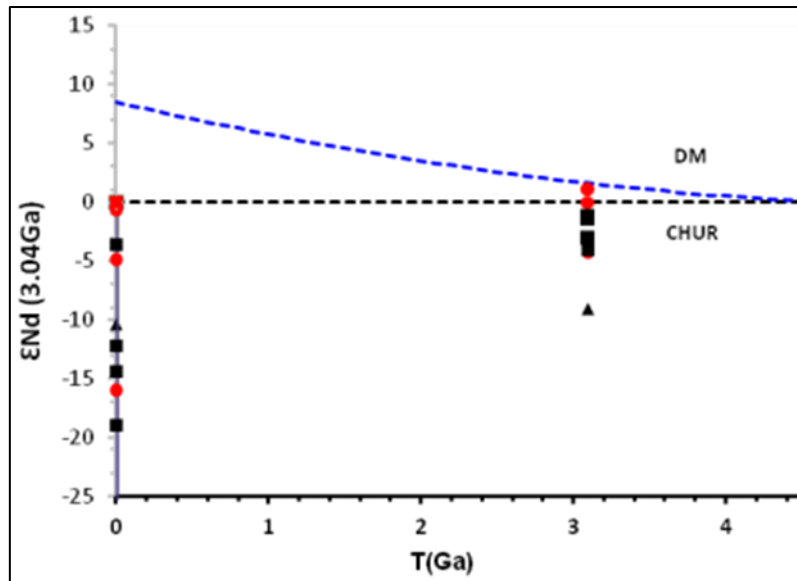


Fig. II.24 - ϵ_{Nd} (3.04 Gyr) evolution model.

10. DISCUSSION

The detailed research executed on the center-south portion of SJCM, close to Serra Caida city, provided the delimitation of SNB, an ellipsoidal body composed by gabbro-amphibolitic rocks alternated with pyroxenitites and gruneritites. Drillholes descriptions allowed us to delimit the continuation of these rocks in subsurface, as well as establish a stratigraphy by lithological associations and well defined zones, enabling petrological and petrogenetic discrimination between different groups of rocks.

10.1. Magmatic history of gabbro-amphibolitic rocks (metamafic)

The main magmatic phases are represented by metagabbros and amphibolites of the mafic zone. These rocks are characterized by granoblastic and cumulate arrays formed by olivine, pyroxene and intercumulatic hornblende. These rocks also exhibit high modal percentage of plagioclase in cumulatic, intercumulatic and polygonal arrangements or as phenocrysts. Magnetite and ilmenite occur as inclusions in pyroxenes, or together with sulphides, interstitials to the described crystal arrangements. Cumulate magnetite were described in magnetitite lenses of BMZ.

Anortite crystals were only found in the olivine metagabbro sample (F1-09) on the base of MMZ. Anortite is considered as the first plagioclase to crystallize once they are associated with olivine. The most abundant plagioclase found in mafic rocks is andesine, which is the main component of amphibolites and hornblende-metagabbros, that are more differentiated rocks placed from the center to the top of MMZ. According to textural characteristics, these observations suggest that fractional crystallization process happened cyclically from the base to

the top of mafic zones, indicating that the crystallization order to parental magma of gabbro-amphibolitic rocks was:



Olivine + plagioclase (anortite) + magnetite/ilmenite ± clinopyroxene
Plagioclase (labradorite and andesine) + clinopyroxene + hornblende
Plagioclase (andesine and oligoclase) + ilmenite/magnetite + sulphides

The main characteristic of this magma is fractional crystallization of ferric minerals, with clinoferrosilite as the dominant pyroxene; Fe-hornblende, Fe-Mg-hornblende and tschermakite are the most abundant amphiboles. The abovementioned mineralogy is typical from rocks derived of iron-rich tholeiitic magmas (Brooks et al. 1991; Koepke & Seidel 2004), similar to ferropicrites (Gibson et al. 2000) from primitive arcs. This is evident on $[La/Sm]_N$ versus $[Gd/Yb]$ diagram (Fig. II.25A). Abundant andesine occurrences and the composition of pyroxenes, olivines and amphiboles suggest that the parental magma of these lithologies was previously differentiated and enriched, in a way that part of its mineral constituents has low Mg, intermediate Ca and high Fe contents. The same proportions are also applied to the whole-rock chemistry.

Barometric data suggest that, at the moment of hornblende crystallization, the parental magma of metamafic rocks was under pressure conditions that varied from 4,5 to 5,8 Kbar. This, according with the mineral assemblage, indicates intermediate crustal levels to the genesis of these magmas.

The studied metamafic rocks geochemistry signature is equivalent to MORB magmas, what is evident on the graphs Nb/Yb versus Th/Yb , Nb/Yb versus TiO_2/Yb (Fig. II.25B and II.25C) and Ti versus V (Fig. II.25D). On these graphs, the samples are plotted in transitional fields between E-MORB and N-MORB, which also occurs in REE patterns behaviour (Fig. II.21). The formation of studied gabbro-amphibolitic rocks can be related to magmatic processes originated from a hydrated mantle by oceanic crust assimilation in tectonic environments related to subduction zone, following similar mechanisms described by Polat (2014) to the hornblende-bearing ultramafic rocks in the mesoarchean Fiskensæset Complex. These geochemistry characteristics are reflected on trace elements patterns (Fig. II.20A). Thereby, the studied samples are plotted in various discriminant diagrams, both in MORB-type rocks as Arc-type rocks. Negative Nb anomalies can indicate a common mantellic source and petrogenetic origin for these samples. Besides that, these anomalies suggest that the hydrated minerals such as intercumulus hornblende, reflect a hydrated and enriched mantle as the generator of parental magma for the studied rocks.

Positive and negative Pb and Sr anomalies are observed, respectively, on F1-09 olivine gabbro sample and F1-08 hornblende gabbro sample, configuring mutual anomalies between them. The other samples do not show anomalies of these elements. Positive Pb anomalies and Nb negative anomalies can be explained together as an evidence of subduction processes involved in the rocks formation (Stevenson 2009, Wakabayashi et al. 2010), or indicate

enrichment of these elements through fluid percolations during subduction (Wakabayashi et al. 2010). Mutual Pb anomalies associated with non-anomalous samples suggest that the rocks were formed by juvenile mantellic material previously enriched in elements moderately incompatible (Sm and Hf, for example; Hofmann 1997). Sr positive anomalies are typical of lithologies such as olivine gabbros (Foulger & Jurdy 2007) and, besides that, indicate gabbro or eclogite sources, or even reflect excess of assimilated Sr by plagioclase phenocrysts, as in sample F1-09. Sr negative anomalies suggest syn or post-magmatic metasomatism, whilst Ti anomalies can indicate crustal contamination (Tollo et al. 2010, Beccaluva et al. 2011).

We assume on this paper that rocks, probably E-MORB type tholeiitic basalts formed in mid-ocean ridges, would be melted and assimilated through subduction by mantle wedge. This melt would enrich the subcontinental lithospheric mantle (SCLM) in a way that, posteriorly, the enriched magma would be settled at continental crust, experiencing crustal contamination and possible syn-magmatic metasomatism. Evidences for these assimilations and crustal contamination processes and even for mantellic metasomatic process (Weiss et al. 2011), are reflected on negative ϵ_{Nd} (3.04) values detected in metamafic rocks.

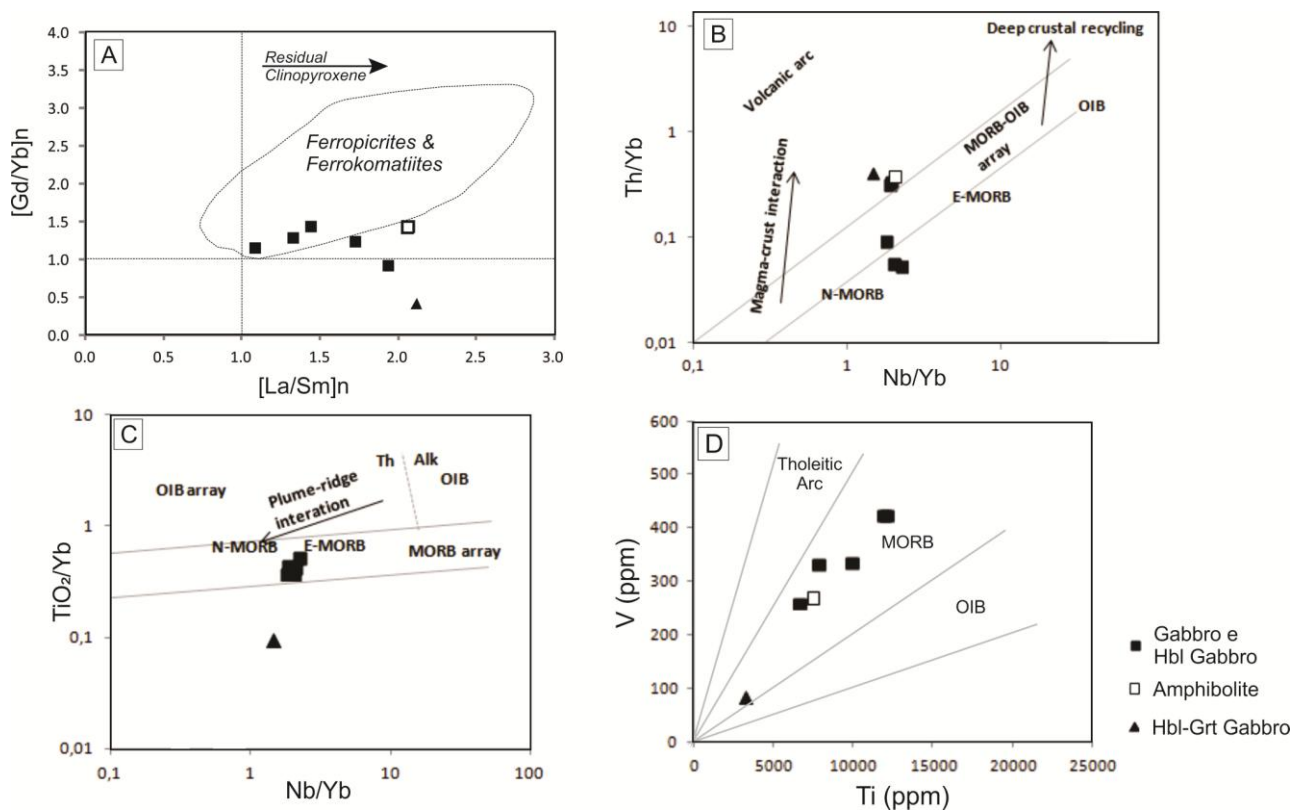
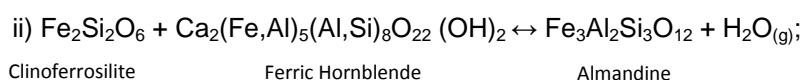
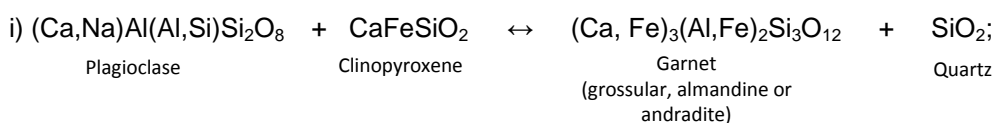


Fig. II.25 - Metamafic discriminant tectonic diagrams. **A.** $[La/Sm]_N$ versus $[Gd/Yb]_N$ binary plots (Gibson et al. 2000) showing similarities with ferropicrites; **B.** Nb/Yb versus Th/Yb biplots (Pearce 2008) showing MORB signatures to metamafic rocks. The samples are plotted between N-MORB and E-MORB fields; **C.** Nb/Yb versus TiO_2/Yb indicating MORB signatures to metamafic rocks. The samples are plotted between N-MORB and E-MORB fields; **D.** Ti versus V biplots (Shervais 1982) indicating MORB signatures to metamafic rocks.

The studied magmatic event appears to have a greater coverage at the SJCM, showing geochemistry signatures that were also detected on mafic rocks of Riacho das Telhas Intrusion (Fig. II.21; Alves de Jesus 2011). The characteristics of SNB metamafic rocks suggest a fast and short spatial and temporal variation of archaean environments, that would reflect an accentuated diachronism with hybrid magmatism signature between mid-ocean ridges and sub-arc environments. An explanation to this fact can be due to the reduced dimension of SJCM (approximately 6000 km²) to a cratonic nucleus that has its own history and its own tectonic evolution.

10.2. Metamorphic and metasomatic history

Petrographic evidences of metamorphic process related to metagabbros and amphibolites are the granoblastic textures, polygonal arrangements with triple junction, symplectites, besides subordinate lepidoblastic and nematoblastic textures. The presence of garnet also suggests another evidence of metamorphism acting in the system. The occurrence of this mineral can be exemplified by the following reactions (Bohlen et al. 1980; Newton 1983; Bucher & Grapes 2011):

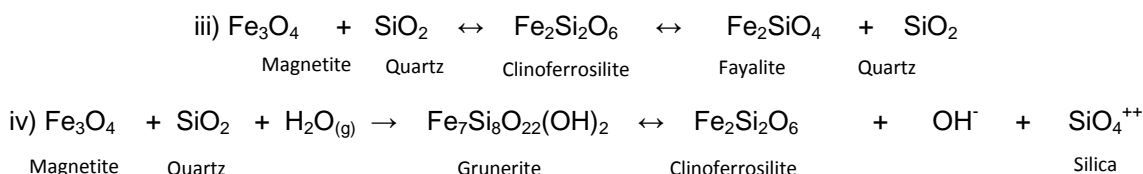


These reactions can happen in conditions of moderate to high-grade progressive or regressive metamorphism. They can also explain presence of metamorphic quartz on the metamafic rocks. It is also supposed that, in high temperature conditions, as an influence of the proximity to intrusions for example, reactions i and ii can occur and form garnet through contact metamorphism. This would explain why the hornblende-garnet-metagabbro (sample F6-03) is positioned close to the contact of a metric granite intrusion described in DD-006 drillhole.

As observed for gabbro-amphibolite rocks, textural characteristics and mineral association can indicate that the pyroxenitites had influence of metamorphic and metasomatic processes. Analyses in magnetite crystals, in both group of rocks, show clearly that metasomatic processes are involved in the geological history of these lithologies, being more accentuated on pyroxenitites and on iron formation than in metamafic rocks. It is evident an igneous genesis for magnetite crystals in metamafic rocks, however, for pyroxenitic rocks it is observed locally traces of igneous influences overlapped by metasomatic processes.

Concerning the pyroxenitic rocks, mineral chemistry study revealed the presence of olivine, pyroxene and amphibole with high-Fe values and low Ca and Mg content, such as

fayalite, clinoferrosilite, ferrosilite, grunerite and ferric hornblende. These minerals are up to 60 – 90% of pyroxenites modal composition and up until 35% of the mineral content on iron formations. Along with magnetite and quartz, they are the main mineral phases detected in UPA and CA. According to the authors Bohlen et al. (1980), Newton (1983), Frisch & Herd (2010), Bucher & Grapes (2011), the mineral assemblage fayalite + ferrosilite ± clinoferrosilite ± quartz occurs in high amphibolite facies to granulite conditions. The reactions for these minerals genesis are (Bohlen et al. 1980; Newton 1983; Frisch & Herd 2010; Bucher & Grapes 2011):



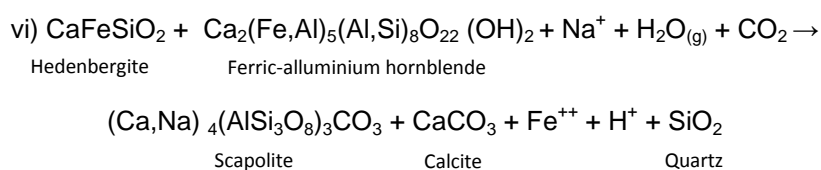
There are two possible explanations for these reactions. One suggests that processes such as contact metamorphism or metasomatism linked to high temperature conditions are capable to form these transformations and these mineral assemblages. The other explanation suggests that these reactions happen from progressive metamorphism started in low-grade, which allowed the formation of hydrated phases such as grunerite and hornblende, posteriorly reaching granulite facies, allowing the association between clinoferrosilite and fayalite. The consensus is that equations **iii** and **iv** represent the transformation of iron and silica rich source into the main mineral phase constituents of pyroxenitic rocks.

In pyroxenites and iron formations, the late garnet could be explained by both progressive or regressive metamorphism, and its nucleation would be described by equation **ii**, analogous to metamafic rocks.

Ferric hornblende crystals replacing pyroxenes in UPA denote mineral substitutions textures indicative of retrograde metamorphism conditions. The following equation illustrate this:



A late saline carbonate metasomatism is suggested by the presence of scapolite and calcite occurring pervasively or replacing pyroxene crystals in pyroxenites. Marble and calc-silicates bodies are common in SJCM and it is admitted that the fluids from the granite genesis of Brasiliano Tectonic Event could have assimilated CO₂ from these lithologies. The action of this fluids can be explained by the following equations:



It is understood that inverse reaction to the second part of equation **iv** occurs accordingly to the detected metasomatism in the interface between pyroxenitites and veins, responsible for gruneritites generations and the component rocks of GZ: $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6 + \text{OH}^- + \text{SiO}_4^{++} \rightarrow \text{Fe}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$. Metasomatic activities exerted by the interaction between veins and intrusions with pyroxenitic rocks and forming gruneritites, are able to enrich the system with SiO_2 , CaO , P_2O_5 , MgO , Al_2O_3 , TiO_2 alkalis, REE and the majority of trace elements, coupled with important Fe_2O_3 depletions and subordinate losses of Cu, Ni and Zn.

In summary, the abovementioned reactions suggest that the responsible for creating the ferric pyroxenes and fayalite of pyroxenitites from an unknown protolith (reactions **iii** and **iv**) were: a progressive metamorphic event of high temperature (750 to 1050 °C) and moderate pressure (4 to 8 Kbar) (Bohlen et al. 1980; Newton 1983; Frisch & Herd 2010; Bucher & Grapes 2011), or a contact metamorphism process of high temperature (Burt 1977, 1982; Einaudi et al. 1981; Einaudi & Burt 1982; Meinert 1992; Lentz 1998; Aleksandrov 1998; Meinert et al. 2005; Python et al. 2007; Siepierski 2008; Grapes et al. 2009; Grapes 2011; Sharygin & Sokol 2015, and others), or both. It is assumed that part of garnet genesis occurring both in metamafic and pyroxenitic rocks (reactions **i** and **ii**) and the polygonal and granoblastic textures detected on them, were formed during the progressive metamorphism phase, that would reflect transitional conditions between high amphibolite and granulite metamorphic facies. Barometric analyses executed on polygonal hornblende crystals in pyroxenitites reveals pressures of 6,3 Kbar that confirms these observations. Symplectites detected in crystals of pyroxene, hornblende, plagioclase and garnet of metagabbros and amphibolites indicate pressure relief conditions at high temperatures (700 to 900 °C) and can also suggest the beginning of a retrograde metamorphic phase still under high amphibolite to granulite conditions (Bucher & Grapes 2011). Along this, mineral substitution textures of pyroxene by hornblende (reaction **v**) possibly suggest the evolution of this retrograde metamorphism event of granulite to amphibolite facies, allowing the nucleation of hydrated minerals (400-500 °C, 1,5 to 3,7 Kbar). The nucleation of grunerite (inverse reaction to the second part of equation **iv**), scapolite and calcite (reaction **vi**) and some generation of garnets (reaction **i**) suggests younger metasomatic process occurring in shallower crustal levels, under low amphibolite facies to hornfels conditions. Apparently reactions **i**, **iii** and **iv** would have relation with late granite activity detected in the area.

The abovementioned process could result in unbalanced isotopic system detected through Sm-Nd method and can explain the $\epsilon_{\text{Nd}}(3.04)$ values, mainly negatives or below 1. Model ages T_{DM} between 3.19 and 3.88 Gyr and U/Pb of 3041 Myr indicate Eo to Mesoarchean ages for the mantle generator and mesoarchean genesis for these rocks, confirming Dantas et al. (2004).

10.3. The protolith of pyroxenitic rocks

One of the main questions that justify the formulation of this paper is based on the following issue: which would be the origin of Fe-rich pyroxenitic rocks associated with iron formations of Serra Negra Body?

The pyroxenitites here discussed show granoblastic textures easily confused with cumulatic fabrics, which, at the first moment, raised hypothesis that these rocks were pyroxenites (igneous origin), what was dismissed later. In a general way, the studied pyroxenitic rocks do not show igneous texture preserved, and the mineral assemblage formed by olivine + orthopyroxene + clinopyroxene is derived from high-grade metamorphic or metasomatic events. Besides that, its geochemistry signature is incompatible with events derived straight from mafic-ultramafic magmas. These rocks are characterized by high contents of iron oxide and silica that together sums 93,5 wt.% of the chemical content, as well as by relatively low Ti, V, Ni, Cu, Cr and Co contents. The stratigraphic variations observed with Fs contents are inversely proportional to the Fe₂O₃ content variations. As the first parameter decreases towards the top, the second one increases towards the same direction. This characteristic does not confirm an expected behaviour for a mafic-ultramafic rock, in a way that a fractional crystallization process related to its genesis should reflect a direct correlation between the compositions of its main minerals and of the whole rock.

Mineralogy and exotic chemistry aspects detected for pyroxenitites and for the changes in the gabbro-amphibolite rocks set up several genetic and post-genetic possibilities related to these rocks. Thus, the main hypothesis raised for genesis or for the protolith of high-Fe pyroxenitic rocks from Serra Negra Body can be summarized, in order of importance:

- i) Metasomatic fluids related to the final stage of high-Fe tholeiitic magmatism;
- ii) Chemical-exhalative BIFs under high-grade metamorphic conditions;
- iii) Pyrometamorphism or impact of meteorites

10.3.1. Metasomatic fluids related to the final stage of high-Fe tholeiitic magmatism

The first and more accepted genetic hypothesis raised for pyroxenitites and associated iron formations suggests that these rocks were derived from metasomatic processes acting on metamafic rocks, related to fluids of to the final stage of magmatism, therefore, they keep some igneous heritage. Pyroxenitites REE patterns, when chondrite-normalized (Sun & McDonough 1989), are horizontal and, except for Eu anomalies, they are equivalent to gabbro-amphibolite patterns, but less enriched. A similar behaviour is recognized for trace elements, mainly related to sharp negative anomalies of Nb, Sr, some of Ti and on the maintenance of mutual Pb anomalies (Fig. II.20). Gabbro-amphibolitic rocks were previously enriched in iron and the low to intermediate content of MgO detected is equivalent to the content of these elements for pyroxenitic rocks. In this way, this metasomatism would enrich mafic rocks with REE, major and

trace elements, would also keep the MgO content relatively constant and would create a metasomatite rich in Fe and Si derived from a protolith and fluids previously enriched in these both elements.

Mineralogical criteria such as clinoferrosilite being the main pyroxene of both group of rocks, presence of igneous zircon detected in pyroxenitic rocks and chemical composition of magnetite relative to skarns and hydrothermal process, reinforces this hypothesis. Several recent and classic researches indicate this type of genesis for monomineralic uncommon pyroxene-rich rocks with exotic mineralogy, as the case of Serra Negra Body.

The Akilia quartz-pyroxenitic rocks are defended by Myers & Crowley (2000), Fedo & Whitehouse (2002), Whitehouse & Fedo (2003), Bolhar et al. (2004) and Fedo et al. (2015), as derived from the interaction between fluids and mafic-ultramafic rocks. Contrary to what was exposed by others authors that defend a high-grade BIF genesis for these rocks, this hypothesis is based on O, S and Fe isotope data. These data suggest that the quartz present in these rocks is metasomatic, and that the system, therefore, did not have interaction with surface environments during its genesis. Besides that, according with the same authors, isotope data show that this element may have an ambiguous origin that could be primary or related with metasomatic/hydrothermal processes. These authors also defend that REE patterns of quartz-pyroxenitic rocks, normalized to the Late Archean Turbidite (Yamashita & Creaser 1999), are equivalent to mafic-ultramafic rocks.

Orthopyroxenitites from Carajás are intercalated with hydrothermal breccias, hornblendites, scapolites and sulphide-rich veins. It is suggested that they are derived from post-magmatic metasomatic processes acting on gneiss-migmatitic rocks from the basement (Siepierski 2008). The fact that there is no significant correlation between variations of En content and variations of low TiO₂, Cr₂O₃, CaO and Al₂O₃ contents of whole rock, suggesting that fractional crystallization processes were not responsible for nucleation of these rocks. Besides that, the low contents of Mg, Cr, Ni, Ti and V reflect genesis not related with mafic-ultramafic magmatism (Siepierski 2008), as occur with pyroxenitites from Serra Negra Body.

Rocks formed essentially by diopside (diopsidite) with lower amounts of olivine (Fo₉₅) and plagioclase, placed on the basal portion of Oman ophiolite sequence, have characteristics that do not reflect direct action of magmatism in its mechanisms formation (Python et al. 2007). Diopsidites indicate genesis related with high temperature marine carbonate fluids (>800 °C) that penetrated within the ocean crust leaching plagioclase-rich lithologies (positive Eu anomalies) before reaching the mantle. Low Cr contents coupled with exotic behaviour and low content of minor elements (Al, Ti and Na) and of REE also confirm a non-magmatic genesis to these lithologies. The mineral textures of diopsidites are similar to the textures observed in skarns (Python et al. 2007). These authors defend that such characteristics testify that there are no clear chemical limits between magmatic and hydrothermal crystallization.

Mineral assemblage composed by olivine, garnet, scapolite and calcite can indicate metasomatic alteration related to skarn processes on carbonate-rich rocks, on sedimentary rocks and more rarely, on mafic-ultramafic rocks. Olivine, pyroxene and garnet paragenesis

would indicate a prograde stage, and scapolite and calcite would be associated with a retrograde phase (Burt 1977, 1982; Einaudi et al. 1981; Einaudi & Burt 1982; Meinert 1992; Lentz 1998; Aleksandrov 1998; Meinert et al. 2005). These minerals are observed within several lithologies from SNB, especially in UPA.

The metasomatic hypothesis for high-Fe pyroxenitic rocks and iron formations of SNB would previously have to assume two events of fluids injection of different ages, the first being the generator of pyroxenitites and the second would be related to nucleation of grunerite, scapolite and calcite. This late mineral assemblage is influenced by neoproterozoic granites genesis adjacent to SNB rocks.

U/Pb analyses made in magmatic zircons of pyroxenitite show genesis at 3.04 Gyr, which is similar to the crystallization age of mafic-ultramafic rocks from the Riacho das Telhas Intrusion, localized 50 km northeast from SNB (Dantas et al. 2004, Alves de Jesus 2011), indicating an existence of a broad archean tholeiitic magmatism event in SJCM. Besides that, metamorphic zircons analysed in pyroxenitites evidence values proximal to 2.0 Gyr, showing absence of an important influence of the neoproterozoic granitic activity over these lithologies genesis. Therefore, during the Mesoarchean, due to the absence of granite genesis or others known processes associated with post-magmatic fluids on SJCM (Dantas et al. 2004), it is assumed that the only source of fluids able to create pyroxenitic rocks of the same age of RTC rocks would be the magmatic event creator of mafic rocks itself. The metasomatism occurred possibly during a phase immediately upon the crystallization of gabbro-amphibolitic rocks from SNB, after magma placing in continental crust and its gradual cooling under high temperature conditions. These conditions would help the nucleation of the mineral assemblage fayalite + clinoferrosilite + ferrosilite ± quartz in pyroxenitites. Such observations indicate magmas with Fe overload in its composition, in a way that this Fe content would be reflected on the fluids from final processes of magmatism.

Along these lines, analogous to Python et al. (2007), we defend that the temporal and chemistry limits between magmatism and metasomatism processes cannot be well defined for the formation mechanism of these rocks.

10.3.2. Chemical exhalative BIFs under high-grade metamorphic conditions

The centimetric magnetitic bands intercalated with pyroxenitites, as well as clinoferrosilite-ferrosilite iron formations are macroscopic characteristics of pyroxenitic associations that would suggest proximity to BIFs. Besides that, olivines and pyroxenes from UPA and CA have high Fe values and low Ca and Mg contents and part of the elementary content of its magnetite grains are similar to magnetite grains from one of iron formation sample from Serra Caida. Its similarity to BIFs is also evident with the major elements percentages, which reflect that the high Fe₂O₃ and SiO₂ contents of pyroxenitic rocks are proximal to the chemical content of archean iron formation (Klein & Beukes 1989; Lindenmayer 2001; Spier 2005; Dauphas 2007; Figueiredo 2012; Silva Filho 2012; Abrahão Filho et al. 2016). The least

abundant elements contents such as Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 and P_2O_5 are also equivalent to Archean BIFs. MgO would be the only oxide with anomalous behaviour to these classic BIFs, showing about 3,5 wt. % more than when compared with Superior-type iron formation, usually more enriched in Mg (Klein 2005).

Analysing REE_{PAAS} patterns (McLennan 1989), the similarities between pyroxenitic rocks from SNB and classic BIFs are repeated. Pyroxenitic REE patterns are concave with subtle enrichment in HREE, showing Ce negative anomalies, Eu positive anomalies, subtle positive anomalies of Y, which show characteristics between Isua, Kuruman BIFs (Fig. II.26A; Alexander et al. 2008) and the iron formations from Group I of the Silva Filho (2012) located in the north portion of SJCM (Fig. II.26B). These statements would support the raised hypothesis for the protolith of pyroxenites, suggesting that it would be iron formations of SCMVS put under high-grade metamorphism conditions.

The hypothesis that quartz-pyroxenitic rocks intercalated with amphibolites and ultramafic rocks from Akilia Island, Greenland, would also have BIFs as protolith is defended by some authors (Mojzsis et al. 1996; Mojzsis & Harrison 1999; Mojzsis & Harrison 2000; Anbar et al. 2001; Friend et al. 2002; Mojzsis et al. 2002; Nutman et al. 2002; Dauphas et al. 2007). Evidences based on the presence of graphite with sedimentary signature included in apatite, on the petrographic characteristics, on fieldwork aspects, as well as on REE_{PAAS} behaviour, minor and trace elements such as P, Ti, Cr and Y would be enough to support this hypothesis. Following this thought, Y *versus* Cr and P_2O_5 *versus* TiO_2 graphs were used by Mojzsis & Harrison (2002) to compare quartz-pyroxenitic rocks and Akilia ultramafic rocks with Isua BIFs, obtaining similarities with the second ones. Using these same graphs and we also obtained similar results, in a way that pyroxenitic rocks samples from SNB are plotted under the influence field of Isua BIFs (Fig. II.27).

10.3.3. Pyrometamorphism or/and impact of meteorites

Fayalite, clinoferrosilite and quartz paragenesis, one of the main mineral assemblage observed in pyroxenites, is commonly detected in lithologies known as paralavas (Grapes 2009; Sharygin et al. 2015). Pyrometamorphism is a type of contact metamorphism that involves extreme temperatures able to melt rocks under very low pressures (Grapes 2011). These rocks are derived from melting of sedimentary rocks rich in coal, oil and gas or carbonaceous sediments from spontaneous combustion metamorphism (Grapes 2011).

Alternatively, the association of fayalite with clinoferrosilite provides evidence to the hypothesis of meteorite impacts (Schreyer et al. 1978; Maier et al. 2006; Reddy et al. 2014). Coupled with that, polysynthetic twinning were also detected in ferrosilite crystals in UPA, which commonly occur from the compositional inversion of original pyroxene during the system cooling (Schreyer et al. 1978), also observed in lunar rocks (Prewitt et al. 1971). It is attributed temperatures of 1150 °C to 970 °C for the nucleation of these twinings (Schreyer et al. 1978).

However, the absence of a typical astrobleme or pdf type features in quartz, or the absence of archean paralyvas diminishes this hypothesis credibility, lacking enough evidences to support it. Besides that, it is undeniable that the lithological association from the fieldwork area was formed or/and experienced deep crustal level conditions, which is incompatible with processes related to pyrometamorphism or meteorite impact.

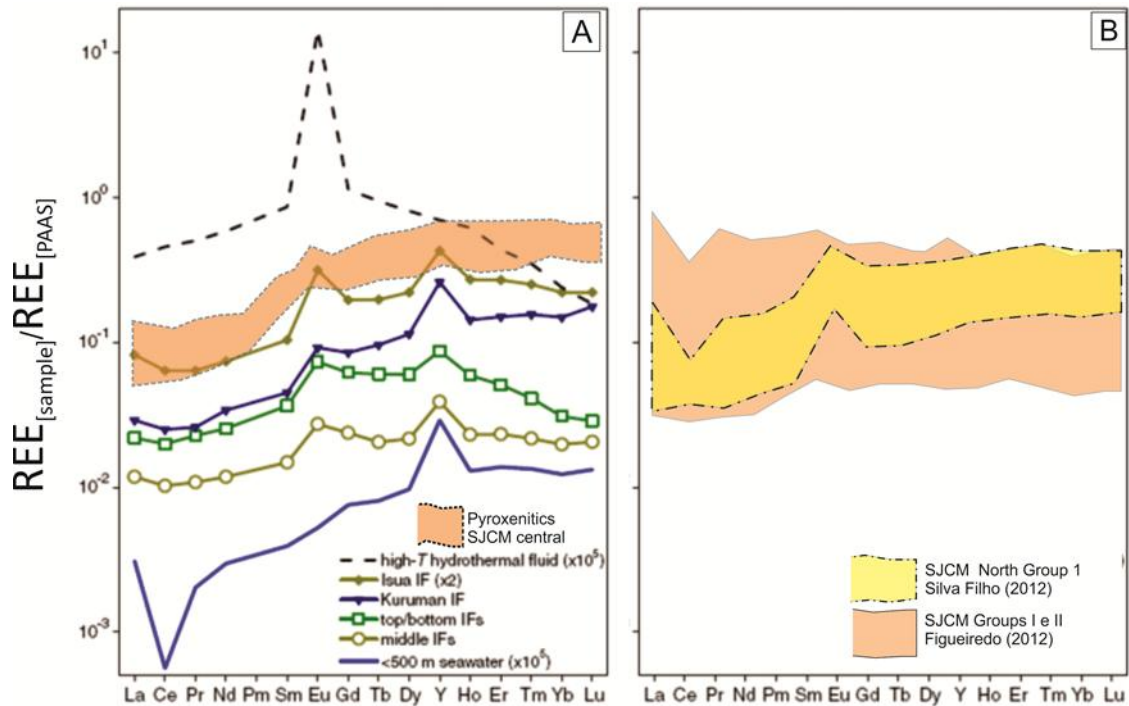


Fig. II.26 - **A** REE field patterns of pyroxenitic rocks confronted with REE patterns of Isua and Kuruman Iron Formation, another archean iron formations (top/bottom IFs; middle IFs), high-T hydrothermal fluid and ocean waters below 500 meters deep (Alexander et al. 2008); **B**. Field of REE patterns of SJCM BIFs from Group 1 of Silva Filho (2012) and Groups I e II of Figueiredo (2012). When normalized by PAAS (McLennan 1989), pyroxenitic rocks REE patterns are similar to Isua and Kuruman IFs REE patterns and whit SJCM BIFs from Group 1 of Silva Filho (2012).

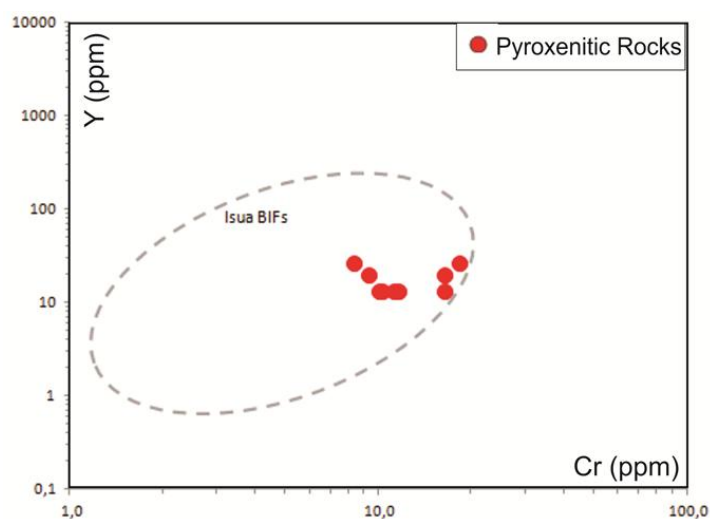


Fig. II.27 - Cr versus Y biplot (Fedó & Whitehouse 2002) showing pyroxenitic rocks samples inside Isua BIFs field.

11. CONCLUSIONS

1. The magmatism that originated gabbro-amphibolitic rocks from Serra Negra Body have the following characteristics: high-Fe tholeiitic with low MgO and K₂O, hydrated, similar to ferric-picrites and with hybrid geochemical signatures between E-MORB and primordial Arc rocks. It is suggested that E-MORB-type tholeiitic basalts would be melted and assimilated by lithospheric subcontinental mantle in subductions zone so that it would enrich and hydrate the mantle to posteriorly generate the studied mafic rocks.

2. The igneous mantellic protholith's age is 3041±23 Myr, obtained by igneous zircons in pyroxenitite. T_{DM} ages indicate juvenile paleo to mesoarqueans sources with values between 3.6 to 3.2 Gyr. It is suggested that metasomatism processes and mantellic enrichment as well as crustal contamination would be responsible for negative or below 1 ε_{Nd}(t) contents.

3. Post-magmatic history of the studied rocks begin in intermediate crustal level, amphibolite facies, which experienced, posteriorly, at least two metamorphic events: one prograde event of high-grade up to high amphibolite to granulite facies and the other retrograde event up to low amphibolite to hornfels facies. At least one metasomatic event connected with carbonatic saline fluids has influenced these lithologies, detected by the presence of grunerite, scapolite and calcite linked to the interaction of neoproterozoic granites with pyroxenitic rocks.

4. Pyroxenitites present limiting geochemical characteristic between rocks derived from metasomatism on metamafic Fe-rich rocks and chemical-exhalative BIFs. If this metasomatism would have in fact happen, it would have possible connections with the mantellic magmatic fluids (ε_{Nd}(t) < 0) enriched in Fe and Si, related to final crystallization stages of mafic rocks of Serra Negra Body, which would possibly partially leached after its crystallization processes and generate iron-rich pyroxenitic rocks. Thus, it is admitted that the transitions between igneous and metasomatic processes, in this case, is impossible to be detected.

12. ACKNOWLEDGMENTS

This paper is part of the senior author's Master Scientific Dissertation presented at the Geoscience Institute of Universidade de Brasília. Special thanks are to Geochronology Laboratory of Universidade de Brasília, where we made part of the chemical analysis presented here. We also thank Prof. Dr. A. Misi for providing the Metalogenesis Laboratory of Universidade Federal da Bahia for petrographic descriptions. Fieldwork and laboratory discussions with the geologists Vilson Marques Dias and N. Botelho, were very beneficial to the work progress. At last, we wish to thank the geologist B. S. Figueiredo for helping us with fieldwork logistics and with great ideas about geologic process.

13. REFERENCES

- Abrahão Filho, E.A.F., Dantas, E.L., Figueiredo, B.S., 2016. **Petrografia, Química Mineral de magnetita e Geoquímica das formações ferríferas da porção central do Maciço São José do Campestre, região de Senador Elói de Sousa, Rio Grande do Norte, Brasil.** (Unpublished Master's Dissertation - Cap. III).
- Aleksandrov, S.M., 1998. **Geochemistry of Skarn and Ore Formation in Dolomites.** VSP. Utrecht, The Netherlands, Tokyo, Japan.
- Alexander, B., Bau, M., Andersson, P., Dulski, P., 2008. **Continently-derived solutes in shallow Archean seawater: Rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9Ga Pongola Supergroup, South Africa.** *Geochim. Cosmochim. Acta* 72(2), 378-394.
- Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1977. **Províncias estruturais brasileiras.** Atas VIII Simpósio de Geologia do Nordeste. Campina Grande, 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 (1-2), 1-29.
- Alves de Jesus, B., 2011. **Petrografia e geoquímica de rochas máfico-ultramáficas do maciço São José do Campestre, Província Borborema** (Unpublished Master's Dissertation). Instituto de Geociências, Universidade de Brasília-UnB.
- Anbar, A., Zahnle, K., Arnold, G., Mojzsis, S., 2001. **Extraterrestrial iridium, sediment accumulation and the habitability of the early Earth's surface.** *J. Geophys. Res.* 106, 3219–3326
- Arndt, C.M.N., Leshner, G.K.C., 2005. **Mantle-derived magmas and magmatic Ni-Cu-(PGE) deposits.** *Econ.Geol.*, 100th Aniversary Volume, 5-24.
- Beccaluva, L., Bianchini, G., Wilson, M., 2011. **Volcanism and Evolution of the African Lithosphere.** Geological Society of America Special Paper 478.
- Bohlen, S.R., Essene, E.J., Boettcher, A.L., 1980. **Reinvestigation and application of olivine-quartz-orthopyroxene barometry.** *Earth Planet. Sci. Lett.* 47, 1-10.
- Bolhar, R., Kamber, B.S., Moorbath, S., Fedo, C.M. & Whitehouse, M.J., 2004. **Characterisation of Early Archaean chemical sediments by trace element signatures.** *Earth Planet. Sci. Lett.* 222, 43–60.
- Brito Neves, B.B., 1983. **O Mapa Geológico do Nordeste Oriental do Brasil, Escala 1:1.000.000** (Free Teaching Thesis). Instituto de Geociências da Universidade de S. Paulo.
- Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Santos, E.J., 1995. **Geocronologia da Província Borborema: os fatos e as questões abertas.** In: XVI Simp. Geol. Nordeste. Workshop Província Borborema, Recife, Atas 14, 2:410-413.
- 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, 151-182.

- Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Van Schmus, W.R., Santos, E.J., 2001. **O “Sistema Pajeú-Paraíba” e o “Maciço” São José do Campestre no leste da Borborema.** Revista Brasileira de Geociências 31 (2), 173-184.
- Brooks, C.K., Larsen, L.M., Nielsen, T.F.D., 1991. **Importance of iron-rich tholeiitic magmas at divergent plate margins: a reappraisal.** Geology 19, 269–272.
- Bucher, K., Grapes, R., 2011. **Petrogenesis of Metamorphic Rocks.** Berlin (Germany): Ed. Springer. 8th Edition.
- Bühn, B., 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).** An. Acad. Bras. Ci. 81, 99-114.
- Burt, D.M., 1972. **Mineralogy and Geochemistry of Ca-Fe-Si Skarn Deposits** (Unpublished Ph.D. thesis). Harvard University.
- Burt, D.M., 1977. **Mineralogy and Petrology of Skarn Deposits.** Rendiconti, Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia 33 (2), 859-873.
- Burt, D.M., 1982. **Skarn Deposits - Historical Bibliography through 1970.** Econ. Geol. 77, 755-763.
- Caby, R., Sial, A.N., Arthaud, M., Vauchez, A., 1991. **Crustal evolution and the Brasiliano Orogeny in Northeast Brazil.** In: Dallmeyer, R. D., Lécorché, J. P. (Eds.). The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives. Berlin: Springer-Verlag, 373-397.
- Cawthorn, R.G., 1996. **Layered Intrusions: 15 Developments in Petrology.** Amsterdam (Netherlands): Ed. Elsevier.
- Cawthorn, R.G., Collerson, K.D., 1974. **The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses.** Ibid. 59, 1203-1208.
- Chung, D., Zhou, M., Gao, J., Chen, W.T., 2015. **In-situ LA-ICP-MS trace elemental analyses of magnetite: The late Palaeoproterozoic Sokoman Iron Formation in the Labrador Trough, Canada.** Ore Geol. Rev. 65, 917-928.
- Condie, K.C., 2005. **High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes?** Lithos 79, 491-504.
- CPRM, Serviço Geológico do Brasil, 2004. **Catálogo de Projetos Aerogeofísicos. Levantamentos aerogeofísicos.** Geologia. Catálogo geral de produtos e serviços. 2. ed. ampl., 345.
- 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 doCampestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America.** Precambrian Res. 130, 1-4, 113-137.
- Dantas, E.L., Souza, Z.S., Wernick, E., Hackspacher, P.C., Martin, H., Xiaodong, D., Li, J.W., 2013. **Crustal growth in the 3.4 to 2.7 Ga. São José de Campestre Massif, Borborema Province, NE Brazil.** Precambrian Res 227, 120-156.
- Dauphas, N., Van Zuilen, M., Busigny, V., Lepland, A., Wadhwa, M., Janney, P. E., 2007. **Iron isotope, major and trace element characterization of early Archean supracrustal rocks from SW Greenland: Protolith identification and metamorphic overprint.** Geochim. Cosmochim. Acta 71, 19, 4745-4770.

- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J., 1992. **An introduction to the rock forming minerals**. 2nd Edition. New York (USA): Ed. Prentice Hall.
- DePaolo, D. J., 1981. **A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California**. *J. of Geophys. Res.* 86, 10470-10488.
- Droop, G.T.R., 1987. **A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria**. *Mineralogical Magazine* 51, 431-435.
- Dupuis, C., Beaudoin, G., 2011. **Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types**. *Miner. Deposita* 46, 319–335.
- Edwards, R., Atkinson, K., 1986. **Ore deposit geology and its influence on Mineral Exploration**. Chapman and Hall, University Press, Cambridge.
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D., Newberry, R.J., 1981. **Skarn deposits**. *Econ. Geol. Seventy-fifth Anniversary Volume*, 317-391.
- Einaudi, M.T., Burt, D.M., 1982. **Introduction - Terminology, Classification and Composition of Skarn Deposits**. *Econ. Geol.* 77, 745-754.
- Ettlinger, A.D., Ray, G.E., 1989. **Precious Metal-Enriched Skarns in British Columbia: An Overview and Geological Study**. B. C. Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1989-3, 128.
- Fedo, C.M., et al. 2015.
- Fedo, C.M., Whitehouse, M.J., 2002. **Metasomatic origin of quartz-pyroxene rock, Akilia, Greenland, and implications for Earth's earliest life**. *Science* 296, 1448-1452.
- Fedo, C.M., Whitehouse, M.J., Balz, S.K., 2006. **Geological constraints on detecting the earliest life on Earth: a perspective from the Early Archaean (older than 3.7 Gyr) of southwest Greenland**. *Phil. Trans. R. Soc. B* 361, 851–867.
- Figueiredo, B.S., 2012. **Geoquímica e Gênese das formações ferríferas e metacarbonatos da porção sul do Maciço São José do Campestre, Província Borborema** (Unpublished Master's Dissertation). Instituto de Geociências, Universidade de Brasília-UnB.
- Foulger, G.R., Jurdy, D.M., 2007. **Plate, Plumes and Planetary Processes**. Geological Society of America Special Paper 430.
- Friend, C.R.L., Nutman, A.P., Bennett, V.C., 2002. **Origin and significance of Archean Quartzose rocks at Akilia, Greenland—technical comment**. *Science* 298, 917a.
- Frisch, T., Herd, R.K., 2010. **Highly metamorphosed iron-formation on Arcedeckne Island, Boothia Peninsula, Arctic Canada, and the paragenesis of harrisonite, Ca(Fe,Mg)₆(SiO₄)₂(PO₄)₂**. *The Canadian Mineralogist* 48, 1005-1024.
- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Dickin, A.P., 2000. **Ferropicrites: geochemical evidence for Fe-rich streaks in upwelling mantle plumes**. *Earth Planet. Sci. Lett.* 174, 355–374.
- Gill, R., 2010. **Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide**. London (England): Ed. Wiley-Blackwell.

- Gioia, S.M.C.L., Pimentel, M.M., 2000. **The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília.** An. Acad. Bras. Ci. 72(2), 219-245.
- Grapes, R., 2011. **Pyrometamorphism.** 2nd Edition. Berlin (Germany): Ed. Springer.
- Grapes, R., Zhang, K., Peng, Z., 2009. **Paralava and clinker products of coal combustion, Yellow River, Shanxi Province, China.** Lithos 113, 831-843.
- Grauch, R.I., 1989. **Rare earth elements in metamorphic rocks.** In: Lipin, B., McKay, G.A. (Eds.), Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. Reviews in Mineralogy 21, 147-167.
- Hao, H., Lentz, D., Jianwei, L., Hall, D., 2014. **Re-equilibration processes of magnetite from iron skarn deposits.** Acta Geologica Sinica (English Edition), 88 (supp. 22): 354-356.
- Hofmann, A.W., 1997. **Mantle Geochemistry: the message from oceanic volcanism.** Nature 385, 219-229.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. **A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.** Canadian J. Earth Sci. 8, 523-548.
- Jardim de Sá, E.F., 1994. **A Faixa Seridó (Província Borborema, NE Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana** (Unpublished Ph.D. Thesis). Instituto de Geociências, Universidade de Brasília-UnB.
- Klein, C., 2005. **Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin.** American Mineralogist 90, 10, 1473-1499.
- Klein, C., Beukes, N.J., 1989. **Geochemistry and sedimentology of a facies transition from limestone to iron formation deposition in the early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa.** Econ. Geol. 84, 1733-1774.
- Knopf, A., 1942 **Ore deposition in the pyro-metasomatic deposits.** Ore deposits as related to structural features. Newhouse, W. H., Editor. Princetown University Press, 63-72.
- Koepke, J., Seidel, E., 2004. **Hornblendites within ophiolites from Crete, Greece: evidence for amphibole-rich cumulates derived from an iron-rich tholeiitic melt.** Ofioliti 29, 159-175.
- Korzinski, D.S., 1955. **Outline of Metasomatic Processes.** Osnovnye Problemy v Uchenii o Magmatogennykh Rudnykh Mestorozhdeniyakh, izd. 2: Akad. Nauk SSR, Moscow, 338-456, (translated 1964: International Geological Review, Vol. 6, 1713-1734, 1920-1952, 2169-2198).
- Kwak, T.A.P., 1987. **W-Sn Skarn Deposits and Related Metamorphic Skarns and Granitoids.** In Developments in Economic Geology, Elsevier Publishing Company, 24, 445.
- Le Bas, M.J., 2000. **IUSGS Reclassification of the High-Mg and Picritic Volcanic Rocks.** J. of Petrology, 41, 1467-1470.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Guo, Y., 1997. **Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names.** Canadian Mineralogist, 35, 219–246.

- Lentz, D.R., 1998. **Mineralized intrusions-related skarns systems, Québec.** Mineralogical Association of Canada Short Course Series.
- Lindenmayer, Z.G., Laux, J.H., Teixeira, J.B.G., 2001. **Considerações sobre as origens das formações ferríferas bandadas da Formação Carajás, Serra dos Carajás.** Revista Brasileira de Geociências 31, 21-28.
- Ludwig, K.R., 1993. **PBDAT. A computer program for processing Pb-U-Th isotope data.** USGS Open File Report 88-542.
- Ludwig, K.R., 2001. **Users Manual for Isoplot/Ex version 2.47. A geochronological toolkit for Microsoft Excel.** Berkeley Geochronology Center Special Publication 1a.
- MacKenzie, W.S., Donaldson, C.H., Guilford, C., 1982. **Atlas of igneous rocks and their textures.** London (England): Ed. Pearson Education Limited.
- Maier, W.D., Andreoli, M.A.G., McDonald, I., Higgins, M.D., Boyce, A.J., Shukolyukov, A., Lugmair, G.W., Ashwal, L.D., Gräser, P., Ripley, E.M., Hart, R.J., 2006. **Discovery of a 25-cm Asteroid Clast in the Giant Morokweng Impact Crater, South Africa.** Nature 441, 203-206.
- McLennan, S.M., 1989. **Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes.** In: Lipin, B.R., McKay, G.A. (Eds.), Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. Reviews in Mineralogy, 21, 169-200.
- Meinert, L.D., 1988. **Gold in Skarn Deposits - A Preliminary Overview.** Proceedings of the Seventh Quadrennial IAGOD Symposium, E. Schweizerbartische Verlagsbuchhandlung Stuttgart.
- Meinert, L.D., 1989 **Gold Skarn Deposits - Geology and Exploration Criteria.** The Geology of Gold Deposits; The perspective in 1988, Econ. Geol., Monograph 6, 537-552.
- Meinert, L.D. 1992. **Skarns and skarn deposits.** Geoscience Canada 19, 145-162.
- Meinert L.D., Dipple G.M., Nicolescu S., 2005. **World Skarn Deposits.** Econ. Geol. 100th Anniversary Volume, 299-336.
- Mojzsis, S.J., Harrison, T.M., 2000. **Vestiges of a beginning: clues to the emergent biosphere recorded in the oldest known sedimentary rocks.** GSA Today 10, 2–6.
- Mojzsis, S.J., Harrison, T.M., 2002. **Origin and significance of Archean quartzose rocks at Akilia, Greenland—technical comment.** Science 298, 917.
- Mojzsis, S.J., Arrhenius, G., McKeegan, K.D., Harrison, T.M., Nutman, A.P. & Friend, C.R.L., 1996. **Evidence for life on Earth before 3800 million years ago.** Nature 384, 55–59.
- Mojzsis, S.J., Harrison, T.M., Arrhenius, G., McKeegan, K.D., Grove, M., 1999. **Origin of life from apatite dating? Nature 400, 127-128.**
- Morimoto, R., 1990. **Nomenclatura de piroxênios.** Tradução do original em inglês "Nomenclature of pyroxenes" realizada com permissão da IMA por Garda, M.G. e Atencio, D. Revista Brasileira de Geociências 20 (1-4), 318-328.
- Myers, J.S., Crowley, J.L., 2000. **Vestiges of life in the oldest Greenland rocks? A review of Early Archaean geology of the Godthåbsfjord region, and reappraisal of field evidence for 3850 Ma life on Akilia.** Precambrian Res. 103, 101–124.
- Nadoll, P., Angerer, T., Mauk, J.L., French, D., Walshe, J., 2014. **The chemistry of hydrothermal magnetite: A review.** Ore Geology Reviews 61, 1–32.

- Newton, R.C., 1983. **Geobarometry of high-grade metamorphic rocks**. American J. Sci. 283-A, 1-28.
- Nutman, A.P., Mojzsis, S.J., Friend, C.R.L., 1997. **Recognition of 3850 Ma water-lain sediments in West Greenland and their significance for the Early Archaean Earth**. Geochim. Cosmochim. Acta 61, 2475–2484.
- Nutman, A.P., McGregor, V.R., Shiraishi, K., Friend, C. .L., Bennett, V.C., Kinny, P.D., 2002. **3850 Ma BIF and mafic inclusions in the Early Archaean Itsaq Gneiss Complex around Akilia, southern West Greenland? The difficulties of precise dating of zircon-free protoliths in migmatites**. Precambrian Res. 117, 185–224.
- Parente, C.V., Veríssimo, C.U.V., Melo, O.O.C., Botelho, N.F., Oliveira, C.G., Lira Júnior, J.A., Martins, D.T., 2014. **Caracterização geológica e petrográfica dos primeiros skarns de ferro e cobre encontrados no Arco Magmático de Santa Quitéria-Ceará, Brasil**. 47º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Ba. Anais de Resumos em CD.
- Parente, C.V., Veríssimo, C.U.V., Botelho, N.F., Santos, T.J.S., Oliveira, C.G., Lira Júnior, J.A., Martins, D.T., 2015. **Fe-Cu skarns deposits in the Santa Quitéria magmatic arc, Borborema Province, Brazil**. Brazilian Journal of Geology 45(3), 359-382.
- Pearce, J.A., 2008. **Geochemical fingerprint of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust**. Lithos 100(1), 14-48.
- Petrelli, M., 2007. **Petrograph: A new Software to visualize, model, and present geochemical data for Windows**. Version beta 2. Perugia (Italy). (Disponibile in <http://www.unipg.it/~maurip/SOFTWARE.htm>).
- Philpotts, A.R., 1990. **Igneous Rock Associations**. In: Philpotts, A.R. (Ed.), Principles of Igneous and Metamorphic Petrology, 275-315.
- Polat, A., 2014. **A review of the geodynamic significance of hornblende-bearing ultramafic rocks in the Mesoproterozoic Fiskensæset Complex, SW Greenland**. In: Dilek, Y., Furnes, H. (Eds.), Evolution of Archean Crust and Early Life. Modern Approaches in Solid Earth Sciences 7, 127-148.
- Polat, A., Fryer, B., Samson, I.M., Weisener, C., Appel, P.W.U., Frei, R., Windley, B.F., 2012. **Geochemistry of ultramafic rocks and hornblende veins in the Fiskensæset anorthosite complex, SW Greenland: Evidence for hydrous upper mantle in the Archean**. Precambrian Res 214-215, 124-153.
- Prewitt, C.T., Brown, G.E., Papike, J.J., 1971. **Apollo 12 clinopyroxenes: High temperature X-ray diffraction studies**. Proceedings, 2nd Lunar and Planetary Science Conference, 59–68.
- Python, M., Ceuleneer, G., Ishida, Y., Barrat, J., Arai, S., 2007. **Oman diopsidites: a new lithology diagnostic of very high temperature hydrothermal circulation in mantle peridotite below oceanic spreading centres**. Earth and Planetary Science Letters 255, 289-305.
- Ray, G.E., Dawson, G.L., Simpson, R., 1987. **The Geology and Controls of Skarn Mineralization in the Hedley Gold Camp, Southern British Columbia**. Geological Fieldwork 1986, B.C. Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1987-1, 65-79.

- Ray, G.E., Dawson, G.L., Simpson, R., 1988. **Geology, Geochemistry and Metallogenic Zoning in the Hedley Gold-skarn Camp**. Geological Fieldwork 1987, B.C. Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1988-1, 59-80.
- Ray, G.E., Ettliger, A.D., Meinert, L.D., 1990. **Gold Skarns: their distribution, characteristics and problems in classification**. Geological Fieldwork 1989, B.C. Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1990-1, 237-246.
- Ray, G.E., Webster, I.C.L., 1991. **Geology and Mineral Occurrences of the Merry Widow Skarn Camp, Northern Vancouver Island, 92L/6**. B.C. Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Open File 1991-8.
- Reddy, V., Sanchez, J.A., Bottke, W.F., Cloutis, E.A., Izawa, M.R.M., O'Brien, D.P., Mann, P., Cuddy, M., Le Corre, L., Gaffey, M.J., Fujihara, G., 2014. **Chelyabinsk meteorite explains unusual spectral properties of Baptistina Asteroid Family**. Icarus 237, 116-130.
- Schmidt, M.W., 1992. **Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer**. Contribution to Mineralogy and Petrology 110, 304-310.
- Schreyer, W., Abraham, K., 1978. **Symplectitic cordierite-orthopyroxene-garnet assemblages as products of contact metamorphism of preexisting basement granulites in the Vredefort structure, South Africa**. Contributions to Mineralogy and Petrology 68, 53– 62.
- Sousa Neto, J.A., Legrand, J.M., Volfinger, M., Pascal, M.L, Sonnet, P., 2008. **W–Au skarns in the Neo-Proterozoic Seridó Mobile Belt, Borborema Province in northeastern Brazil: an overview with emphasis on the Bonfim deposit**. Miner. Deposita 43, 185-205.
- Sharkov, E.V., Bogina, M.M., 2007. **Mafic-Ultramafic Magmatism of the Early Precambrian (from the Archean to Paleoproterozoic)**. Stratigraphy and Geological Correlation 17, 2, 7-28.
- Sharygin, V.V., Sokol, E.V., 2015. **Mineralogy and Origin of Fayalite–Sekaninaite Paralava: Ravat Coal Fire, Central Tajikistan**. In.: Stracher, G.B., Prakash, A., Sokol, E.V. (Eds.), Coal and Peat Fires: A Global Perspective, 580-607.
- Shervais, J.W., 1982. **Ti-V plots and the petrogenesis of modern and olthiolitic lavas**. Earth and Planetary Science Letters 59, 101-118.
- Siepierski, L., 2008. **Geologia e petrologia do prospecto GT-34: evidência de metassomatismo de alta temperatura e baixa fO₂, província mineral Carajás**. (Unpublished Master's Dissertation). Instituto de Geociências, Universidade de Brasília-UnB.
- Silva Filho, C.V.R., 2012. **Isótopos de Nd aplicados a datação direta de formações ferríferas paleoarqueanas do Maciço São José do Campestre** (Unpublished Master's Dissertation). Instituto de Geociências, Universidade de Brasília-UnB.
- Spier, C.A., 2005. **Geoquímica e Gênese das Formações Ferríferas Bandadas e do Minério de Ferro da Mina de Águas Claras, Quadrilátero Ferrífero, MG** (Doctoral Thesis). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo-USP.
- Stevenson, D., 2009. **Evolution of the Earth: Treatise on Geophysics**. Volume 9. Amsterdam (Netherlands): Ed. Elsevier.

- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. **Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes.** In: Saudners, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the ocean basins*. Geol. Soc. London. Special Publications 42, 313-345.
- Theodore, T.G., Orris, G.J., Hammarstrom, J.M., Bliss, J.D., 1991. **Gold Bearing Skarns.** United States Geological Survey Bulletin.
- Tollo, R.P., Bartholomew, M.J., Hibbard, J.P., Karabinos, P.M., 2010. **From Rodinia to Pangea: the lithotectonic record of Appalachian region.** Geological Society of America, Memoir 206, 956 pp.
- Wakabayashi, J., 2010. **Supra-subduction zone ophiolite generation, emplacement, and initiation of subduction: A perspective from geochemistry, metamorphism, geochronology, and regional geology.** Bull. Geol. Soc. Amer. 122 (9-10), 1548-1568.
- Weiss, Y., Griffin, W.L., Bell, D.R., Navon, O., 2011. **High-Mg carbonatitic melts in diamonds, kimberlites and the sub-continental lithosphere.** Earth Planet Sci. Lett. 309, 337-347.
- Whitehouse, M.J., Fedo, C.M., 2003. **Deformation features and critical field relationships of Early Archaean rocks, Akilia, southwest Greenland.** Precambrian Res. 126, 259–271.
- Yamashita, K., Creaser, R.A., 1999. **Geochemical and Nd isotopic constraints for the origin of Late Archean turbidites from the Yellowknife area, Northwest Territories, Canada.** Geochim. Cosmochim. Acta 63, 2579-2598.
- Zharikov, V.A., 1970. **Skarns.** International Geological Review 12, 541-559, 619-647, 760-775.

CAPÍTULO III

PETROGRAFIA, QUÍMICA MINERAL DE MAGNETITA E GEOQUÍMICA DAS
FORMAÇÕES FERRÍFERAS DA PORÇÃO CENTRAL DO MACIÇO SÃO JOSÉ DO
CAMPESTRE, REGIÃO DE SENADOR ELÓI DE SOUSA, RIO GRANDE DO NORTE, BRASIL.

Abraão Filho, E.A.¹, Dantas, E.L.¹, Figueiredo, B.S.¹

¹ Universidade de Brasília

ABSTRACT. PETROGRAPHY, MAGNETITE MINERAL CHEMISTRY AND GEOCHEMISTRY OF IRON FORMATIONS OF THE SÃO JOSÉ DO CAMPESTRE MASSIF CENTRAL PORTION, RIO GRANDE DO NORTE, BRAZIL. Metric to kilometeric bodies of Banded Iron Formations (BIFs) occur in the central portion of the São José do Campestre Massif (SJCM), an Archean core of the Borborema Province, Northeast of Brazil. Establishing contacts with mafic-ultramafic rocks, calc-silicate rocks, olivine marbles and garnet gneisses, these BIFs are inserted on the Serra Caiada Meta-volcanic-sedimentary Sequence, a possible greenstone belt of the region. These BIFs were mapped and sampled (1:25.000 scale) in a 45 km² area. Together with the other rocks, they are high-grade metamorphosed and deformed as a synclinal fold. BIF samples are mainly constituted of magnetite (45 - 55%), quartz (35 - 40%) and traces of apatite (<1%), however, it was possible to discriminate three groups of BIFs according to the other minerals. Group A is composed by low contents of grunerite (2 - 4%) and Group B has higher modal compositions of this amphibole (6-10%). Group C show the most heterogeneous mineral assemblages: grunerite (3 - 7%), hornblende (2 - 6%), clinopyroxene (1 - 5%), orthopyroxene (~1%) and garnet (~1%). Electron microprobe analysis of magnetite grains of Group C show high contents of Al, Co, Sn, medium contents of Cr, Mn, Ni and low contents of Mg, Ti, V, Zn, revealing chemical similarities with Skarn-related hydrothermal and approaches with IOCG-type and primary BIF-type. Distinctions between the three different groups of BIF are reflected in whole rock chemical composition and expressed in cartography, once these groups are distributed as zones in the map. Group A show higher contents of base metals, Σ REY average 36 ppm and Eu positive anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{PAAS}} = 1,26 - 2,27$). Group B show medium contents of base metals, Σ REY average 87 ppm and absence or slight Eu positive anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{PAAS}} = 0,92 - 1,22$). Group C show lower contents of base metals, Σ REY average 88 ppm and absence or slight Eu positive anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{PAAS}} = 0,84 - 1,26$). All groups show majority of real Ce negative anomalies (Group A, $\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{PAAS}} = 0,59 - 1,04$; Group B, $\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{PAAS}} = 0,62 - 0,89$; Group C, $\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{PAAS}} = 0,59 - 1,03$), and groups A and B show positive Y anomalies (Group A, $\text{Y}/\text{Y}^*_{\text{PAAS}} = 0,97 - 1,64$; Group B $\text{Y}/\text{Y}^*_{\text{PAAS}} = 1,42 - 1,64$), while Group C show positive and negative anomalies ($\text{Y}/\text{Y}^*_{\text{PAAS}} = 0,76 - 1,42$). Group A and B display slight convexes REY patterns depleted in LREY, and Group C show large variations of this patterns. From comparisons with other BIFs in the world and in the SJCM, we can interpret that these BIFs were deposited in submarine environments. Apparently Groups A and B are most influenced by hydrothermal vents with very slight sedimentary contribution. Group C show higher detritus contribution than the other two. The high Σ REY of these BIFs and the chemical heterogeneities of Group C can be explained, respectively, by the presence of apatite and

garnet and, thus, confirm magnetite post-events chemical signatures. BIFs as chemical-exhalative sediments can provide information about physicochemical conditions of ancient oceans. Apparently the chemistry of the central MSJC BIFs may preserve the elemental signature of an Archean reclusive sea, in a transitional MORB-Arc tectonic environment. We suggest that the detected BIFs zoning can be a guide for prospecting VMS-type deposits.

RESUMO. Corpos métricos a quilométricos de formações ferríferas bandadas (*Banded Iron Formations*, BIFs) ocorrem na porção central do Maciço São José do Campestre (MSJC), um núcleo arqueano da Província Borborema, Nordeste do Brasil. Estabelecendo contatos com rochas máfico-ultramáficas, calcossilicáticas, olivina mármores e granada gnaisses, as BIFs estão inseridas na Sequência Metavulcanossedimentar Serra Caiada, um possível *greenstone belt* da região. Essas BIFs foram mapeadas e amostradas (escala 1:25.000) numa área de 45 km². Essa associação litológica é metamorfisada a condições de alto grau e deformadas como uma sinclinal. Amostras de BIFs são comumente constituídas de magnetita (45 - 55 %), quartzo (35 - 40 %) e traços de apatita (<1 %), entretanto, foi possível discriminar três grupos de formações ferríferas de acordo com os outros minerais constituintes. O Grupo A é composto por baixos conteúdos de grunerita (2 - 4 %) e o Grupo B tem maior composição modal deste anfibólio (6 - 10 %). O Grupo C mostra uma assembleia mineral mais heterogênea: grunerita (3 - 7 %), hornblenda (2 - 6 %), clinopiroxênio (1 - 5 %), ortopiroxênio (~1%) e granada (~1%). Análises de microsonda eletrônica em cristais de magnetita do Grupo C mostram altos conteúdos elementares de Al, Co, Sn, médios de Cr, Mn, Ni e baixos de Mg, Ti, V, Zn, revelando similaridades químicas limiars a Skarns, a depósitos do tipo IOCG e a BIFs químico-exalativas. As distinções entre os três diferentes grupos de BIF são refletidas na química de rocha total e expressas na cartografia, uma vez que esses grupos estão distribuídos em zonas bem definidas no mapa. O Grupo A mostra os maiores conteúdos de metais base, Σ ETRY com média de 36 ppm, e anomalias positivas de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{PAAS}} = 1,26 - 2,27$). O Grupo B apresenta conteúdos médios de metais base, Σ ETRY médio de 87 ppm e ausência ou diminutas anomalias positivas de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{PAAS}} = 0,92 - 1,22$). O Grupo C apresenta os menores conteúdos de metais base, Σ ETRY médio de 88 ppm e ausência ou suaves anomalias positivas de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{PAAS}} = 0,84 - 1,26$). Em sua maioria, todos grupos mostram reais anomalias negativas de Ce (Grupo A, $\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{PAAS}} = 0,59 - 1,04$; Grupo B, $\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{PAAS}} = 0,62 - 0,89$; Grupo C, $\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{PAAS}} = 0,59 - 1,03$) e os grupos A e B apresentam anomalias positivas de Y (Grupo A, $\text{Y}/\text{Y}^*_{\text{PAAS}} = 0,97 - 1,64$; Grupo B $\text{Y}/\text{Y}^*_{\text{PAAS}} = 1,42 - 1,64$), enquanto que o Grupo C alterna entre anomalias positivas e negativas ($\text{Y}/\text{Y}^*_{\text{PAAS}} = 0,76 - 1,42$). Os grupos A e B dispõem de padrões de ETRY levemente convexos depletados em ETR leves, e o Grupo C mostra variações desses padrões. Por comparações com outras BIFs do mundo e internas ao MSJC, podemos interpretar que essas formações ferríferas foram depositadas em ambientes submarinos. Aparentemente os Grupos A e B são mais influenciados por fumarolas hidrotermais com pouca contribuição sedimentar. O Grupo C mostra as maiores contribuições detríticas. Os altos valores de Σ ETRY e as heterogeneidades químicas do Grupo C podem ser

explicadas, respectivamente, pela presença de apatita e granada e, além disso, confirmar as assinaturas químicas dos cristais de magnetita relacionadas a eventos tardios. BIFs como sedimentos químico-exalativos podem prover informações sobre as condições físico-químicas de oceanos antigos. Aparentemente a química das BIFs da porção central do MSJC preservam quase que totalmente as assinaturas elementares de um oceano arqueano em avançado estágio de fechamento, evidenciando transições entre ambientes de MORB e de Arco. Nós sugerimos que os zoneamentos detectados para as BIFs podem servir como guias prospectivos para depósitos do tipo VMS.

1. INTRODUÇÃO

Formações ferríferas bandadas (FF, ou *Banded Iron Formations*, BIF) são rochas químico-exalativas que podem fornecer informações das condições físico-químicas de oceanos antigos, uma vez que aparentemente guardam, total ou parcialmente, o registro elementar das águas aonde foram precipitadas (Graf 1978; Bau & Dulski 1996; Bekker et al. 2010). Essas rochas tem sua gênese intimamente ligada a distancia em que o ferro pode percorrer a partir da sua fonte (Klein & Beukes 1989), o qual pode ser transportado e depositado pela ação de fumarolas hidrotermais de fundo oceânico. Entende-se que o alcance atingindo por esse elemento depende da natureza do fluido hidrotermal que o carrega (Bau & Dulski 1996). Caso as condições físico-químicas do fluido sejam suficientes para superar o estado redox do oceano o ferro é depositado distalmente em relação às fontes, caso contrário o ferro deposita-se proximal na forma de óxidos e sulfetos (Klein & Beukes 1989).

O tipo de BIF e seus ambientes relacionados com as condições de oxi-redução refletem em determinados padrões de ETRY (elementos terras raras e ítrio) e distintos comportamentos de elementos traços, principalmente no cerne dos metais (Bau & Dulski 1996). Nesse sentido, elementos como Y, Ho, Eu e Ce são comumente utilizados como traçadores geoquímicos para apontar as condições das águas do mar relacionadas ao período de deposição das BIFs (Goldberg 1963; Bau & Dulski 1996; Bau 1999; Akagi et al. 2002; Bolhar et al. 2004; Shields & Webb 2004; Knappe et al. 2005; Alexander et al. 2008; Bekker et al. et al. 2010; Ilouga et al. 2013). Por conseguinte, defende-se que as BIFs guardariam o registro do comportamento geoquímico das águas dos oceanos pretéritos, refletido principalmente nas abundâncias e padrões de ETRY e elementos traços (Ilouga et al. 2013).

Segundo os autores supracitados, anomalias positivas ou negativas de Y e suas relações com o Ho, podem indicar, respectivamente, maiores ou menores contribuições sedimentares. Anomalias de Eu podem estar relacionadas com a temperatura das fumarolas, de modo que sítios deposicionais proximais à fonte hidrotermal refletiriam em anomalias positivas e os distais em anomalias negativas ou positivas de menor intensidade (Bau & Dulski 1996; Kato et al. 2002; Bolhar et al. 2004; Shields & Webb 2004; Klein 2005; Frei et al. 2008; Alexander et al. 2008; Bekker et al. 2010; Figueiredo 2012; Silva Filho 2012). Anomalias de Ce são diretamente proporcionais às condições de oxi-redução das águas oceânicas, de modo

que a oxidação e segregação do Ce^{+3} em Ce^{+4} (mais insolúvel) seria um processo ocorrente em mares arqueanos (Bau & Dulski 1996; Kato et al. 2002; Bolhar et al. 2004; Shields & Webb 2004; Klein 2005; Frei et al. 2008; Alexander et al. 2008; Bekker et al. 2010; Figueiredo 2012; Silva Filho 2012; Ilouga et al. 2013). Outros trabalhos sugerem que as anomalias de Ce, por outro lado, podem ter relação com atividade microbiana e abiótica (Turner 1981; De Baar et al. 1985; Moffet 1990; Koeppenkastrup & DeCarlo 1992), ou podem refletir superposição de processos tais quais metamorfismo, metassomatismo, alterações diagenéticas e intemperismo (Graf 1977; Johannesson et al. 2006; Ilouga et al. 2013). Padrões de ETRY são passíveis de sofrer alterações, acusando por vezes Σ ETRY elevados para BIFs, e isto pode estar relacionado à ocorrência de minerais como apatita, monazita, xenotímio (Ilouga et al. 2013) e granada (Grauch 1989; Nicolescu et al. 1998). Esses minerais podem facilmente incorporar tanto ETRL como ETRP durante eventos metassomáticos ou metamórficos, fazendo com que as características químicas que refletiriam os ambientes marinhos primários sejam alteradas.

Trabalhos recentes e clássicos defendem que BIFs que foram depositadas em plataformas oceânicas, posicionadas mais distantes em relação ao *input* de soluções hidrotermais submarinas, são mais pobres em ferro e associadas a rochas calcárias, calcossilicáticas e siliciclásticas. BIFs de águas profundas, situadas em sítios deposicionais mais próximos às fumarolas, são mais ricas em ferro e associadas a rochas máfico-ultramáficas, podendo conter sulfetos e valores relativamente altos de metais base (Bau & Dulski 1996; Kato et al. 2002; Bolhar et al. 2004; Shields & Webb 2004; Klein 2005; Frei et al. 2008; Alexander et al. 2008; Bekker et al. 2010; Figueiredo 2012; Silva Filho 2012).

O método baseado em petrografia, estudos de ETRY e elementos traços sobre BIFs de uma determinada área ou região é capaz de apontar zoneamentos composicionais atrelados às relações espaciais entre fontes hidrotermais e sítios deposicionais que, eventualmente, podem ser refletidas em mapas geológicos. No cerne científico, a distinção de grupos de BIFs controlados por zoneamentos geoquímicos seria útil para entender melhor o comportamento de fumarolas submarinas antigas, bem como distinguir os mecanismos físico-químicos que controlam sua gênese. Já em termos prospectivos, a definição desses zoneamentos pode servir de guia exploratório uma vez que estaria mapeando e discriminando as principais fontes de minério de ferro do planeta, além de eventualmente indicar as possíveis localizações de fumarolas hidrotermais, importantes sítios mineralizadores de depósitos do tipo VMS (Grenne & Slack 2005). Para assumir e utilizar esse controle prospectivo, entendemos que o geocientista precisa estar certificado de que os padrões elementares detectados reflitam de fato as condições de deposição/precipitação das formações ferríferas.

O estudo executado nesse artigo corrobora o método supracitado a partir do uso de cartografia de semi-detalle em uma área de 45 km². Os nossos principais objetivos são entender se os padrões elementares detectados são compatíveis com depósitos químico-exalativos antigos, e como estão distribuídas espacialmente as formações ferríferas em termos de distância das áreas fontes, composição mineralógica e litoquímica. Além disso, buscamos sugerir em qual contexto geotectônico e metalogenético essas BIFs estão inseridas dentro do

Maciço São José do Campestre (MSJC), constituído principalmente por rochas arqueanas, localizado NE do Brasil (Fig. III.1A).

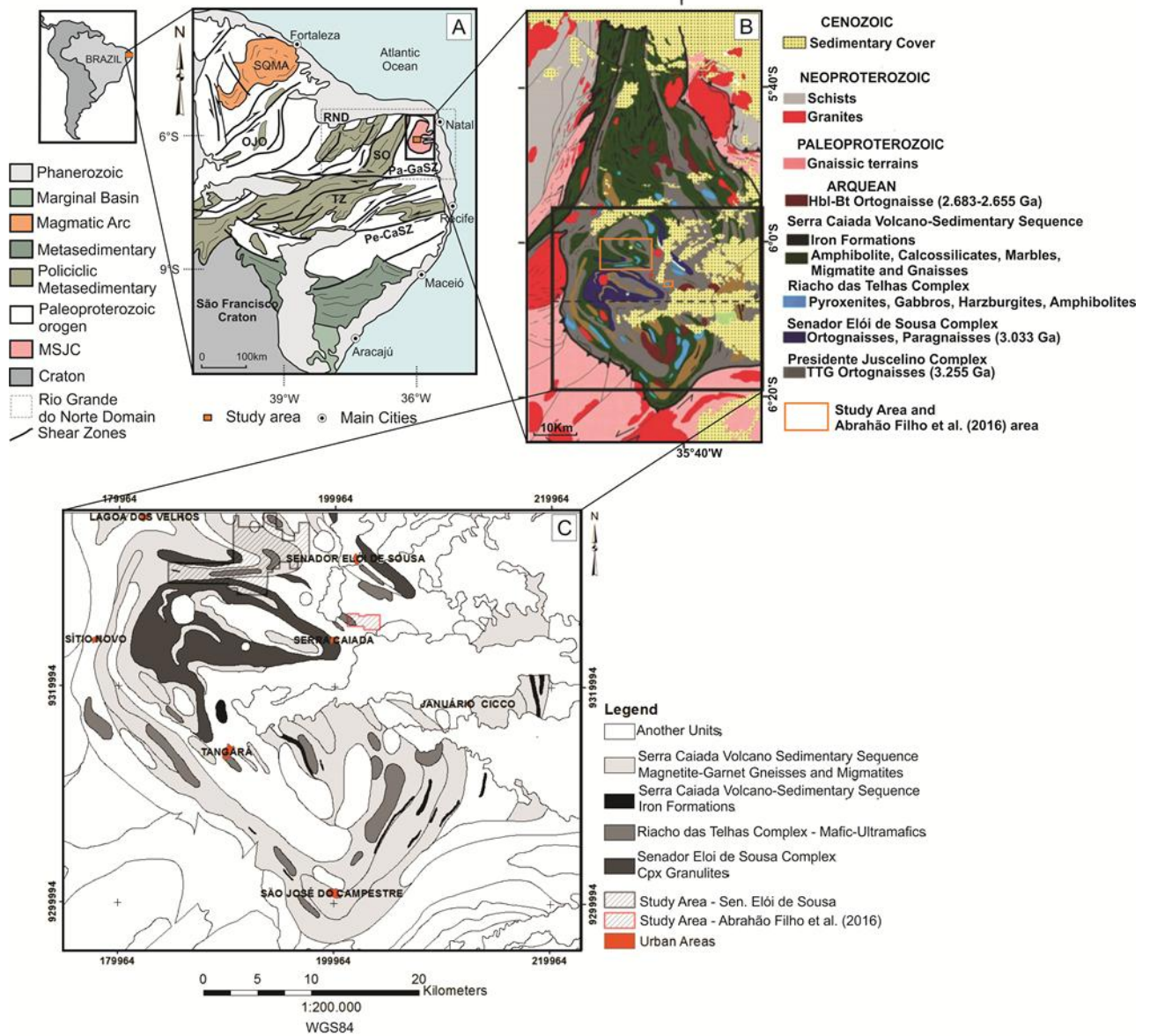


Fig. III.1 - Mapas Regionais referentes à área de trabalho e a sua localização. A. Mapa Geológico Simplificado da PB (modificado de Jardim de Sá 1994 e Brito Neves et al. 2001) e sua localização na América do Sul. Siglas: OJO - Orós-Jaguaribe Orogen, PeSZ - Pernambuco Shear Zone, PaSZ - Patos Shear Zone, RND - Rio Grande do Norte Domain, SO - Seridó Orogen; B. Mapa Geológico do MSJC (modificado de Dantas et al. ,2004); C. Mapa Geológico do Sul do MSJC (modificado de Dantas et al. 2004).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

O MSJC trata-se de um núcleo arqueano circundado por terrenos gnaissico-migmatíticos paleoproterozóicos (Dantas et al. 2004) e está posicionado na porção NE da Província Borborema (PB), mais precisamente interno ao Domínio Rio Grande do Norte, no

Brasil (Almeida et al. 1977, 1981; Brito Neves 1983; Jardim de Sá 1994; Brito Neves et al. 1995; Brito Neves et al. 2000; Brito Neves et al. 2001; Dantas et al. 2004) (Fig. III.1A). O maciço mede aproximadamente 6.000 km² e sua atual posição geográfica-geológica é a porção mais proximal do continente africano na plataforma Sul-Americana. A estruturação do MSJC é desenvolvida em função da atividade tectônica exercida durante o final da orogênese Brasileira, aonde o maciço funcionou como elemento de anteparo (alto do embasamento) na evolução tectono-estrutural das faixas móveis Neoproterozóicas da Província Borborema (Brito Neves 1983; Caby *et al.* 1991; Jardim de Sá, 1994; Brito Neves *et al.* 1995; Brito Neves *et al.* 2000; Brito Neves *et al.* 2001). A Faixa Seridó delimita o bloco crustal do MSJC a oeste, enquanto e os terrenos tectono-estratigráficos da Zona Transversal (ZT) configuram os limites ao sul. A ZT é deformada em caráter dextral pela ação dos lineamentos Patos-Garoa e Pernambuco-Camarões, mega-zonas de cisalhamento que tem suas continuidades mapeadas nas províncias de faixas móveis do noroeste da África.

O MSJC é caracterizado por diferentes eventos magmáticos, cujas idades variam de 3.45 até 2.65 Ga, sendo estas rochas retrabalhadas por eventos de fusão parcial e consequente formação de migmatitos em torno de 2.0 Ga, bem como re-fusão ao redor de 600 Ma (Dantas et al. 2004). Os eventos mais antigos, relacionados aos ortognaisses de Bom Jesus com 3.45 Ga e pelas rochas do Complexo Presidente Juscelino (CPJ, 3.35 - 3.12 Ga), possuem afinidade geoquímica do tipo tonalito-trondjemito-granodiorito (TTG). Rochas granulíticas e gnaisses de alto grau metamórfico do Complexo Senador Elói de Sousa são datados em 3.03 Ga e incluem gnaisses calcossilicáticos, gnaisses granádíferos e anfibolitos paraderivados. Corpos máfico-ultramáficos relacionados ao Complexo Riacho das Telhas (CRT) são intrusivos nesses domínios e englobam piroxenitos, magnetita-cromita piroxenitos, olivina piroxenitos, lherzolitos, wherlitos (Alves de Jesus, 2011), olivina gabros, hornblenda gabros, e anfibolitos (Abrahão Filho et al. 2016).

As BIFs aqui estudadas estão inseridas na Sequência Metavulcanossedimentar Serra Caiada, constituída também por gnaisses quartzo-feldspáticos, cherts, metarenitos, xistos, calcossilicáticas e mámorens, as quais podem se tratar de uma associação litológica típica de um *greenstone belt* na região (Dantas et al. 2013). Essas litologias estão deformadas e metamorizadas em fácies anfibolito alto a granulito e são intrudidas por sucessões de granitos tardios neoarqueanos e brasileiros de composição sienogranítica (Dantas et al. 2004).

A área selecionada para o estudo (escala 1:25.000; Fig. III.2A) é localizada nas proximidades da cidade de Senador Elói de Sousa, no estado do Rio Grande do Norte, 70 km da capital Natal, porção central do MSJC. A razão para escolha da área é o seu potencial metalogenético detectado nas BIFs ricas em ferro que perfazem um reserva inferida de 70 a 100Mt @ 51.76 wt.% de Fe₂O₃. Esses fatores chamaram a atenção do meio acadêmico e empresas Junior de exploração mineral.

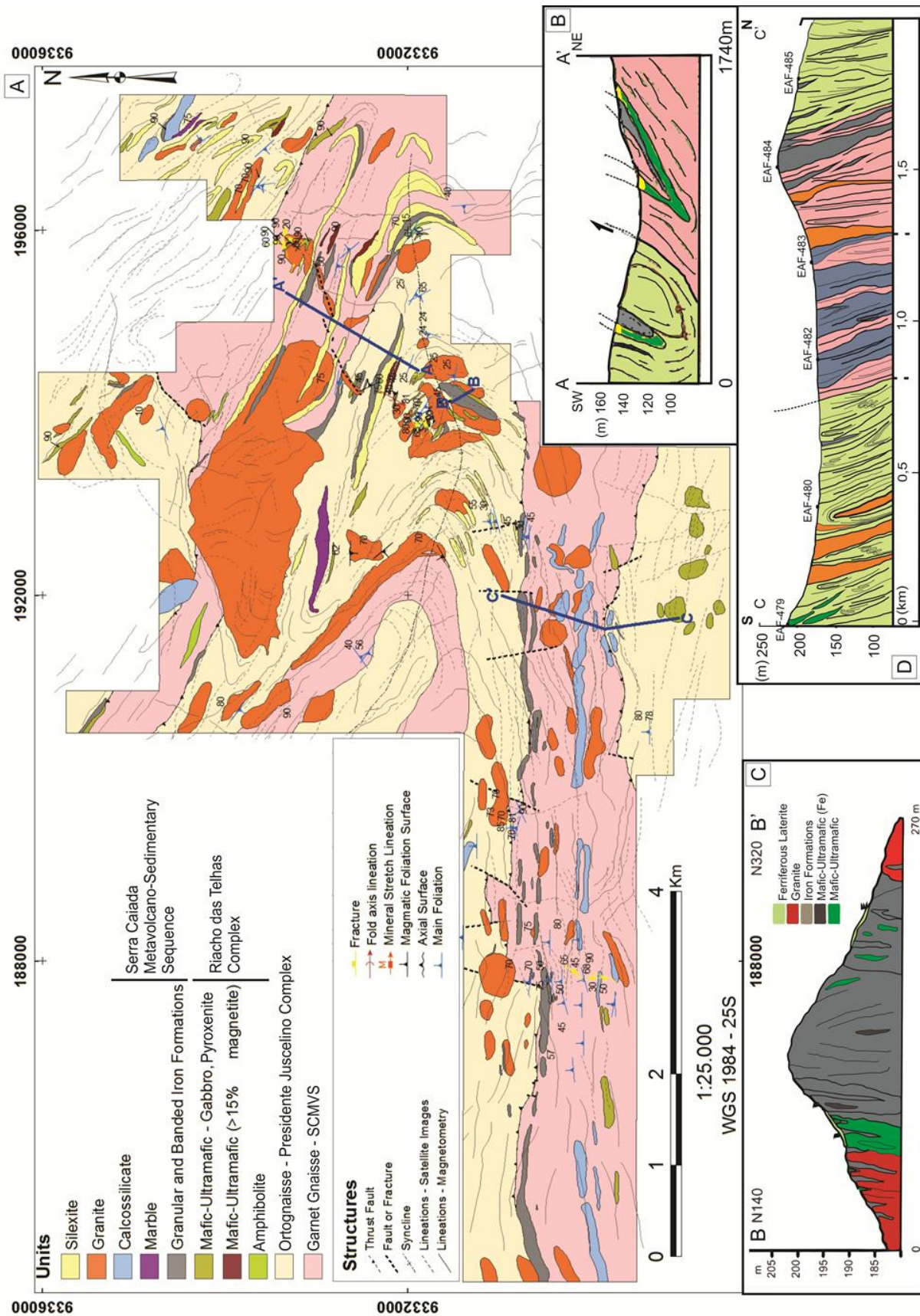


Fig. III.2 - A. Mapa Geológico da área de trabalho; B. Perfil A-A'; C. Perfil B-B'; D. Perfil C-C'. Os perfis estão indicados por linhas e letras azul no mapa. Sigla SCMVS - Serra Caiada Metavolcano-Sedimentary Sequence.

3. MÉTODOS

O trabalho multidisciplinar envolveu diferentes técnicas como mapeamento geológico, estudos petrográficos, de química mineral e geoquímica convencional. Todas as etapas foram executadas nos Laboratórios de Mineralogia, de Microsonda Eletrônica e de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, com exceção das análises de geoquímica convencional realizadas no laboratório *AcmeLabs Commodities Ltd* em Vancouver, Canada.

3.1. Petrografia

Foram confeccionadas e descritas lâminas delgadas coletadas de afloramentos, representativas dos resultados das análises químicas de rocha total. Adicionalmente foram descritas quatro amostras dos trabalhos de Figueiredo (2012) e Silva Filho (2012), dentre as quais TAM-004, TAM-093, TG-058 e TG-094, englobadas na área de trabalho mapeada nesse artigo. As descrições foram executadas em microscópio petrográfico acoplado a uma câmera fotográfica digital.

3.2. Química Mineral

Análises pontuais de química mineral foram executadas sobre cristais de magnetita em seções polidas. Para isso foi utilizada uma microsonda eletrônica modelo JEOL JXA-8230, fazendo uso de uma voltagem de 15 kV e uma corrente de $15 \pm 0,10$ nA, sendo analisados SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Cr_2O_3 , V_2O_3 , MnO , MgO , NiO , ZnO , SnO_2 e CoO .

Os resultados de Química Mineral são apresentados na forma de porcentagem em peso de óxidos, bem como em proporções catiônicas, fórmulas químicas estruturais, componentes moleculares e diagramas de variações químicas. Para isso foram organizadas tabelas no software Excel® (Pacote Office® Windows 7®), atendendo a recomendações, cálculos e fórmulas predefinidas por Deer et al. (1992) para cálculos das fórmulas estruturais e Droop (1987) para a proporção $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$. As classificações utilizadas obedecem às recomendações da IMA, International Mineralogical Association.

As análises gráficas e estatísticas da química mineral da magnetita seguem os trabalhos de Dupuis & Beaudoin (2011), Nadoll et al. (2014) e Chung et al. (2015).

3.3. Geoquímica Convencional

Foram coletadas e analisadas 18 amostras de BIF de superfície e, além disso, as análises das amostras supracitadas de Figueiredo (2012) e Silva Filho (2012) foram também contempladas. O método utilizado na preparação e análise das mesmas consta em submetê-

las à calcinação a 1000°C para perda de voláteis e posterior fusão com metaborato de lítio: os íons de elementos maiores são captados por Fluorescência de Raios-X (FRX) ou por ICP-AES; os elementos menores, traços e terras raras são captados por ICP-MS. Os gráficos utilizados para tratamento de dados foram confeccionados nos softwares Excel ® (Pacote Office® Windows 7®), Petrograph (Petrelli 2007) e Coreal Draw X7®.

4. ASPECTOS GEOLÓGICO-ESTRUTURAIIS

O mapeamento geológico permitiu identificar corpos de BIF em formatos elípticos e lenticulares, seccionados, de comprimento e largura variando respectivamente da ordem de 700 metros e 130 metros máximos para os maiores corpos, e de 55 metros e 20 metros máximos para os menores, cobrindo no total uma área de cerca de 1,12 km² (Figs. III.2A e III.3). Derivam relevos acentuados que formam morros de vertentes médias a suaves, com cristas orientadas seguindo a morfologia e eixo maior dos corpos. Essas elevações apresentam desníveis de 30 metros médios desde o sopé até o ponto mais alto (Fig. III.2D). Infere-se que em termos de tonelagem a área mapeada na região de Senador Elói de Sousa tenha entre 70 e 100 Mt de BIFs.

As formações ferríferas mapeadas são proximais ou estabelecem contato com rochas máfico-ultramáficas como gabros, piroxenitos e websteritos, grupos de calcossilicáticas de origem sedimentar e metassomática, e mármore impuros a olivina e magnetita. Essa assembleia litológica é embasada por ortognaisses do tipo TTG e granada gnaisses, sendo intrudida e truncada por uma expressiva quantidade de corpos e veios graníticos e capeada por silixitos de derivação intempérica (Fig. III.2).

Na porção meridional da área de trabalho a superfície principal que controla a atitude dos bandamentos e foliações (Sn) apresenta strike variando entre N80 e N100, mergulhando com médios a altos ângulos preferencialmente para norte (Figs. III.2A e III.2D). Na porção setentrional, a Sn varia entre N120 e N160, mergulhando de 30° a 85° principalmente para sudoeste (Figs. III.2A e III.2B). O setor central do mapa é marcado por inflexões nas Sn em atitudes subverticais com strike variando entre N20, N0 e N170 (Fig. III.2A), as quais configuram charneiras de dobras deitadas e fechadas observáveis em escala de afloramento, apresentando planos axiais orientados N110-N120 com mergulhos de 60° a 70° para SSW. As lineações de estiramento mineral são de alto rake, preferencialmente dip-slip, com componente oblíquo de fraca intensidade. Os minerais que edificam as estruturas planares e lineares são representados por quartzo, feldspatos, magnetita, hornblenda, grunerita, piroxênios e biotita, de modo que essas estruturas são principalmente realçadas em gnaisses, formações ferríferas e em algumas máfico-ultramáficas e calcossilicáticas. As fraturas mais comuns são perpendiculares à Sn, sendo que famílias secundárias parasitam os planos dúcteis principais. A análise de imagens de satélite e geofísicas permite identificar, a partir de lineamentos

estruturais e anomalias magnéticas (Fig. III.3), as mesmas famílias de estruturas apontadas em campo.

Dessa maneira, na área de trabalho fora definida uma mega-estrutura representada por uma sinclinal deitada, fechada, e por outras dobras menores da mesma natureza, as quais contemplam toda a área mapeada (Figs. III.2 e III.3). Os planos axiais tem orientação preferencial N120 mergulhando para SSW, com linha de charneira de aproximadamente 45° e caimento para ESE (Figs. III.2 e III.3). As melhores e maiores exposições de corpos de BIFs concentram-se no flanco sul da mega-estrutura, principalmente posicionadas nas transições ou no contato entre ortognaisses e granada gnaisses e relativamente próximas a granitos e rochas máfico-ultramáficas (Fig. III.2).

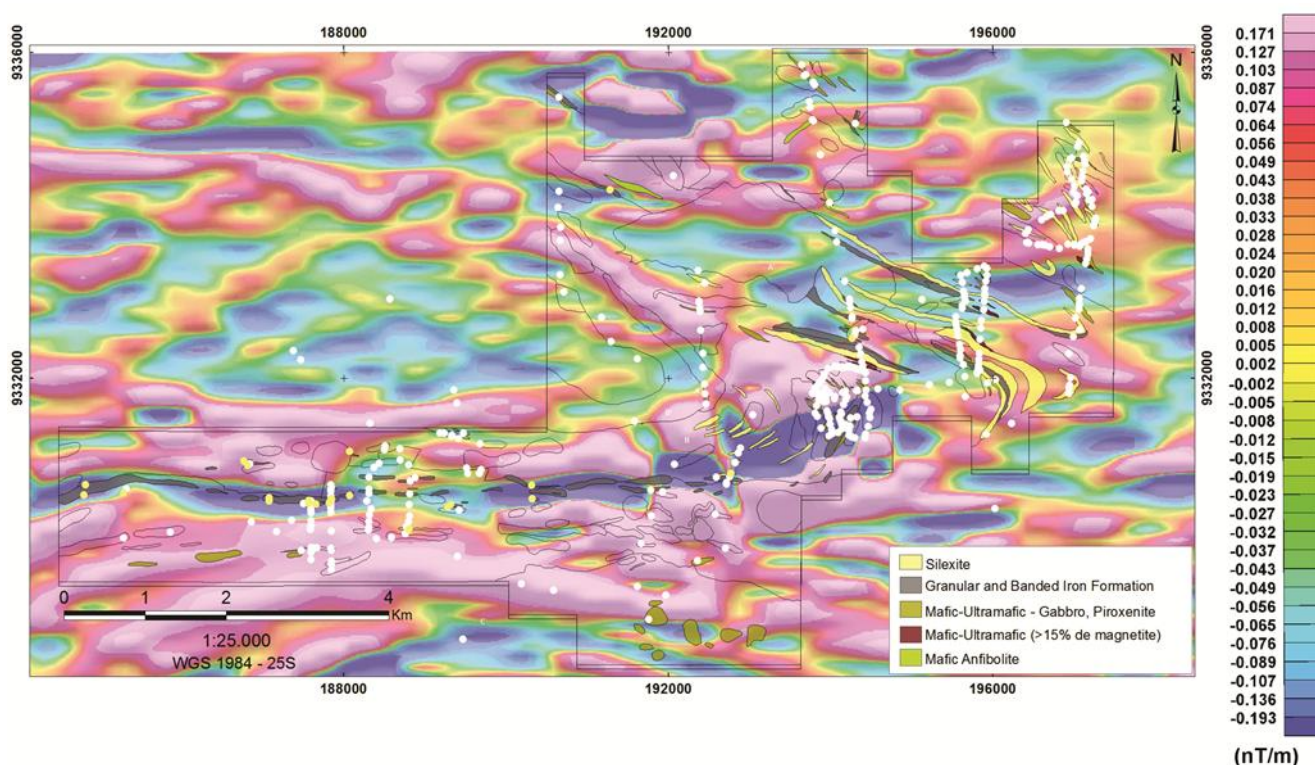


Fig. III.3 - Contornos cartográficos de silixitos, formação ferrífera, máfico-ultramáficas e anfibolitos, sobrepostos em imagem geofísica magnética de primeira derivada (CPRM 2004). Altos magnéticos tendem ao rosa e ao vermelho, e baixos a tonalidades amarelas e azuis (v. escala de nT/m à direita). Notar anomalias e contrastes magnéticos realçando as estruturas e litologias como formações ferríferas e máfico-ultramáficas. Os círculos indicam pontos geológicos, sendo que os amarelos são os pontos amostrados.

5. PETROGRAFIA DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS

Foi possível separar três grupos distintos de BIF na região de Senador Elói de Sousa no MSJC. Em escala de afloramento as formações ferríferas são idênticas e apresentam alternância de bandamentos magnetíticos e quartzosos, centimétricos a milimétricos, com continuidade lateral (Figs. III.4A e III.4B). Termos granoblásticos (Figs. III.4C, III.4D, III.4H e III.4G) e bandados (Figs. III.4B, III.4E e III.4G) são indivisos na cartografia e detectados apenas ao microscópio, constituindo fácies texturais comuns aos três grupos indiscriminadamente.

Os grupos apresentam magnetita (45 - 55%) e quartzo (35 - 40%) como minerais principais, e o que os diferencia é o restante do conteúdo mineral. O Grupo A contém pequenas percentagens de grunerita (2 - 4%) e o Grupo B é constituído por maiores percentagens modais desse anfibólio (6 - 10%). O Grupo C é composto por grunerita (3 - 7%), hornblenda (2 - 6%), clinopiroxênio (1 - 5%), ortopiroxênio (~1%) e granada (~1%). Todos os grupos de BIFs contêm amostras com traços de apatita (<1%) (Fig. III.4F).

A magnetita é encontrada basicamente de duas maneiras: principalmente fazendo parte da trama da rocha ou como inclusões nos cristais de silicatos (Fig. III.4E). Quando componente da trama, formam cristais majoritariamente euédricos, corriqueiramente com oito faces, em dimensões que variam de 0,2 a 2 milímetros, podendo atingir em alguns casos ordens de centímetros (Fig. III.4). Quando inclusos aos cristais de piroxênio e anfibólio, os cristais de magnetita atingem no máximo 0,1 mm de eixo maior sendo anédricos a subédricos, frequentemente mostrando-se isolados, mas podendo nuclear aglomerados. Ao estudo com luz refletida a magnetita apresenta nível de alteração intermediário, evidencia oxidação e contém textura treliça típica de martitização: transformação da magnetita em hematita obedecendo a planos de clivagem e de fraturas (Fig. III.4H). Mesmo quando em aglomerados é possível observar que os cristais de magnetita são nucleados isoladamente e formam contatos retos entre si.

Os cristais de quartzo raramente ultrapassam 3 milímetros, são euédricos a subédricos, apresentam extinção ondulante e formam contatos retos entre si e levemente irregulares com a magnetita, nesses casos providos de reentrâncias e eventuais embaixamentos (Figs. III.4C e III.4D). Constitui agregados granoblásticos, às vezes em tramas mosaiculares orientadas de acordo com o bandamento. Localmente o quartzo mostra-se poiquiloblástico, contendo inclusões de grunerita e magnetita.

Cristais de grunerita, hornblenda, clinopiroxênio e ortopiroxênio são subédricos e chegam a atingir 2 mm (Figs. III.4C e III.4E). São na maioria das vezes granoblásticos, ocasionalmente ocorrendo em aglomerados, formando contatos retos com os cristais de quartzo e retos a curvilíneos com os de magnetita. Os anfibólios podem apresentar-se estirados de acordo com o bandamento com fissuras e clivagens preenchidas por magnetita. O clinopiroxênio trata-se possivelmente da hedenbergita ou da clinoferrosilita e o ortopiroxênio da ferrosilita e, quando orientados, encontram-se oblíquos ou paralelos ao bandamento.

A granada (Fig. III.4G) é representada por cristais anédricos, intergranulares, localmente em contatos curvilíneos com magnetita, quartzo e grunerita. Apresentam cristais que atingem no máximo 0,5 mm. A apatita (Fig. III.4F) apresenta-se como cristais da ordem de 0,01 mm, euédricos, geralmente associados com contatos curvilíneos com o quartzo.

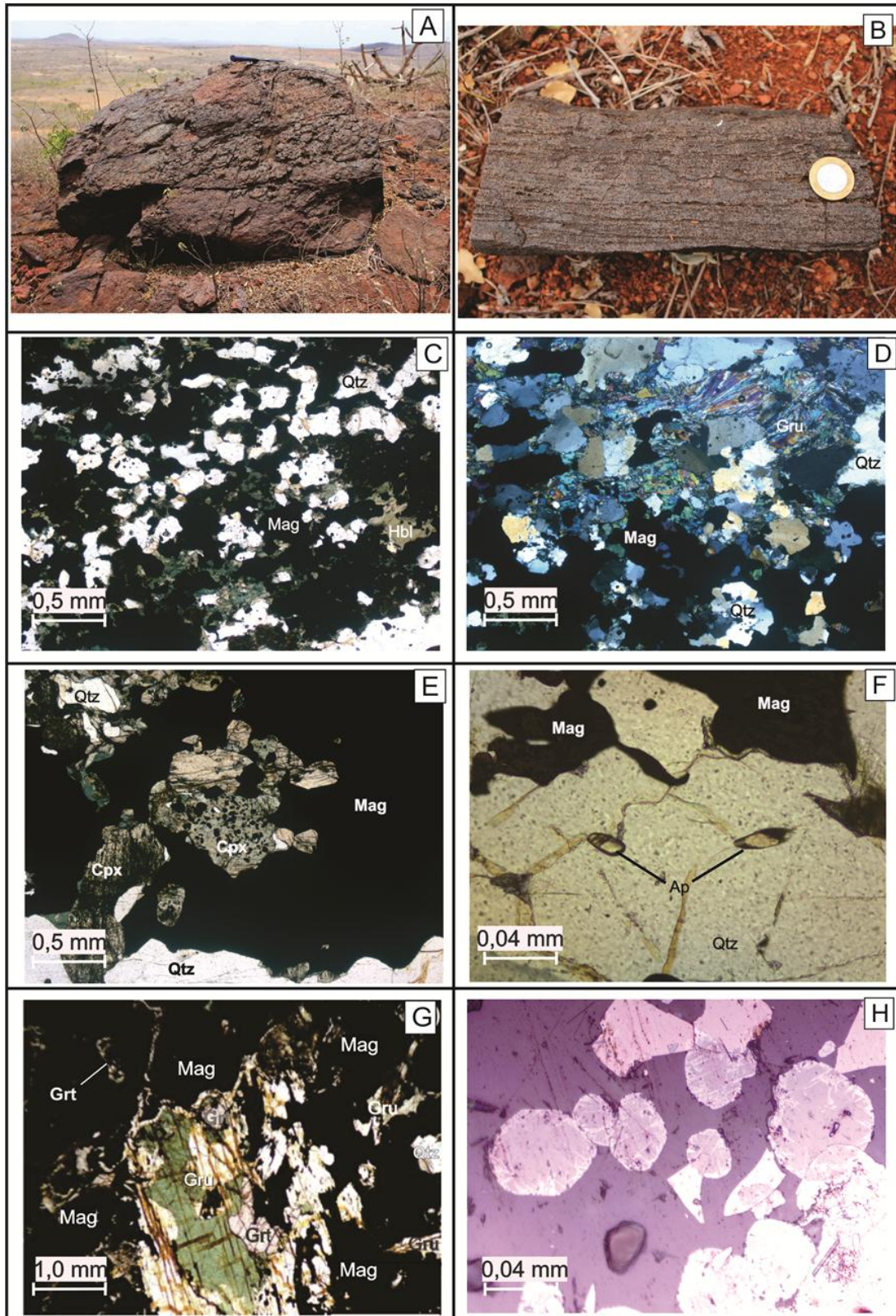


Fig. III.4 - Fotografias: **A.** Afloramento de BIF, ponto EAF-484; **B.** Detalhe de BIF, ponto EAF-442. Fotomicrografias: **C.** GIF com hornblenda e cristais de magnetita inclusos e não inclusos aos silicatos, amostra EAF-100; **D.** GIF com grunerita, EAF-314; **E.** BIF com clinopiroxênio englobado por banda magnetítica, contendo cristais euédricos de magnetita como inclusões, amostra EAF-098; **F.** Pequenos cristais de apatita em GIF, EAF-314; **G.** BIF com granada e grunerita, amostra EAF-521; **H.** Cristais de magnetita com texturas treliça de transformação em hematita (martitização) em GIF, TG-058. **C., E., F.** e **G.** sob luz polarizada e nicóis descruzados. **D.** sob luz polarizada e nicóis cruzados. **H.** sob luz refletida. Abreviações: Ap - Apatita, Cpx - clinopiroxênio, Grt - granada, Gru - grunerita, Hbl - hornblenda, Mag - magnetita, Qtz - quartzo.

6. QUÍMICA MINERAL DA MAGNETITA

Ao todo foram analisados 24 cristais de magnetita distribuídos em três amostras de BIF tais quais TAM-093, TAM-004 e TG-058. Os resultados analíticos da química mineral para os óxidos contemplados nos cristais de magnetita estão resumidos nas tabelas III.1 a III.4. A partir desses resultados derivaram-se estudos estatísticos resumidos para elementos como V, Ti, Cr, Co, Ni, Mg, Al, Zn, Sn e Mn (Tabela III.4).

Comparados à análises de outros cristais de magnetita (Nadoll et al. 2014), no geral, os cristais de magnetita das amostras analisadas contém altos Al (471 - 22715 ppm, média de 3515 ppm), Co (0 - 1350 ppm, média de 549 ppm), Sn (0 - 3007 ppm, média de 727 ppm), moderados Cr (0 - 574 ppm, média de 217 ppm), Mn (0 - 2416, média de 514 ppm), Ni (0 - 612 ppm, média 87 ppm) e baixos Mg (0 - 820 ppm, média de 158 ppm), Ti (0 - 1822 ppm, média de 449 ppm), V (0 - 213 ppm, média de 51 ppm), Zn (0 - 1791 ppm, média de 328 ppm), aproximando quimicamente as magnetitas das BIFs de Senador Elói de Sousa com as do tipo Skarn. A análise do gráfico da Fig. III.5A mostra que os cristais de magnetita estão plotados principalmente nos campos de Skarn e, subordinadamente, posicionadas nos campos de IOCG, proximais aos campos de BIF. Pela Fig. III.5B, é possível perceber que os cristais de magnetita das rochas de Serra Caiada ocupam campos que formam intersecções com cristais de magnetita alterados por hidrotermalismo (campo *altered*, Chung et al. 2015), também refletindo posições intermediárias entre campos de magnetita magmática.

Os cristais analisados em todas as amostras evidenciam conteúdos médios de $\text{FeO}_{(t)}$ similares, oscilando entre 92% e 93%. A amostra TG-058 mostra os cristais de magnetita com os mais elevados conteúdos químicos médios para a maioria dos elementos analisados, quando comparados aos cristais de outras amostras. A amostra TAM-093 contém cristais de magnetita relativamente enriquecidos em Co, Ni e Zn, enquanto que na TAM-004 o conteúdo químico desses minerais não apresenta destaque em nenhum elemento.

É possível notar que os valores do parâmetro 0.95 para os elementos analisados são responsáveis pela similaridade gráfica encontrada entre os diagramas de radar feitos para os cristais de magnetita das BIFs (Fig. III.6). A única diferença detectada está apenas para a amostra TG-058, onde se observa um enriquecimento acentuado em Al (Fig. III.6C). Esses diagramas denotam também equivalências entre as BIFs de Senador Elói de Sousa e amostras de piroxenitito ferrífero e de BIFs das imediações de Serra Caiada (Abrahão Filho et al. 2016), porção central do MSJC (Fig. III.6). As amostras TAM-093 e TAM-004 apresentam cristais de magnetita graficamente similares às amostras F1-02 e EAF-026 de piroxenitito e formação ferrífera (Tabela III.4; Abrahão Filho et al. 2016), respectivamente. Já os cristais de magnetita da amostra TG-058 são quimicamente similares aos da amostra F5-02, de formação ferrífera (Tabela III.4; Abrahão Filho et al. 2016).

Tabela III.1 - Resultados analíticos de microsonda eletrônica para cristais de magnetita da amostra TG-058 de formação ferrífera.

Rock Tipe	Iron Formation									
Sample	TG-058									
Mineral	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite
SiO ₂	0.076	0.148	0.115	0.105	0.146	0.112	0.048	0.077	0.103	0.105
TiO ₂	0.092	0.179	0.154	0.17	0.129	0.026	0.304	0.14	-	0.02
Al ₂ O ₃	4.291	0.393	0.501	0.488	0.424	0.457	2.791	2.454	0.506	0.446
FeO	90.93	94.517	94.139	94.13	94.261	94.014	91.161	92.011	94.317	93.632
MnO	0.312	0.034	0.108	0.139	0.091	0.05	0.177	0.177	0.09	0.049
MgO	0.136	-	-	-	0.025	0.009	0.105	0.07	-	-
Cr ₂ O ₃	0.051	0.052	-	0.052	0.084	0.044	0.058	0.018	0.043	0.018
V ₂ O ₃	0.01	-	-	0.012	0.013	0.038	0.013	-	0.023	0.011
ZnO	0.014	-	0.045	0.038	0.027	-	0.153	-	-	-
NiO	-	-	0.06	-	-	-	0.013	-	-	-
CoO	0.054	-	0.016	0.016	-	0.142	0.117	0.141	0.079	0.143
(OH)	4.035	4.678	4.711	4.663	4.655	4.916	5.06	4.531	4.796	5.575
Total	100.00	100.00	99.85	99.81	99.86	99.81	100.00	99.62	99.96	100.00
Fe ₂ O ₃	65.32	69.33	69.25	69.20	69.27	69.31	66.04	66.89	69.54	69.06
FeO	32.16	32.13	31.83	31.87	31.93	31.65	31.74	31.83	31.75	31.50

Structural Formula calculated on the basis of 32 oxygens											
<i>M</i>	Si	0.003	0.006	0.004	0.004	0.005	0.004	0.002	0.003	0.004	0.004
	Ti	0.003	0.005	0.004	0.005	0.004	0.001	0.009	0.004	-	0.001
	Al ₂	0.185	0.017	0.022	0.022	0.019	0.020	0.123	0.108	0.022	0.020
	Cr	0.001	0.002	-	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001
	Fe ³⁺	1.802	1.960	1.960	1.959	1.960	1.967	1.854	1.878	1.968	1.970
	Mg	0.005	-	-	-	0.001	0.001	0.006	0.004	-	-
	Fe ²⁺	-	0.011	0.007	0.009	0.008	0.004	0.004	0.003	0.004	0.005
<i>T</i>	Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Mg	0.002	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Fe ²⁺	0.986	0.999	0.995	0.994	0.996	0.994	0.987	0.990	0.995	0.994
	Mn	0.010	0.001	0.003	0.004	0.003	0.002	0.006	0.006	0.003	0.002
	Zn	0.000	-	0.001	0.001	0.001	-	0.004	-	-	-
	Co	0.002	-	-	-	-	0.004	0.004	0.004	0.002	0.004

Final Members										
% Magnetite	90.30	98.73	98.46	98.40	98.68	98.76	93.44	94.24	98.63	98.85
% Ulvospinel	0.129	0.255	0.220	0.243	0.184	0.037	0.433	0.198	-	0.029
% Cromite	0.075	0.078	-	0.078	0.126	0.066	0.087	0.027	0.064	0.027
% Hercinite	8.600	0.877	0.995	0.985	0.732	0.971	5.205	5.054	1.127	1.001
% Gahnite	0.019	-	0.063	0.053	0.038	-	0.214	-	-	-
Spinel	0.377	-	-	-	0.071	0.025	0.296	0.197	-	-
% Jacobsite	0.491	0.055	0.174	0.223	0.146	0.080	0.284	0.282	0.144	0.079
% Coulsonite	0.015	-	-	0.018	0.020	0.058	0.020	-	0.035	0.017
% Trevorite	-	-	0.092	-	-	-	0.020	-	-	-
Sum	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Tabela III.2 - Resultados analíticos de microsonda eletrônica para cristais de magnetita da amostra TAM-093 de formação ferrífera

Rock Type		Iron Formation						
Sample		TAM-093						
Mineral	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	
SiO ₂	0.4	0.172	0.159	0.17	0.252	0.482	0.427	
TiO ₂	-	-	0.115	-	0.164	0.029	-	
Al ₂ O ₃	0.112	0.126	0.089	0.137	0.108	0.107	0.122	
FeO	92.864	94.733	94.597	90.424	92.615	89.533	91.042	
MnO	0.03	-	-	0.045	0.065	0.05	0.061	
MgO	-	-	0.023	-	0.023	-	0.02	
Cr ₂ O ₃	0.052	-	0.033	0.066	-	-	0.007	
V ₂ O ₃	-	0.02	-	-	-	0.018	0.001	
ZnO	-	0.051	0.223	0.193	0.021	-	-	
NiO	-	0.037	0.016	-	0.013	-	0.078	
CoO	0.178	0.055	-	0.098	0.184	0.04	0.045	
(OH)	6.273	4.536	4.634	8.817	6.555	9.741	8.195	
Total	99.91	99.73	99.89	99.95	100.00	100.00	100.00	
Fe ₂ O ₃	68.17	69.91	69.79	66.83	68.13	65.45	66.79	
FeO	31.53	31.83	31.81	30.29	31.31	30.64	30.94	
Structural Formula calculated on the basis of 32 oxygens								
<i>M</i>	Si	0.015	0.006	0.006	0.007	0.010	0.019	0.017
	Ti	0.000	0.000	0.003	0.000	0.005	0.001	0.000
	Al ₂	-	-	-	-	-	-	-
	Cr	-	-	-	-	-	-	-
	Fe ³⁺	2	1.981	2	2	2	2	2
	Mg	-	-	-	-	-	-	-
	Fe ²⁺	-	-	-	-	-	-	-
<i>T</i>	Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-
	Mg	-	-	-	-	-	-	-
	Fe ²⁺	0.994	0.997	0.994	0.990	0.992	0.997	0.997
	Mn	0.001	-	-	0.001	0.002	0.002	0.002
	Zn	-	0.001	0.006	0.006	0.001	-	-
	Co	-	-	-	-	-	-	-
Final Members								
% Magnetite	99.61	99.70	99.39	99.54	99.48	99.59	99.53	
% Ulvospinel	-	-	0.164	-	0.240	0.044	-	
% Cromite	0.080	-	-	-	-	-	-	
% Hercinite	0.257	0.139	0.000	-	0.054	0.255	0.167	
% Gahnite	-	-	0.312	-	0.030	-	-	
Spinel	-	-	0.065	-	0.067	0.000	0.059	
% Jacobsite	0.049	-	-	0.076	0.107	0.086	0.103	
% Coulsonite	-	0.030	-	-	-	0.029	0.002	
% Trevorite	-	0.056	0.024	-	0.020	-	0.125	
Sum	100	100	100	100	100	100	100	

Tabela III.3 - Resultados analíticos de microsonda eletrônica para cristais de magnetita da amostra TAM-004 de formação ferrífera

Rock Tipe		Iron Formation						
Sample		TAM-004						
Mineral	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	
SiO ₂	0.223	0.543	0.345	0.344	0.369	0.204	0.214	
TiO ₂	0.024	-	-	0.096	0.059	-	0.097	
Al ₂ O ₃	0.364	0.372	0.314	0.364	0.305	0.32	0.346	
FeO	93.039	90.682	91.793	91.651	91.168	92.777	93.01	
MnO	0.026	0.067	0.022	-	-	-	-	
MgO	-	0.06	0.015	0.02	0.051	0.033	0.041	
Cr ₂ O ₃	0.03	0.02	0.026	0.066	-	0.025	0.018	
V ₂ O ₃	-	0.005	0.02	0.002	0.035	-	-	
ZnO	0.076	0.108	-	-	-	0.031	-	
NiO	0.045	-	-	0.005	-	-	-	
CoO	0.047	0.05	0.023	0.127	0.017	0.137	0.085	
(OH)	6.045	8.093	7.298	7.325	7.994	6.156	6.131	
Total	99.92	100.00	99.86	100.00	100.00	99.68	99.94	
Fe ₂ O ₃	68.44	66.26	67.27	67.08	66.73	68.37	68.33	
FeO	31.46	31.06	31.26	31.30	31.13	31.26	31.53	
Structural Formula calculated on the basis of 32 oxygens								
<i>M</i>	Si	0.009	0.021	0.013	0.013	0.014	0.008	0.008
	Ti	0.001	-	-	0.003	0.002	0.000	0.003
	Al ₂	-	0.017	-	0.017	0.014	0.014	0.016
	Cr	-	0.001	-	0.002	-	0.001	0.001
	Fe ³⁺	2	1.940	2	1.949	1.953	1.969	1.962
	Mg	-	0.003	-	0.001	0.003	0.002	0.002
	Fe ²⁺	-	0.018	-	0.015	0.013	0.006	0.009
<i>T</i>	Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-
	Mg	-	-	-	-	-	-	-
	Fe ²⁺	1	0.993	0.999	0.996	0.999	0.995	0.997
	Mn	0.001	0.002	0.001	-	-	-	-
	Zn	0.002	0.003	-	-	-	0.001	-
	Co	-	-	-	0.004	0.001	0.004	0.003
	Co	-	-	-	-	-	-	-
Final Members								
% Magnetite	99.09	99.31	99.21	98.96	99.30	99.37	99.16	
% Ulvospinel	0.035	-	-	0.142	0.088	-	0.141	
% Cromite	-	-	0.040	0.102	-	0.038	0.027	
% Hercinite	0.611	0.200	0.638	0.724	0.410	0.450	0.551	
% Gahnite	0.108	0.159	-	-	-	0.044	-	
Spinel	-	0.179	0.044	0.058	0.150	0.095	0.118	
% Jacobsite	0.042	0.113	0.037	-	-	-	-	
% Coulsonite	-	0.008	0.031	0.003	0.055	-	-	
% Trevorite	0.070	-	-	0.008	-	-	-	
Sum	100	100	100	100	100	100	100	

TAM-093 - Iron Formation						TAM-004 - Iron Formation						TG-58 - Iron Formation					
Samples	Med	Min	Max	0.95		Samples	Med	Min	Max	0.95		Samples	Med	Min	Max	0.95	
Mg ppm	56.9	0	138.7	65.8		7	189.6	0	361.9	117.9		10	208.1	0	820.3	219.2	
Al ppm	605.8	471.1	725.3	76.1		7	1803.7	1614.6	1969.3	134.2		10	6750.1	2080.5	22715.7	5273.5	
Ti ppm	263.8	0	983.2	374.8		7	236.4	0	581.5	245.9		10	727.8	0	1822.5	392.7	
V ppm	31.2	0	112.0	47.7		7	49.6	0	196.1	70.3		10	67.2	0	212.9	47.0	
Cr ppm	154.5	0	451.7	175.9		7	180.9	0	451.7	126.4		10	287.5	0	574.9	117.9	
Mn ppm	277.7	0	503.5	193.4		7	127.3	0	519.0	179.3		10	950.4	263.4	2416.7	463.1	
Co ppm	629.3	0	1351.0	483.1		7	509.8	124.8	1005.9	326.9		10	519.8	0	1049.9	321.5	
Ni ppm	161.7	0	613.0	208.0		7	56.1	0	353.6	122.1		10	57.4	0	471.5	106.6	
Zn ppm	560.0	0	1791.5	717.8		7	246.7	0	867.6	329.4		10	222.5	0	1229.1	271.8	
Sn ppm	583.8	0	2126.0	710.7		7	676.0	0	2496.1	839.1		10	864.6	0	3007.9	708.6	
Si ppm	1377.1	743.3	2253.4	597.3		7	1497.4	953.7	2538.6	521.9		10	483.9	224.4	691.9	103.0	

EAF-026 - Clinoferrossilite-ferrosillite Iron Formation						F1-02 - Olivine-Magnetite Clinopyroxenite						F5-02 - Clinoferrossilite-ferrosillite Iron Formation					
#	Med	Min	Max	0.95		#	Med	Min	Max	0.95		#	Med	Min	Max	0.95	
Mg ppm	105.1	0	277.4	114.7		9	186.3	0	880.6	212.7		6	715.7	0	3733.4	1555.0	
Al ppm	1963.2	1424.0	2604.6	355.0		9	2531.6	1249.3	3351.0	442.2		6	9268.6	1837.0	42927.5	17313.8	
Ti ppm	157.6	0	527.6	177.5		9	502.3	0	1510.8	385.3		6	1090.1	0	2524.0	1256.3	
V ppm	167.2	0	324.9	108.1		9	78.4	0	196.1	48.3		6	102.7	0	190.5	86.1	
Cr ppm	125.2	0	328.5	136.0		9	206.9	0	787.1	231.0		6	233.9	0	622.9	318.4	
Mn ppm	929.5	62	1688.6	557.7		9	276.3	0	704.9	207.7		6	1241.9	309.8	3640.6	1317.3	
Co ppm	679.7	0	1644.6	473.8		9	548.2	0.0	1417.0	342.5		6	478.5	7	837.0	304.5	
Ni ppm	113.4	0	479.4	161.9		9	172.9	0	534.4	152.2		6	275.0	0	471.5	189.4	
Zn ppm	257.1	0	883.7	371.0		9	362.4	0	1887.9	506.0		6	681.5	0	2900.1	1177.5	
Sn ppm	494.9	0	2370.1	801.9		9	645.7	0	3795.3	949.8		6	1242.8	0	2535.4	1147.3	

Tabela III.4 - Estatística resumida baseada nas análises de microsonda eletrônica para cristais de magnetita nas amostras selecionadas na área de trabalho: TAM-093, TAM-004 e TG-058. A análise estatística das amostras EAF-026, F1-02 e F5-02 foram feitas a partir dos dados apresentados em Abrahão Filho et al. (2016), nas rochas piroxeníticas e formações ferríferas das imediações de Serra Catalada.

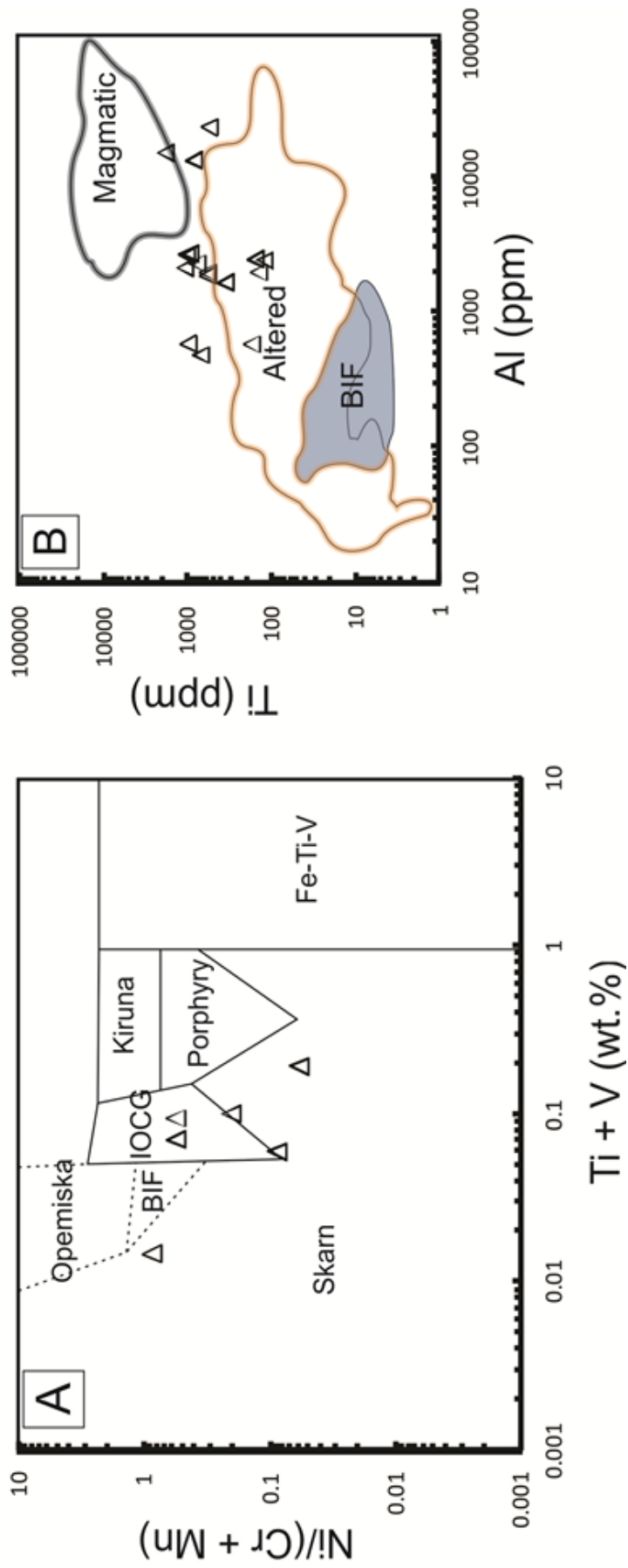


Fig. III.5 - A. Diagrama binário discriminante de Ti+V versus $Ni/(Cr+Mn)$, para composição de magnetita em depósitos do tipo Opemiská, BIF, IOCG, Skarn, Kiruna, Porphyry e Fe-Ti-V (Dupuis & Beaudoin, 2011). As análises dos cristais de magnetita das amostras de formações ferríferas da área de trabalho (TAM-093, TAM-004 e TG-058) estão posicionadas internas e nas imediações dos campos de Skarn e IOCG; B. Diagrama binário de Ti versus Al para os cristais de magnetita analisados. Os campos na figura são extraídos de Chung et al. (2015) e mostram as composições de magnetitas de formações ferríferas bandadas químico-exalativas (BIF), de magnetitas alteradas por hidrotermalismo (altered) e de magnetitas magmáticas (magmatic). Os cristais de magnetita da área de trabalho estão principalmente plotados sobre ou nas imediações dos campos de magnetita hidrotermal.

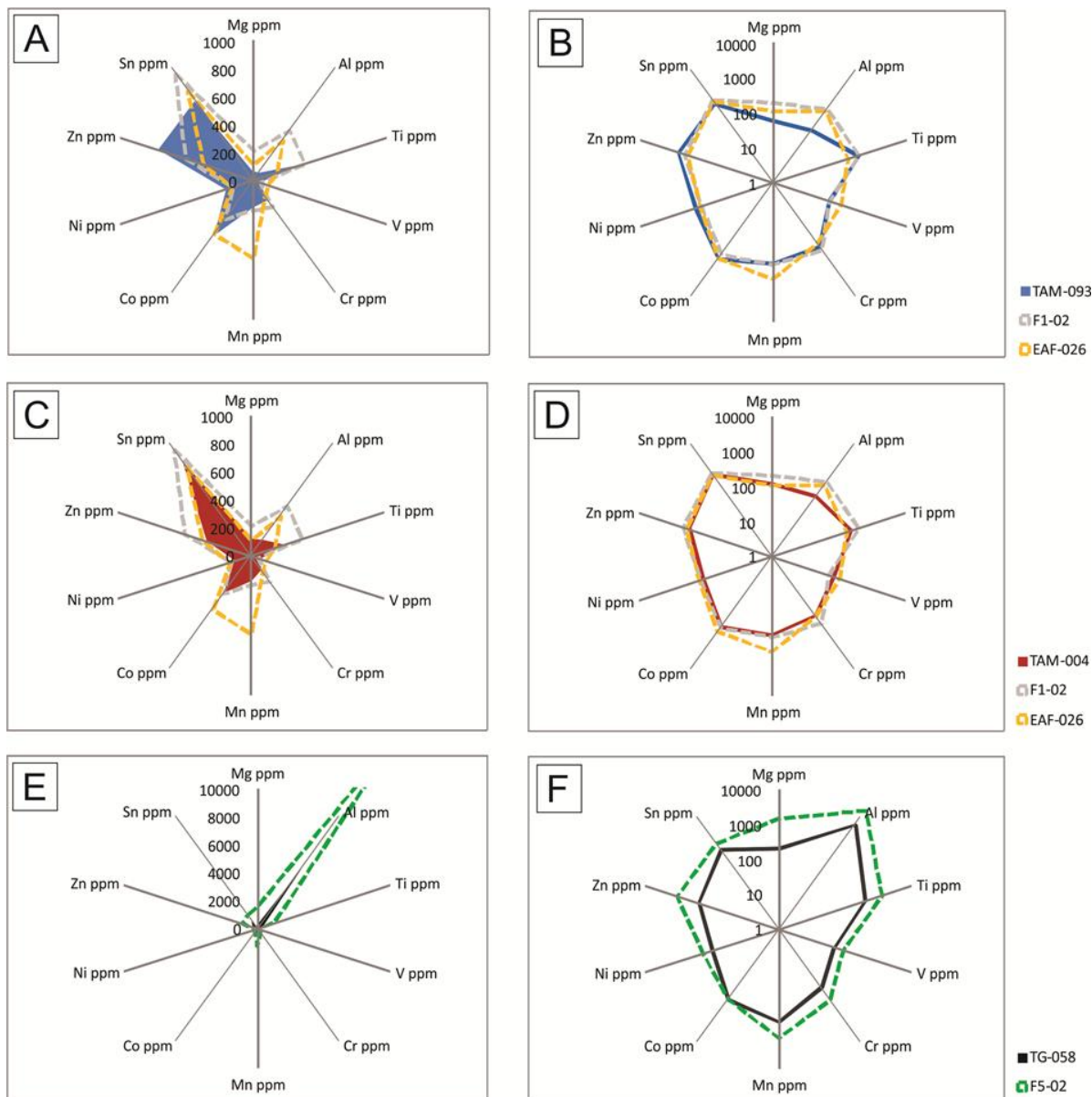


Fig. III.6 - Gráficos em radar mostrando concentrações em ppm dos elementos dos intervalos de confiança (parâmetro 0.95, Tabela III.4) analisados para magnetítica em formações ferríferas da área de trabalho. As curvas tracejadas são de amostras de rochas piroxeno-ferríferas e formações ferríferas da região de Serra Caiada também no MSJC retiradas do trabalho de Abrahão Filho et al. (2016), a nível comparativo. Notar que o formato dos gráficos são similares para as amostras comparadas. A., C. e E. mostram gráficos em escala normal linear e comparam respectivamente as amostras TAM-093, TAM-004 e TG-058 da área de trabalho com as amostras F1-02, EAF-026 e F5-02 de Abrahão Filho et al. (2016). B., D. e F. apresentam gráficos em escala logarítmica comparando as mesmas amostras na mesma ordem supracitada. Gráficos baseados em Nadoll et al. (2014).

7. LITOGEOQUÍMICA

As análises de rocha total das 22 amostras de BIFs da área de trabalho (Tabelas III.5 e III.6) apresentam conteúdos médios a altos de Fe_2O_3 , variando de 40,58 a 58,63 wt.%, com média de 51,53 wt.% (Fig. III.7). O SiO_2 varia de 38,20 a 56,32 wt.%, mostrando uma média de 45,19 wt.% (Fig. III.7A). As razões de $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ das amostras mostram um máximo de 1,5 e mínimo de 0,7. Outros óxidos mostram variações subordinadas. Os conteúdos de Al_2O_3 variam

de entre 0,1 e 1,5 wt.%, configurando altos valores e média de 0,80%. CaO e MgO apresentam concentrações moderadas que variam, respectivamente, entre 0,01 e 3,52 wt.% e entre 0,03 e 2,98 wt.% (Fig. III.7). MnO (0,02 - 0,80 wt.%), P₂O₅ (0,04 - 0,25 wt.%), K₂O (0 - 0,17 wt.%), TiO₂ (0 - 0,11 wt.%) e Na₂O (0 - 0,04 wt.%) são os óxidos menos abundantes (Figs. III.7B, III.7C e III.8). As razões de Fe₂O₃/TiO₂ (469 - 5236) e Mn/TiO₂ (1 - 40) variam com as baixas concentrações das razões de Al/(Al+Fe+Mn) (0,002 - 0,02) e Al₂O₃/TiO₂ (13 - 36). Os diagramas binários em função de Fe (wt.%) mostram boas correlações lineares com SiO₂ e fraca correlação linear com o MgO. Ausência de correlações diretas e dispersões são observadas entre Fe versus CaO, Al₂O₃, P, K₂O, Na₂O, MnO e TiO₂ (Fig. III.8).

Elementos como Zr (2 - 33 ppm), Th (0,1 - 3,6 ppm) e Ti (0 - 659 ppm) varia dentro de um range esperado para formações ferríferas. A distribuição de elementos traços varia muito baixa especificamente para Ni (0,1 - 37,2 ppm) e V (0 - 21 ppm), mas alta para Ba (0 - 1813 ppm, média de 255,6 ppm), Cu (0,7 - 220,2 ppm, média de 35,9 ppm), Pb (0,1 - 110 ppm, média de 57,9 ppm), Zn (0 - 170 ppm, média de 33,3 ppm), concentrações que remetem às BIFs do tipo Algoma, por exemplo. Os conteúdos de Cr (6,84 - 61,6 ppm), Co (0 - 107 ppm) e Rb (0,4 - 9,7 ppm) são relativamente altos, assim como as BIFs do tipo Algoma, sendo também similares às BIFs de Isua, principalmente quando analisamos os diagramas de Cr x Y (Fig. III.9), baseado em Fedo & Whitehouse (2002).

A distinção em três grupos de BIFs detectada primeiramente pela petrografia fora corroborada principalmente a partir da correlação dos dados geoquímicos. O Grupo A contém em média 48,09 wt.% de Fe₂O₃, 48,80 wt.% de SiO₂, 0,55 wt.% de Al₂O₃, 0,66 wt.% de MgO. O Grupo B 55,16 wt.% de Fe₂O₃, 42,25 wt.% de SiO₂, 0,77 wt.% de Al₂O₃ e 1,65 wt.% de MgO, médios. O Grupo C apresenta médias de 52,25 wt.% de Fe₂O₃, 44,28 wt.% de SiO₂, 1,09 wt.% de Al₂O₃ e 1,33 wt.% de MgO. Quanto a metais mais representativos, o Grupo A mostra médias de 54 ppm de Cu, 51 ppm de Zn, e 55,7 ppm de Pb, o Grupo B de 32,6 ppm de Cu, 37,5 ppm de Zn, 70 ppm de Pb, o Grupo C de 26 ppm de Cu, 20,4 ppm de Zn e 55 ppm de Pb.

As amostras de BIF de Senador Eloi de Sousa apresentam ΣETRY variando com mínimo de 25 ppm e máximo de 159 ppm, apresentando média de 66.6 ppm (Fig. III.10). O Grupo A apresenta anomalias positivas de Eu (Eu/Eu*_{PAAS} = 1,26 a 2,27) e média de 36 ppm de ΣETRY. O Grupo B evidencia ausência ou discretas anomalias de Eu (Eu/Eu*_{PAAS} = 0,92 a 1,22) e média 87 ppm de ΣETRY, assim como o Grupo C (Eu/Eu*_{PAAS} = 0,84 a 1,26), com média de 88 ppm de ΣETRY. Quanto aos valores de referência ao PAAS (McLennan 1989) os grupos A e B apresentam padrões ligeiramente convexos (Grupo A com Sm/Yb = 0,44 a 1,21); Grupo B com Sm/Yb = 0,69 a 0,99), com a maioria das amostras pouco mais enriquecidas em ETRP do que em ETRL. O Grupo C é representado por amostras que denotam padrões que variam muito suas concavidades de amostra para amostra (Sm/Yb = 0,90 a 1,94; Fig. III.10).

Comparando as relações Pr/Pr*_{PAAS} e Ce/Ce*_{PAAS} os grupos demonstram ter verdadeiras anomalias negativas de Ce (Fig. III.11A). Valores de Ce/Ce*_{PAAS} variam de 0,59 a 1,04 para o Grupo A e de 0,62 a 0,89 para o Grupo B, refletindo em anomalias negativas de

Ce, assim como o Grupo C ($Ce/Ce^*_{PAAS} = 0,59$ a $1,03$). Os valores de Pr/Pr^*_{PAAS} para o Grupo A variam de $1,01$ a $1,62$, para o B de $1,14$ a $1,51$ e para o C de $1,03$ a $1,38$.

A maioria das amostras pertencentes aos grupos A e B contém anomalias positivas de Y (Grupo A com $Y/Y^*_{PAAS} = 0,97$ a $1,64$; Grupo B com $Y/Y^*_{PAAS} = 1,42$ a $1,64$), enquanto o C demonstra leve incidência dessas anomalias ($Y/Y^*_{PAAS} = 0,76$ a $1,42$), apesar de ser único que contém amostras nos campos de contribuição sedimentar pelo gráfico de $Y/Ho \times Y$ (Fig. III.11B). Os valores de Y/Ho , sem normalização, para o Grupo A variam de $29,04$ a $45,29$, para o Grupo B de $36,34$ até $43,57$ e para o C de $21,43$ a $40,26$, já com normalização ao PAAS variam de $1,07$ a $1,66$, $1,33$ a $1,60$ e $0,79$ até $1,48$, respectivamente para cada grupo (Fig. III.11).

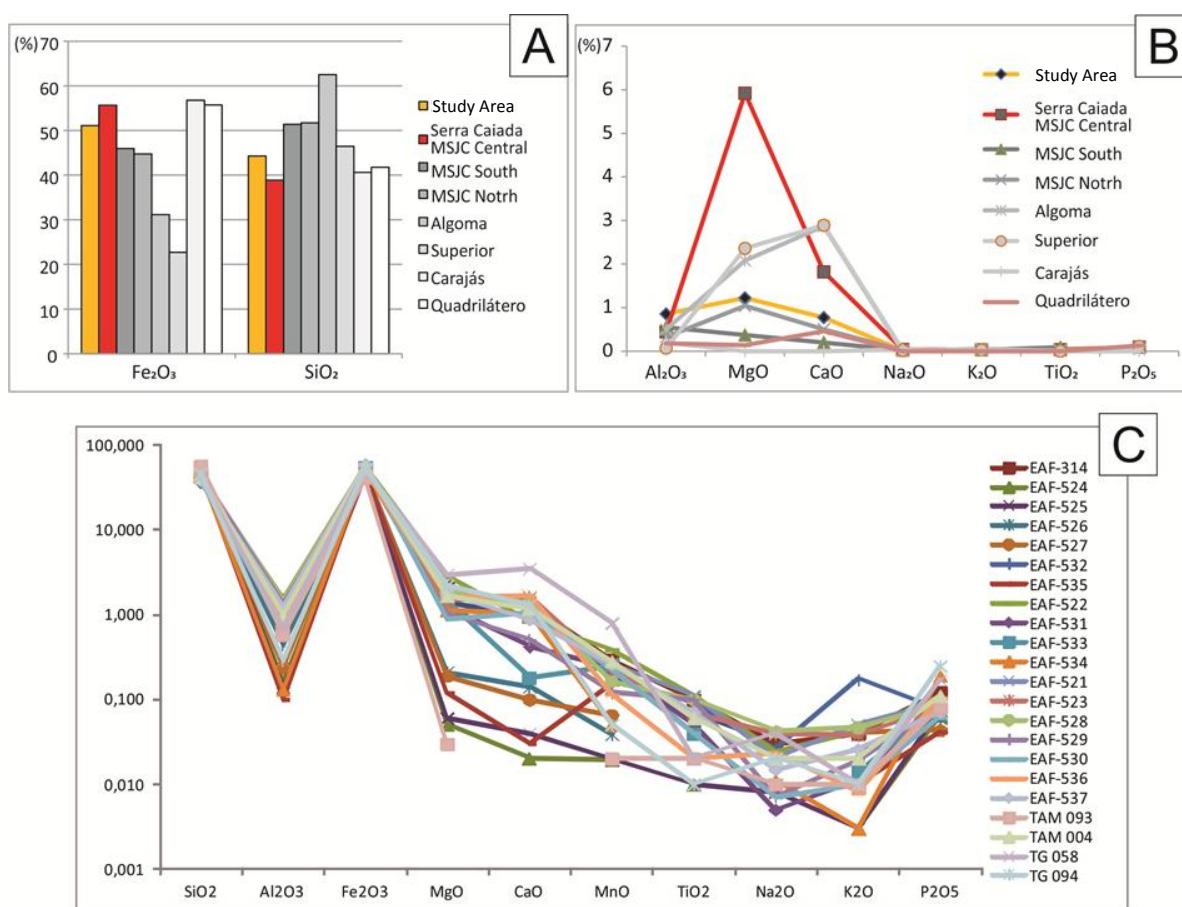


Fig. III.7 - **A.** Gráficos de barras ilustrando médias dos conteúdos de Fe_2O_3 e SiO_2 da área de estudo, comparando as formações ferríferas da área de estudo com as rochas piroxeno-ferríferas e formações ferríferas da região de Serra Caiada no centro do MSJC (Abrahão Filho et al. 2016), com formações ferríferas do sul (Figueiredo 2012) e do norte do MSJC (Silva Filho 2012), do tipo Algoma (Gross 1993), do tipo Superior (Klein & Beukes 1989), de Carajás (Lindenmayer et al. 2001) e do Quadrilátero Ferrífero (Spier 2005); **B.** Comparação do padrão de distribuição média dos outros óxidos analisados para as formações ferríferas da área com as mesmas formações ferríferas citadas no item A; **C.** Distribuição em spidergramas dos principais óxidos que compõem as formações ferríferas da área de estudo.

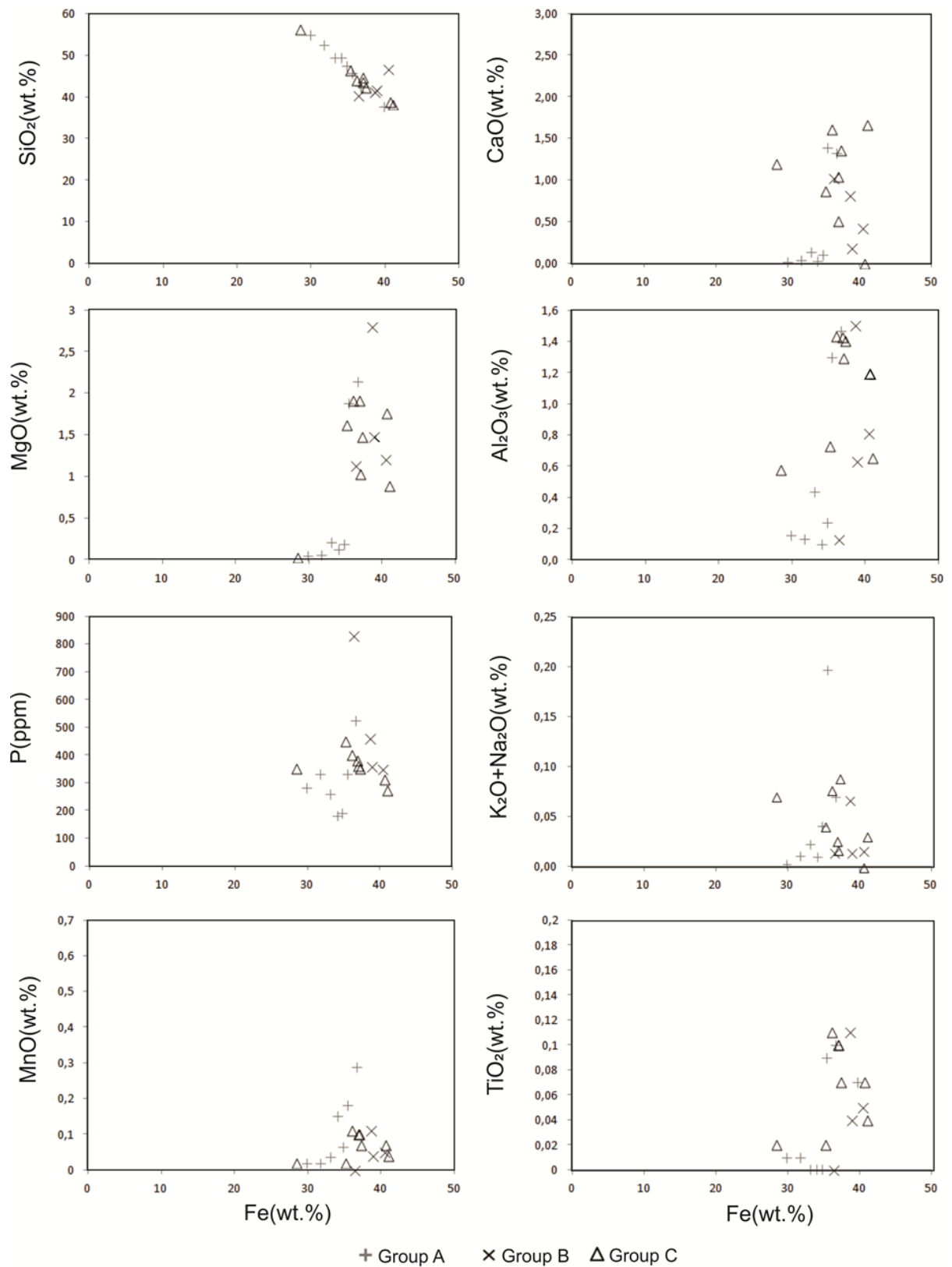


Fig. III.8 - Diagramas binários dos principais óxidos analisados em geoquímica de rocha total para as amostras de formações ferríferas. Notar que os elementos maiores não discriminam os diferentes grupos.

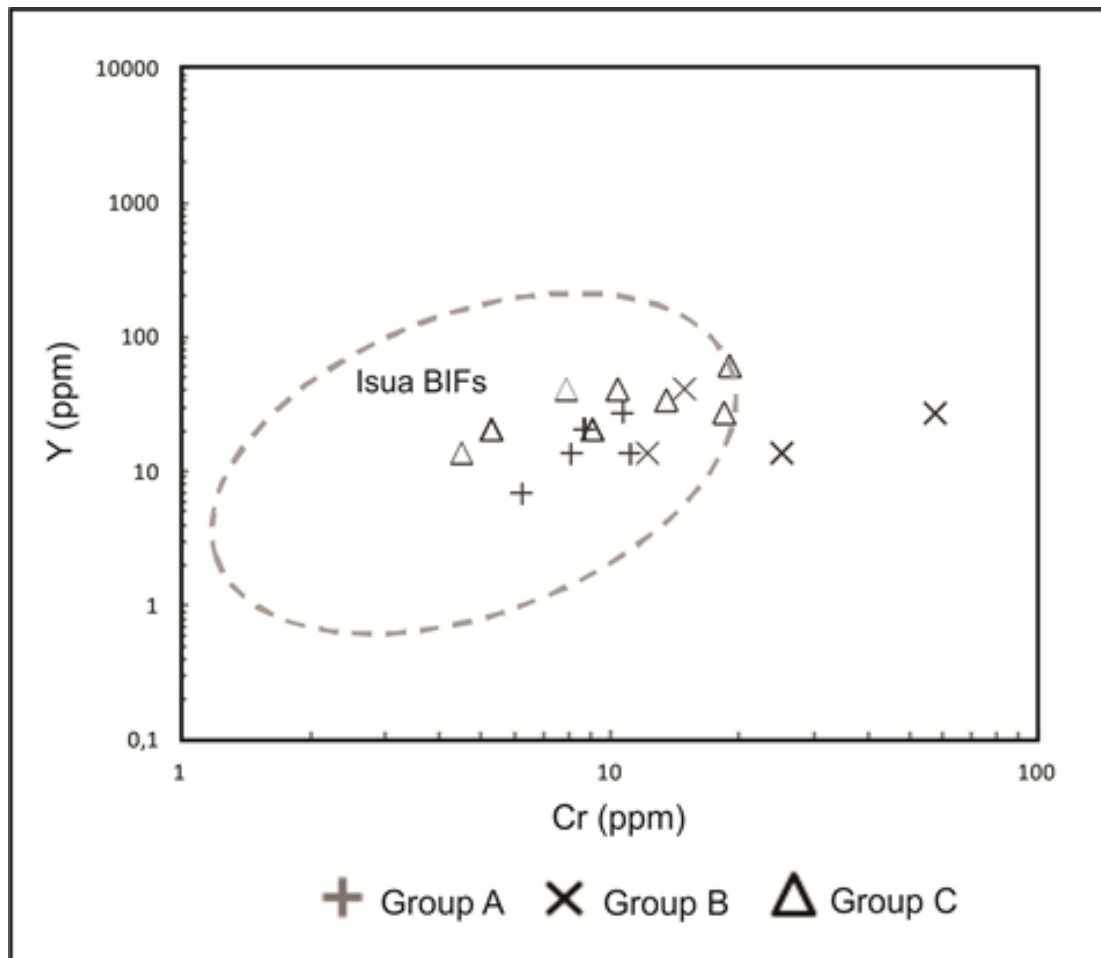


Fig. III.9 - Diagrama binário de Cr x Y (a partir de Fedo & Whitehouse 2002) comparativo com o posicionamento das amostras selecionadas e as formações ferríferas de Isua: é possível observar que a maior parte das amostras estão inseridas no campo de Isua.

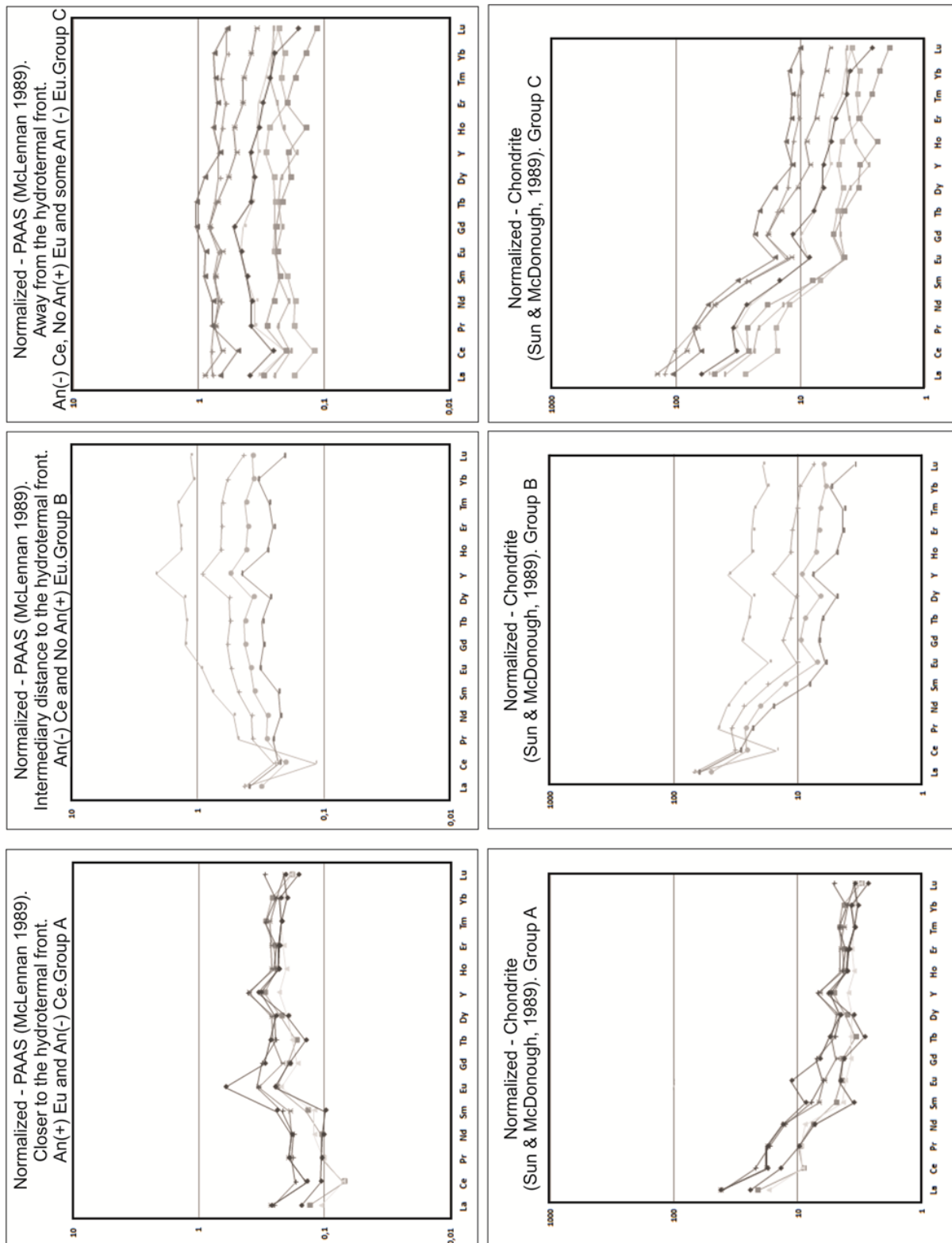


Fig. III.10 - Padrões de ETR das FFs da área de trabalho. Acima os normalizados pelo PAAS (McLennan 1989) e abaixo os normalizados pelo condrito (Sun & McDonough 1989)

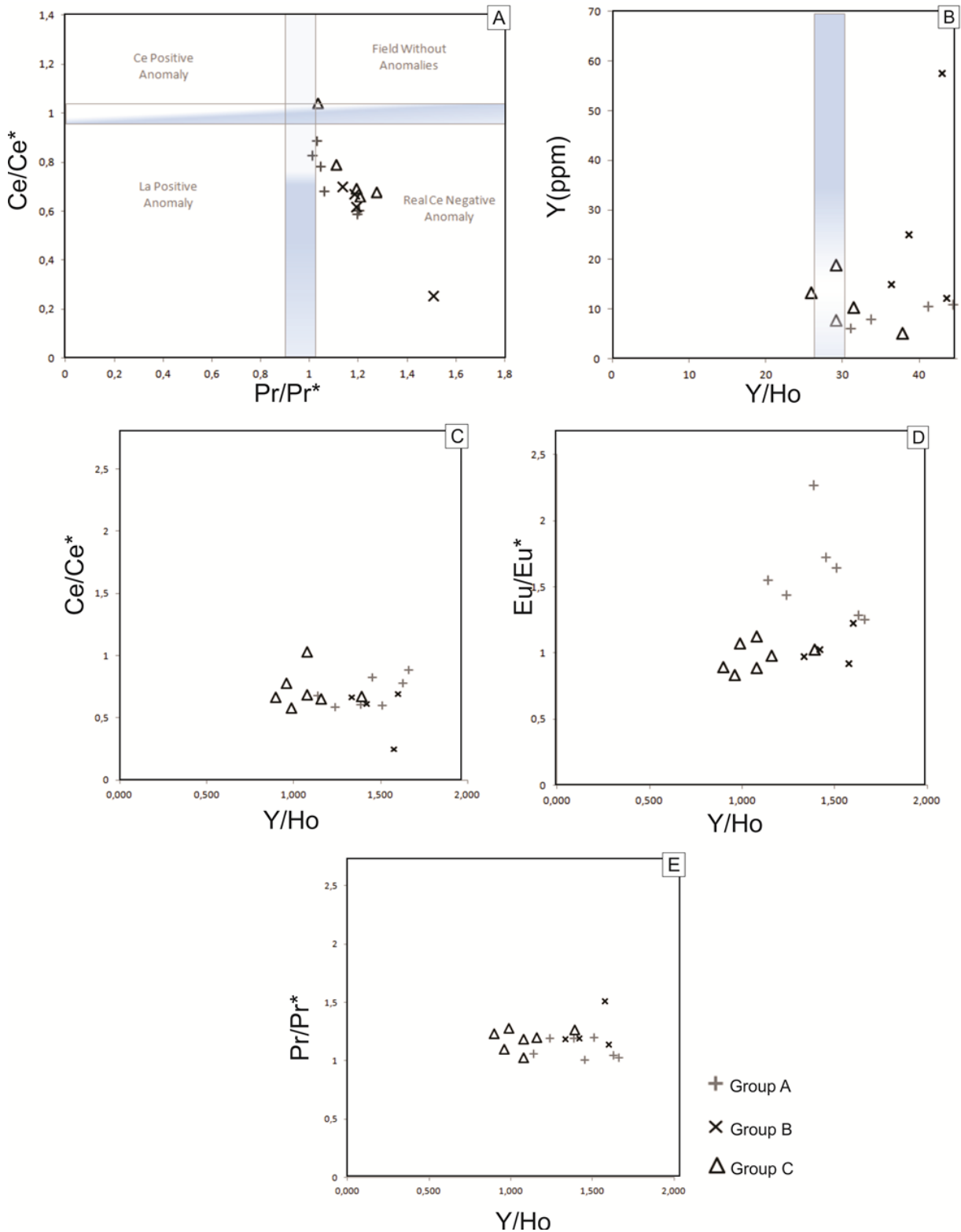


Fig. III.11 - Diagramas binários envolvendo as razões dos principais ETR utilizados para o estudo de formações ferríferas, além do Y. **A.** Pr/Pr* versus Ce/Ce* evidenciando que as amostras de todos os grupos contém verdadeiras anomalias negativas de Ce; **B.** Y/Ho (sem normalização, valores brutos) versus Y ilustrando que as amostras do Grupo C são as que principais experimentaram contribuição sedimentar (a barra azul indica o campo de contribuição sedimentar); **C., D. e E.** evidenciando as relações de Y/Ho (normalizado) com Ce/Ce*, Eu/Eu* e Pr/Pr*.

Tabela III.5 - Resultados analíticos de rocha total para formações ferríferas dos Grupos A e B.

Rock Type	Iron Formation														
	Group	Group A							Group B						
		EAF-314	EAF-524	EAF-525	EAF-526	EAF-527	EAF-532	EAF-535	EAF-522	EAF-531	EAF-533	EAF-534			
Sample no.	EAF-314	EAF-524	EAF-525	EAF-526	EAF-527	EAF-532	EAF-535	EAF-522	EAF-531	EAF-533	EAF-534				
SiO ₂	42.62	54.80	52.40	49.40	47.40	45.60	49.40	41.00	40.10	41.50	46.40				
Al ₂ O ₃	1.47	0.16	0.14	0.44	0.24	1.30	0.10	1.50	0.81	0.63	0.13				
TiO ₂	0.10	0.01	0.01	0.00	0.00	0.09	0.00	0.11	0.05	0.04	0.00				
Fe ₂ O ₃	52.39	42.65	45.29	47.32	49.67	50.66	48.67	55.22	57.80	55.57	52.04				
MnO	0.29	0.02	0.02	0.04	0.07	0.18	0.15	0.39	0.24	0.25	0.05				
MgO	2.14	0.05	0.06	0.21	0.19	1.88	0.12	2.79	1.20	1.47	1.12				
CaO	1.32	0.02	0.04	0.14	0.10	1.39	0.03	0.82	0.42	0.18	1.02				
Na ₂ O	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01				
K ₂ O	0.04	0.00	0.00	0.02	0.04	0.17	0.01	0.04	0.01	0.01	0.00				
P ₂ O ₅	0.12	0.06	0.08	0.06	0.04	0.08	0.04	0.11	0.08	0.08	0.19				
Cr ₂ O ₃	0.003	0.004	0.002	0.002	0.001	0.008	0.004	0.006	0.002	0.004	0.002				
Sum	100.52	97.78	98.05	97.64	97.75	101.38	98.53	102.00	100.72	99.75	100.97				
Sc	11.0	5.0	8.0	<1	10.0	<1	<1	<1	<1	11.0	2.0				
V	19.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0				
Ti	599.5	60.0	60.0	0.0	0.0	539.6	0.0	659.5	299.8	239.8	0.0				
Co	88.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0				
Cr	20.5	27.4	13.7	13.7	6.8	54.8	27.4	41.1	13.7	27.4	13.7				
Ni	13.7	5.2	1.3	0.0	0.0	0.0	0.0	10.1	3.0	0.5	0.1				
Cu	1.3	20.1	49.8	3.2	39.9	40.0	220.2	30.3	29.8	20.1	50.2				
Zn	9.0	20.0	0.0	130.0	170.0	20.0	10.0	60.0	20.0	20.0	50.0				
Ga	1.4	0.9	1.1	1.1	1.2	2.9	0.6	3.8	1.7	2.2	1.1				
Rb	1.5	0.5	0.7	2.5	5.4	9.7	0.4	2.6	2.0	2.1	0.5				
Sr	6.6	0.0	0.0	0.0	0.0	20.3	0.0	10.9	0.0	0.0	10.7				
Zr	31.7	10.0	4.0	2.0	5.0	20.0	2.0	32.0	23.0	9.0	4.0				
Nb	1.7	0.0	0.4	0.2	0.8	1.3	0.0	2.7	1.0	0.9	1.3				
Cs	<0,1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.3	0.0	0.1	0.2	0.4	0.0				
Ba	24.0	570.0	70.0	1330.0	350.0	160.0	70.0	90.0	20.0	0.0	0.0				
Hf	0.7	0.3	0.0	0.0	0.2	0.6	0.0	0.8	0.6	0.3	0.0				
Ta	0.3	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.0				
Pb	0.1	80.0	80.0	30.0	50.0	90.0	60.0	60.0	80.0	60.0	80.0				
Th	0.3	0.3	0.4	0.2	0.3	0.3	0.2	0.4	0.3	0.1	0.4				
U	<0,1	4.1	3.8	1.8	1.7	0.1	0.3	0.1	0.1	0.0	0.3				

Tabela III.5 - Continuação. Resultados analíticos de rocha total para formações ferríferas dos Grupos A e B.

Rock Type	Iron Formation										
Group	Group A							Group B			
Sample no.	EAF-314	EAF-524	EAF-525	EAF-526	EAF-527	EAF-532	EAF-535	EAF-522	EAF-531	EAF-533	EAF-534
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
As	<0.5	20.0	20.0	<0.5	40.0	<0.5	<0.5	40.0	50.0	<0.5	20.0
Au (ppb)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Hg	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Mo	0.1	0.1	0.2	0.3	0.1	0.4	0.6	0.2	0.2	0.1	0.1
Sb	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Se	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Tl	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sn	<1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
W	622.6	3.0	4.0	1.0	1.0	0.0	0.0	0.0	1.0	1.0	2.0
La	10.1	10.2	9.8	5.1	4.1	4.0	5.9	12.1	16.4	16.4	15.1
Ce	11.0	11.1	13.7	5.6	5.7	7.3	8.6	16.1	19.7	9.2	18.1
Pr	1.7	1.7	1.6	0.9	0.9	0.9	0.9	2.5	3.3	4.2	2.3
Nd	6.2	6.2	6.0	3.6	4.1	3.6	3.5	9.5	12.7	17.5	7.5
Sm	1.3	1.1	1.2	0.8	0.7	0.7	0.6	2.0	2.7	4.2	1.3
Eu	0.7	0.4	0.4	0.3	0.2	0.2	0.3	0.4	0.6	1.0	0.4
Gd	1.4	1.0	1.5	0.9	0.8	0.8	0.9	2.0	2.7	5.8	1.4
Tb	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.3	0.4	0.9	0.2
Dy	1.2	1.2	1.2	1.0	0.9	0.8	0.9	1.7	2.6	5.9	1.3
Y	8.7	10.7	11.1	8.1	6.2	7.7	9.1	14.9	25.1	57.5	12.2
Ho	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.4	0.7	1.3	0.3
Er	0.7	0.8	0.7	0.7	0.6	0.6	0.7	1.1	1.8	3.9	0.7
Tm	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.3	0.6	0.1
Yb	0.6	0.7	0.7	0.7	0.6	0.5	0.6	1.0	1.7	3.0	0.9
Lu	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.5	0.1
ΣREEY	44.06	45.66	48.49	28.34	25.34	27.67	32.46	64.43	90.81	132.05	61.80
Y/Ho	37.83	41.15	44.40	33.75	31.00	45.29	39.57	36.34	38.62	42.91	43.57
Y/Ho _n	1.39	1.51	1.63	1.24	1.14	1.66	1.45	1.33	1.42	1.57	1.60
Sm/Yb	1.21	0.78	0.89	0.53	0.55	0.79	0.44	0.99	0.82	0.71	0.69
La/Sm	1.10	1.41	1.18	0.96	0.89	0.80	1.56	0.89	0.90	0.57	1.73
Ce/Ce*	0.61	0.61	0.78	0.59	0.68	0.89	0.83	0.67	0.62	0.26	0.70
Eu/Eu*	2.27	1.64	1.28	1.44	1.55	1.26	1.72	0.97	1.03	0.92	1.22
Pr/Pr*	1.19	1.20	1.04	1.19	1.06	1.03	1.01	1.18	1.19	1.51	1.14
LOI	-0.700	1.940	1.930	1.300	1.270	-1.190	1.150	-1.460	-0.730	0.260	-0.890
TOT/C	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
TOT/S	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02

Tabela III.6 - Resultados analíticos de rocha total para formações ferríferas do Grupo C

Rock Type	Iron Formation													
	Group C													
	Sample no.	EAF-521	EAF-523	EAF-528	EAF-529	EAF-530	EAF-536	EAF-537	TAM-093	TAM-004	TG-058	TG-094		
SiO ₂	44.00	42.30	43.50	44.70	38.20	46.40	38.80	56.32	41.83	41.99	45.44			
Al ₂ O ₃	1.44	1.41	1.43	1.30	0.66	0.73	1.20	0.58	0.99	0.69	0.29			
TiO ₂	0.11	0.07	0.10	0.10	0.04	0.02	0.07	0.02	0.06	0.02	0.01			
Fe ₂ O ₃	51.58	53.29	52.76	52.83	58.63	50.31	57.99	40.58	55.15	50.91	52.36			
MnO	0.26	0.22	0.16	0.12	0.23	0.11	0.26	0.02	0.28	0.80	0.05			
MgO	1.92	1.48	1.91	1.03	0.89	1.62	1.76	0.03	1.67	2.98	2.20			
CaO	1.20	1.61	1.36	0.51	1.04	1.66	0.87	<0,01	1.17	3.52	1.29			
Na ₂ O	0.02	0.04	0.04	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.04	0.02			
K ₂ O	0.05	0.04	0.05	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01			
P ₂ O ₅	0.09	0.08	0.09	0.08	0.06	0.10	0.07	0.08	0.11	0.17	0.25			
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Sum	100.69	100.54	101.40	100.70	99.77	100.99	101.07	97.65	101.30	101.13	101.92			
Sc	4.0	5.0	8.0	<1	<1	1.0	1.0	1.0	2.0	1.0	<1			
V	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	21.0	<8	<8	<8			
Co	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	66.1	107.3	31.8	69.9			
Ni	0.2	30.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	16.0	5.9	37.2	4.4			
Cu	30.4	19.8	29.7	30.1	29.9	70.4	60.1	10.7	0.7	3.9	0.7			
Zn	50.0	20.0	40.0	20.0	0.0	20.0	30.0	25.0	5.0	10.0	4.0			
Ga	4.5	2.7	6.3	3.6	1.8	1.4	2.4	1.1	1.4	4.8	0.8			
Rb	3.1	2.2	2.5	1.9	0.8	1.1	2.8	0.8	1.0	<0,1	0.8			
Sr	0.0	0.0	0.0	10.2	11.5	9.7	0.0	12.9	13.6	34.0	34.0			
Zr	33.0	23.0	33.0	26.0	10.0	8.0	22.0	6.0	14.4	9.8	3.5			
Nb	2.2	1.3	3.3	1.7	0.6	0.3	1.1	0.6	0.8	1.8	0.5			
Cs	0.2	0.2	0.2	0.1	0.0	0.1	0.1	<0,1	<0,1	<0,1	0.1			
Ba	30.0	290.0	120.0	90.0	10.0	40.0	70.0	1813.0	40.0	240.0	197.0			
Hf	0.9	0.5	0.7	0.9	0.2	0.3	0.6	0.2	0.4	0.2	0.2			
Ta	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.3	0.2	0.3			
Pb	70.0	100.0	100.0	110.0	80.0	70.0	60.0	11.8	0.3	0.3	2.5			
Th	0.9	1.5	0.4	0.5	0.2	0.3	0.3	3.6	1.8	0.4	0.3			
U	0.1	0.3	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	1.2	0.3	0.1	0.3			

Tabela III.6 - Continuação. Resultados analíticos de rocha total para formações ferríferas do Grupo C

Sample no.	EAF-521	EAF-523	EAF-528	EAF-529	EAF-530	EAF-536	EAF-537	TAM-093	TAM-004	TG-058	TG-094
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
As	40.0	20.0	50.0	50.0	40.0	30.0	<0.5	0.7	<0.5	<0.5	<0.5
Au (ppb)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	23.4	<0.5	<0.5
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Hg	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.1	0.1	<0.01
Mo	0.1	0.7	0.6	0.2	0.1	0.1	0.1	0.3	0.2	1.1	0.1
Sb	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Se	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Tl	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	<1	<1	<1	<1
W	0.0	1.0	1.0	1.0	4.0	1.0	1.0	542.8	799.5	236.2	497.6
La	15.1	29.8	6.7	34.5	11.8	12.9	25.8	9.7	6.0	8.1	30.3
Ce	20.4	63.5	9.6	51.6	16.2	16.3	39.2	14.7	8.7	15.7	38.7
Pr	3.4	6.7	1.5	6.5	2.6	3.2	6.9	2.1	1.7	2.1	6.4
Nd	12.9	22.8	5.8	23.4	8.7	12.0	26.4	6.5	5.8	8.0	22.1
Sm	2.3	4.2	1.1	4.1	1.3	2.3	5.1	1.3	1.2	1.8	3.2
Eu	0.5	0.8	0.3	0.7	0.3	0.5	1.0	0.3	0.3	0.8	0.7
Gd	2.4	3.9	1.2	3.8	1.1	2.1	4.9	1.0	1.1	2.3	2.3
Tb	0.3	0.6	0.2	0.6	0.2	0.3	0.8	0.2	0.2	0.5	0.3
Dy	1.7	3.2	1.2	2.7	0.9	1.8	4.2	1.0	1.0	3.2	1.9
Y	10.4	19.0	7.9	13.5	5.3	9.1	18.5	4.5	5.3	22.4	15.3
Ho	0.3	0.7	0.3	0.5	0.1	0.3	0.8	0.2	0.2	0.7	0.4
Er	0.9	1.7	0.6	1.3	0.6	1.0	2.0	0.7	0.5	2.2	1.1
Tm	0.1	0.3	0.1	0.2	0.1	0.1	0.3	0.1	0.1	0.4	0.2
Yb	0.7	1.7	0.6	1.1	0.4	0.8	2.2	0.7	0.4	2.4	1.1
Lu	0.1	0.3	0.1	0.2	0.1	0.1	0.3	0.1	0.1	0.3	0.2
ΣREEY	71.50	159.00	37.01	144.69	49.51	62.66	138.19	43.11	32.42	70.71	124.28
Y/Ho	42.91	43.57	39.57	26.76	24.34	29.04	37.83	21.43	27.89	29.33	40.26
Y/Ho _n	1.57	1.60	1.45	0.98	0.89	1.07	1.39	0.79	1.02	1.08	1.48
Sm/Yb	0.71	0.69	0.44	1.57	1.19	2.01	1.21	0.90	1.33	1.54	1.47
La/Sm	0.57	1.73	1.56	0.81	0.74	1.23	1.10	1.09	0.76	0.96	1.38
Ce/Ce*	0.26	0.70	0.83	0.59	0.68	0.37	0.61	0.75	0.62	0.77	0.64
Eu/Eu*	0.92	1.22	1.72	1.08	0.90	1.64	2.27	1.08	1.20	0.98	1.26
Pr/Pr*	1.51	1.14	1.01	1.28	1.23	1.62	1.19	1.26	1.38	1.13	1.28
LOI	-1.140	-1.260	-1.200	-0.140	0.330	-0.800	-1.440	2.000	-1.500	-1.300	-2.100
TOT/C	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.030	<0.02	<0.02	<0.02
TOT/S	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.050	0.030	<0.02	<0.02

8. DISCUSSÕES

8.1. A natureza das BIFs da região de Senador Elói de Sousa

A presença de anfibólios, piroxênios e granada (Fig. III.4), bem como a associação litológica com gnaisses, rochas máfico-ultramáficas intrusivas, calcossilicáticas e olivina mármores (Fig. III.2), indicam que as BIFs da região de Senador Elói de Sousa foram submetidas a condições de alto grau metamórfico. Esforços de grande magnitude foram responsáveis por encurtamentos geográficos e fizeram com que a atitude desse conjunto de rochas fosse controlada pela arquitetura de uma dobra deitada e fechada de escala regional (Figs. III.2 e III.3).

Os componentes metamórficos e estruturais supracitados aliados a processos intempéricos que ocorrem acentuadamente no NE do Brasil, podem ser responsáveis por alterações na distribuição elementar de formações ferríferas (Graf 1977; Johannesson et al. 2006; Ilouga et al. 2013). Segundo Viehmann et al. (2016) sedimentos químicos puros, livres de influência de processos geológicos posteriores de grande expressão como as BIFs de Urucum, dispõem de razões super-condríticas de Y/Ho e de baixas concentrações de elementos imóveis. Realizando análises gráficas de Zr *versus* Y/Ho, Zr *versus* Th, Ti *versus* Zr e Ti *versus* Th, Viehmann et al. (2016) consegue discriminar as BIFs puras daquelas que são impuras e influenciadas por aporte de material sedimentar. Dentre as BIFs de Senador Elói de Sousa, segundo essa mesma análise gráfica, o Grupo C seria o mais impuro entre os três, ainda que essa propriedade não seja muito intensa em nenhum dos grupos. Boa parte das amostras desse grupo posicionam-se em campos transicionais a sedimentos químico-exalativos dotados de alguma contribuição sedimentar (Fig. III.12). A maioria das amostras dos Grupos A e B estão posicionadas em campos de BIFs puras e algumas outras estão plotadas fora desses campos, refletindo baixos níveis de impureza. Todas as BIFs analisadas encontram-se em posições muito distantes dos campos de material siliciclástico (*detritus*, Fig. III.12). Portanto, utilizando essas relações, detectamos que as BIFs da região de Senador Elói de Sousa são pouco influenciadas por sedimentação terrígena (Fig. III.12), sendo possível caracterizá-las como BIFs puras com baixa incidência de aporte siliciclástico.

Os elementos Al, Si, Fe e Mn baseados em suas abundâncias relativas, sugerem que sedimentos químicos ricos em metais hidrotermais podem ser distinguidos de depósitos hidrógenos formados por processos diagenéticos ou não hidrotermais (Bonatti 1975; Adachi et al. 1986). O gráfico de Al₂O₃ *versus* SiO₂ (Fig. III.13A) mostra que as formações ferríferas da área de trabalho resultam principalmente de ação de fluidos hidrotermais submarinos. Similarmente, o diagrama ternário Al-Fe-Mn (Fig. III.13B) demonstra o mesmo resultado, refletindo que as BIFs de Senador Elói de Sousa configuram sedimentos químico-exalativos hidrotermais.

BIFs químico-exalativas que sofreram precipitação em sítios deposicionais próximos de fumarolas hidrotermais comumente contém maiores conteúdos de metais base, sendo formadas essencialmente a quartzo e magnetita (Bau & Dulski 1996; Kato et al. 2002; Bolhar et

al. 2004; Shields & Webb 2004; Klein 2005), assim como verificado para os grupos A e B. Elevadas percentagens modais de silicatos refletem um maior teor de impurezas refletidas no conteúdo de elementos maiores como, por exemplo, alumínio e magnésio e podem ter relação com o *input* sedimentar (Bau & Dulski 1996; Kato et al. 2002; Bolhar et al. 2004; Shields & Webb 2004; Klein 2005), similar ao que ocorre no Grupo C, corroborando as análises gráficas supracitadas. A partir desses critérios, a distinção entre grupos de BIFs da região de Senador Elói de Sousa é refletida na distribuição geográfica da amostragem, evidenciando que os grupos formam diferentes conjuntos areais distribuídos em zonas bem definidas de acordo com a cartografia executada (Figs. III.2 e III.14). As formações ferríferas que compõem os grupos A e B ocupam a porção centro-sul do mapa, no flanco sul da dobra mapeada, de modo que as segundas ocupam uma área circunscrita à zona formada pelo Grupo A. Parte das formações ferríferas do Grupo C localiza-se na porção sudoeste, e a outra parte encontra-se na porção nordeste do mapa, respectivamente posicionadas nos flancos sul e norte da dobra (Fig. III.14).

Os padrões e comportamentos de ETRY são comumente utilizados principalmente para entender os mecanismos deposicionais e os ambientes genéticos relacionados a BIFs em relação à profundidade dos sítios de precipitação (Dymek & Klein 1988; Murray et al. 1990, 1991, 1992; Bau 1993; Bolhar et al. 2004; Frei & Polat 2007; Alexander et al. 2008). A análise dos gráficos de $Y/Ho \times Y$ (Fig. III.11B) e a presença de anomalias positivas de Y nos padrões de ETRY de algumas amostras corroboram maiores graus de impureza derivados de maior contribuição sedimentar para o Grupo C (Figs. III.10 e III.12). Por outro lado, são também notadas anomalias positivas de Y presentes no Grupo A e no Grupo B (Fig. III.10), indicando, mais uma vez, que estes grupos também podem ter sofrido contribuição de material terrígeno. Os conteúdos de elementos como Cu, Zn e Pb são compatíveis com o realce de anomalias positivas de Eu detectados nos grupos A e B, sugerindo, novamente, maior influência de *inputs* hidrotermais.

Portanto, levantamos a hipótese de que a precipitação das formações ferríferas dos grupos A e B ocorreu a partir de temperaturas mais elevadas que as do Grupo C, indicando uma maior proximidade das primeiras com o front hidrotermal submarino. O Grupo C seria o mais proximal ao aporte siliciclástico, podendo configurar BIFs depositadas em ambientes marinhos mais rasos que os dos outros grupos. Aliado a isso, sugere-se que os sedimentos foram transportados por curtas distâncias ao ponto de estarem suficientemente próximos às fumarolas ativas, de modo que também alcançariam os sítios deposicionais dos grupos A e B. É importante observar que apesar do zoneamento identificado, o posicionamento inicial das BIFs de Senador Elói de Sousa está alterado pelos encurtamentos e deformações geradas a partir dos esforços tectônicos detectados na área de trabalho.

As anomalias verdadeiras de Ce mostram-se negativas, principalmente, ou nulas para a maioria das amostras BIF (Fig. III.11A), característica comum às BIFs arqueanas (Planavsky et al. 2010). O conteúdo de Cu, Pb, Zn, Cr e Co das BIFs de Senador Elói de Sousa remete a teores semelhantes desses metais traços para as formações ferríferas do tipo Algoma e, junto à análises gráficas de Cr *versus* Y (Fig. III.9), assemelha-se também às BIFs de Isua. O

comportamento da média dos ETRY das BIFs da área de trabalho mostra padrões e conteúdos intermediários entre os fluidos hidrotermais de alta temperatura e a água do mar moderna (Fig. III.15), similar ao observado para as BIFs de Isua, Kuruman e para outras formações ferríferas arqueanas plataformais e abissias (Alexander et al. 2008; Fig. III.15). Analisando separadamente cada grupo de BIF, o padrão de ETRY médio do Grupo A especificamente remete similaridade às BIFs de Isua, bem como o padrão de águas modernas submarinas, já o do Grupo B evidencia características limiaries às BIFs de Isua e Kuruman (Fig. III.15).

É possível notar que as BIFs da área de trabalho contêm valores de Σ ETRY médios pouco mais elevados que os de BIFs clássicas, porém coerentes com o das outras BIFs do MSJC estudadas por Figueiredo (2012) e Silva Filho (2012) (Fig. III.15). Segundo Ilouga et al. (2013), a presença de minerais como apatita pode aumentar os conteúdos de ETR por incorporar esses elementos durante sua cristalização. Nas BIFs de Senador Elói de Sousa foram detectados grãos desse mineral que podem justificar os valores mais elevados de Σ ETRY (Fig. III.4F).

Os padrões de ETRY do Grupo C seriam os mais distintos entre todos os outros, visto que apresentam muitas variações de concavidades sem anomalias proeminentes, evidenciando características limiaries entre os grupos I e II do Sul do MSJC (Fig. III.10, Fig. III.15; Figueiredo, 2012), porém, distanciando-se quimicamente das BIFs clássicas arqueanas. Uma interpretação alternativa para explicar esse comportamento pode ser influência da presença de granada em sua composição mineralógica (Fig. III.4G). Esse mineral fora descrito apenas nas amostras desse grupo e, assim como a apatita, comumente engloba ETRY durante sua nucleação (Grauch 1989; Nicolescu et al. 1998), podendo superestimar a composição destes nas análises de rocha total. Assim, supõe-se que eventos metamórficos ou metassomáticos posteriores, ao originar cristais de granada, possam ter parcialmente modificado as evidências químicas genéticas típicas dos ambientes de precipitação das BIFs do Grupo C.

Reforçando essas suposições, análises de microsonda eletrônica executadas em cristais de magnetita de BIFs do Grupo C mostram assinaturas limiaries entre cristais derivados de precipitação química submarina (BIF), IOCG e cristais de magnetita relacionados a depósitos do tipo Skarn (Fig. III.5A) ou alterada por hidrotermalismo tardio (Fig. III.5B). Essas constatações indicam influência de processos posteriores atuando sobre essas BIFs, mais uma vez justificando as alterações nos comportamentos dos ETRY. Além disso, nesses minerais foram detectadas assinaturas químicas semelhantes a cristais de magnetita de piroxenititos ferríferos e de BIFs das imediações de Serra Caiada no MSJC (Fig. III.6), rochas que são possivelmente derivadas de processos metassomáticos, mas que, por outro lado, podem configurar BIFs químico-exalativas colocadas a condições de alto grau metamórfico (Abrahão Filho et al. 2016). As grandes quantidades de corpos graníticos mapeados e a presença de rochas calcossilicáticas de derivação metassomática e olivina-magnetita mámoreos (Fig. III.2), indicam uma associação litológica típica de ambientes do tipo Skarn para essa região do MSJC (Einaudi et al. 1981; Meinert et al. 2005; Parente et al. 2015). Essas suposições poderiam

modificar as interpretações relativas aos processos genéticos das BIFs de Senador Elói de Sousa, porém, ainda assim, entendemos que os processos tardios como metamorfismo e metassomatismo, apesar de realmente terem ocorrido, não foram suficientemente intensos a ponto de obliterarem acentuadamente as características primárias das formações ferríferas aqui estudadas.

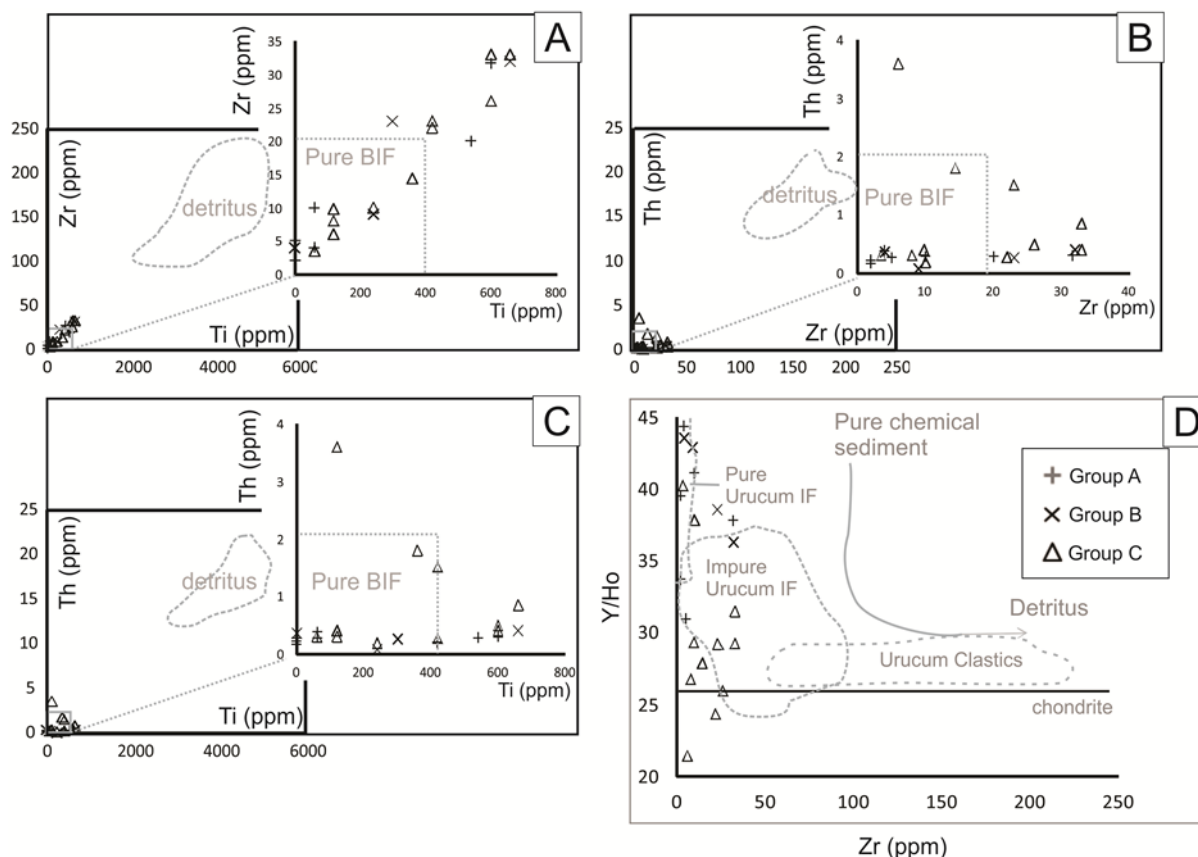


Fig. III.12 - Diagramas binários utilizando principais elementos traços e ETR discriminantes para análise de pureza de BIFs, segundo Viehmann et al. (2016) em estudos das BIFs e sedimentos químicos neoproterozóicos e BIFs de Urucum. **A.** Ti versus Zr, **B.** Zr versus Th e **C.** Ti versus Th. Nesses gráficos, o campo "detritus" indica onde estão plotadas as amostras de sedimentos siliciclásticos finos de Urucum. O campo "Pure BIF" reflete onde estão plotadas as amostras de BIFs puras de Urucum. As BIFs de Senador Elói de Sousa estão posicionadas principalmente internas ou nas imediações dos campos "Pure BIF", refletindo seus elevados graus de pureza. **D.** Diagrama binário Zr versus Y/Ho BIFs de Senador Elói de Sousa estão posicionadas principalmente internas ou nas imediações dos campos "Pure Urucum IF" e, principalmente em relação ao Grupo C, internas aos campos "Impure Urucum IF". Essas análises gráficas mostram que as BIFs de Senador Elói de Sousa contém baixíssima contribuição sedimentar, mas que essa atinge a todos os grupos, sendo mais intensa sobre o Grupo C.

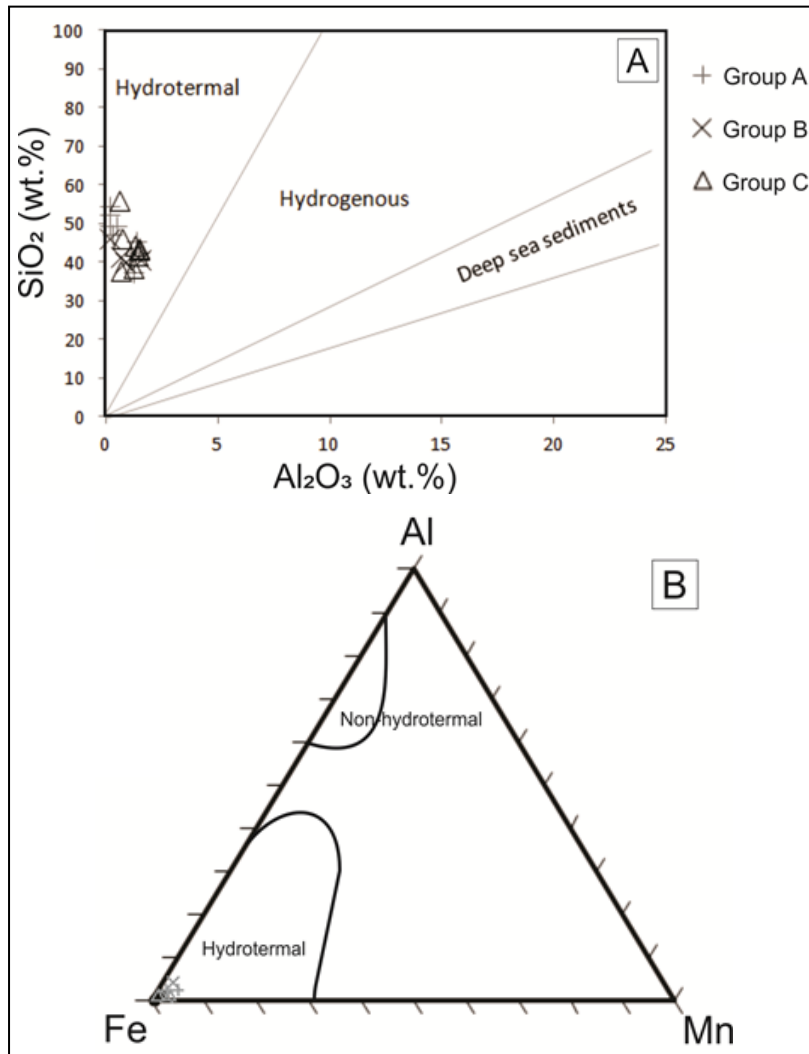


Fig. III.13 - **A.** Diagrama binário Al₂O₃ versus SiO₂ (Bonati 1975) mostrando tipo de formação ferrífera com relação ao processo genético; **B.** Diagrama ternário Al-Fe-Mn (Adachi et al. 1986), mostrando tipo de formação ferrífera com relação ao processo genético. Processos genéticos relacionados com fluidos hidrotermais de água oceânica são comuns a todos os grupos de BIFs de Senador Elói de Sousa.

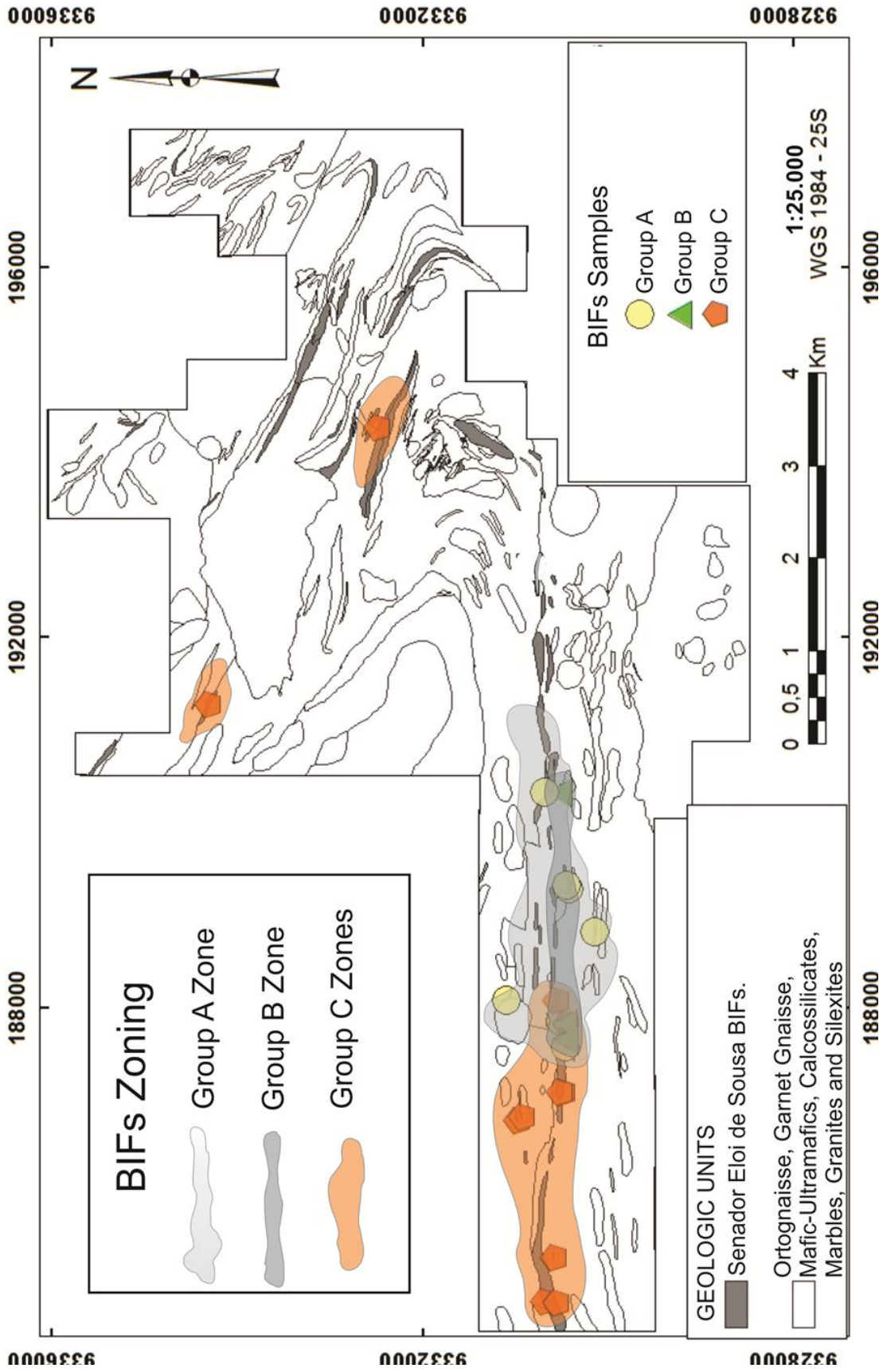


Fig. III.14 - Mapa com zoneamento das amostras de formações ferríferas de Senador Eloi de Sousa. Grupos A e B nas porções mais centrais, com maior influência de *input* hidrotermal e menor de contribuição sedimentar, configurando BIFs mais puras, e Grupo C nas bordas, também com influência hidrotermal, porém com um pouco mais de influência sedimentar, configurando BIFs mais impuras.

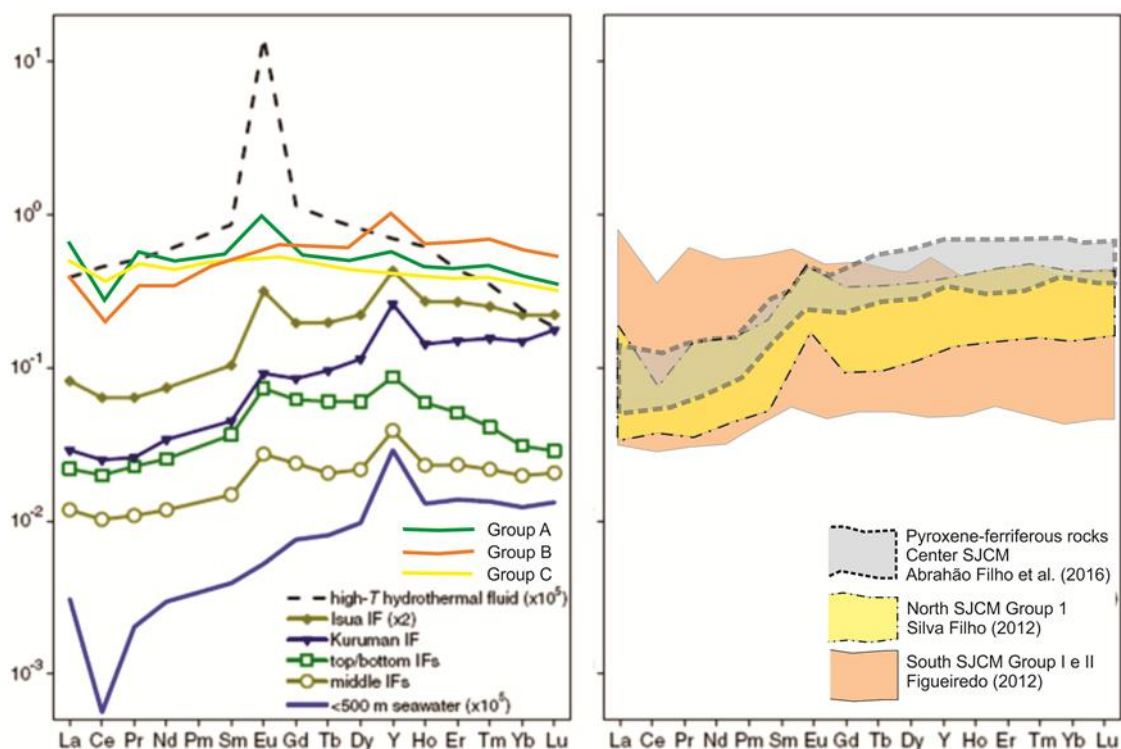


Fig. III.15 - Gráficos comparando a média dos conteúdos de ETR refletido em padrões de spidergramas das formações ferríferas da área de trabalho com: as rochas piroxeno-ferríferas e BIFs da porção central do MSJC (Abraão Filho et al. 2016), formações ferríferas do norte e do sul do MSJC, com padrões de ETR de FFs de Kuruman, Isua, de FFs abissais e plataformais, de fluidos hidrotermais de alta temperatura e de águas marinhas modernas profundas. Extraído e modificado de Alexander et al. (2008), Silva Filho (2012) e Figueiredo (2012) .

8.2. Ambiente Geotectônico

Os gráficos que usam as razões $Al_2O_3/(100-SiO_2)$ versus $Fe_2O_3/(100-SiO_2)$ (Murray 1994; Fig. III.16A) e SiO_2 versus Ka_2O/Na_2O (Roser & Korsch 1986; Fig. III.16B) são utilizados para discriminação de ambientes tectônicos de BIFs. No caso das BIFs de Senador Eloi de Sousa, as amostras estão plotadas em campos adjacentes a cadeias oceânicas (Fig. III.16A) localizadas nas imediações de margens continentais ativas transicionais a arcos de ilha (Fig. III.16B). Nesse caso, esses ambientes estariam praticamente superpostos espacialmente, próximos um do outro o bastante a ponto de as fumarolas estarem recebendo aporte de material siliciclástico continental ou insular, corroborando a análise feita sobre ETRY e metais.

A dimensão reduzida do MSJC (aproximadamente 6000 km^2 ; Dantas et al. 2004) para um núcleo cratônico que contém sua própria história, suportaria essa rápida e curta variação espacial e temporal de sítios deposicionais e ambientes tectônicos arqueanos, refletida em um diacronismo acentuado. Essas sugestões corroborariam a suposta influência mútua de *inputs* hidrotermais e sedimentares em diferentes proporções para os grupos de BIFs, bem como suas assinaturas híbridas entre ambientes de cadeia meso-oceânica e de arco magmático insular ou continental.

Reforçando a hipótese supracitada, o conteúdo médio de Fe_2O_3 e as anomalias negativas de Ce são similares para todos os grupos de BIFs sugerindo que o Fe percorreu curtas distâncias a partir de sua fonte, evidenciando um ambiente deposicional marinho relativamente homogêneo, livre de mudanças bruscas em suas condições de oxi-redução. Junto a isso, possivelmente os sítios deposicionais das BIFs de Senador Elói de Sousa deveriam estar posicionados em profundidades não muito distintas, nos levando a especular que esse oceano poderia ser raso. Dessa forma supõe-se que a dorsal meso-oceânica, ainda em atividade, estaria próxima a uma zona de subducção de uma crosta oceânica sob outra no caso de um eventual ambiente tectônico de arco de ilha, ou de uma crosta oceânica sob uma crosta continental no caso de sítios deposicionais em margens continentais ativas. As interpretações e análises dos dados indicam, portanto, que o oceano onde se formara esses depósitos químico-exalativos deveria ser recluso, estar em estágio avançado de fechamento e por isso ter dimensões reduzidas (Fig. III.17).

8.3. Indicadores econômicos, exploratórios e prospectivos

Na área mapeada foram inferidas para as formações ferríferas, principal fonte de minério de ferro do planeta, de 70 a 100 Mt @ 51,76 wt.% de Fe_2O_3 . Os teores de P_2O_5 (principal contaminante relacionado a minérios de ferro) das BIFs da região de Senador Elói de Sousa valem em média 0,1 wt.%. Os corpos de BIF estão comportados conforme atitudes de médio ângulo a subverticais, o que fazem com que eventuais sondagens exploratórias devam ser executadas a partir furos diamantados orientados entre ângulos de 45° a 60°. Esses corpos variam de médias a pequenas espessuras, entre 130 e 20 metros, além de não mostrarem expressiva continuação lateral, contendo comprimentos contínuos máximos de 700 metros, formando morros de no máximo 30 metros do sopé até a crista.

O recurso inferido para as BIFs na área de trabalho configura de baixo a moderado potencial econômico levando em conta a situação atual do mercado de commodities e o preço atual do minério de ferro que oscila entre US\$ 50 e US\$ 57 por tonelada métrica, negociado no porto de Qingdao com 62% de pureza (fonte <http://www.infomoney.com.br/>, em 14 de abril de 2016). Também contribuindo com esse cenário negativo, as rochas analisadas contêm poucas amostras abaixo do limite máximo de tolerância para o contaminante P_2O_5 (0,05 wt.%) no minério de ferro brasileiro (Pereira & Papini 2015). A posição e distribuição espacial dos corpos de formação ferrífera, bem como a topografia desfavorável, fariam com que uma eventual exploração tivesse uma alta relação estéril/minério, aumentando os custos relacionados à lavra e ao beneficiamento.

Por outro lado, a estreita proximidade ao litoral e a existência de outros corpos de formação ferrífera distribuídos por todo MSJC configuram um fator positivo, principalmente se houver a perspectiva de um aumento de preço do minério de ferro. Além disso, as evidências apontando a eventuais ocorrências de skarns que são comumente associados à mineralizações diversas, aliadas ao mapeamento de fontes hidrotermais submarinas que

podem estar relacionadas a depósitos do tipo VMS, são capazes de alavancar novas visões prospectivas ao MSJC e atrair investimentos em exploração mineral, diminuindo os riscos relacionados à exploração.

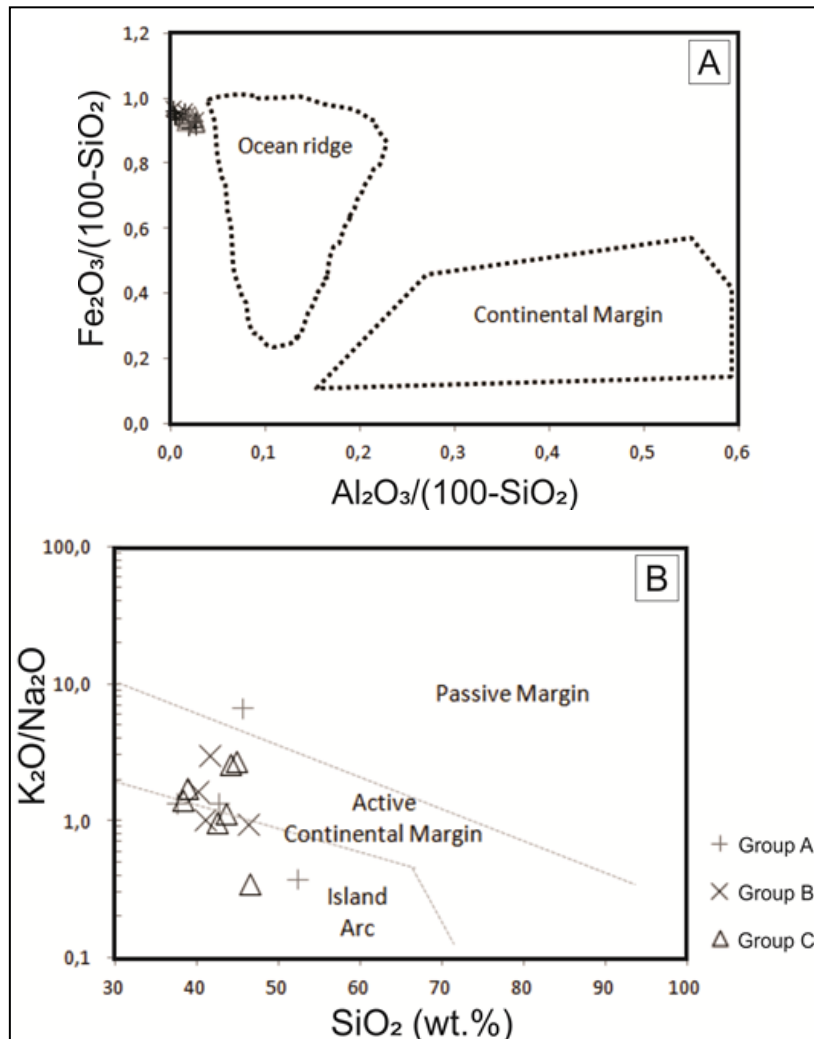


Fig. III.16 - **A.** Diagrama $Al_2O_3/(100-SiO_2)$ x $Fe_2O_3/(100-SiO_2)$ (Murray 1994) evidenciando que as amostras de formações ferríferas de Senador Elói de Sousa tendem a campos de cadeias oceânicas; **B.** Diagrama SiO_2 x K_2O/Na_2O (Roser & Korsch 1986) evidenciando amostras de formações ferríferas de Senador Elói de Sousa tendendo a campos de margens continentais ativas com transições a arcos de ilha.

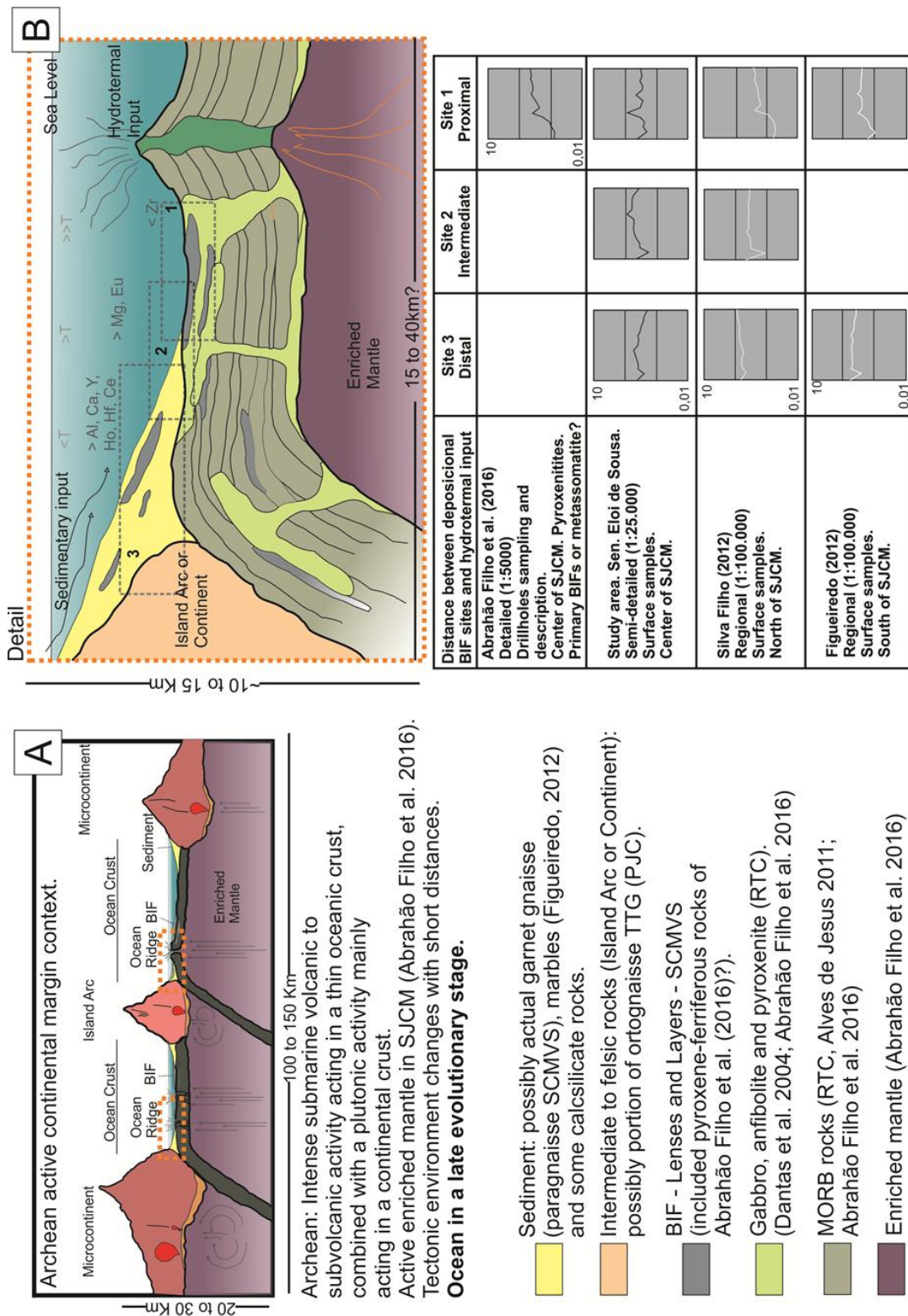


Fig. III.17 - Resumo esquemático do quadro geotectônico existente no período da gênese das rochas na área de trabalho durante o neo-arqueano. Ambiente de oceano em estágio evolucionário avançado, com uma cadeia oceânica prestes a subduzir. As mesmas conclusões quanto a ambientação geotectônica são tiradas por Abrahão Filho et al. (2016), estudando rochas metamáficas e piroxeníticas (piroxeno-ferríferas) de Serra Caiada. A Fig. B trata-se de um zoom da Fig. A, indicado por polígonos vermelhos tracejados. Abreviações: SCMVS - Serra Caiada Meta-volcano-sedimentary Sequence, PJC - President Juscelino Complex, RTC - Riacho das Telhas Complex.

9. CONCLUSÕES

1. As formações ferríferas da área de trabalho foram metamorfasadas sob condições de fácies anfíbolito a granulito passando por esforços estruturais de grande magnitude, além de sofrerem ação de intemperismo influenciado pelo clima tropical-equatorial do nordeste brasileiro. Esses processos pós-genéticos aparentemente não alteraram acentuadamente a composição química original dessas litologias.

2. As BIFs da região de Senador Elói de Sousa mostram características similares a depósitos químico-exalativos arqueanos submarinos plataformais e pelágicos, contendo características limiares às formações ferríferas de Isua, Kuruman, Algoma e aos grupos I e II do MSJC.

3. As BIFs estudadas foram principalmente influenciadas por *input* de soluções hidrotermais submarinas, contendo pouca contribuição sedimentar.

4. A discriminação petrográfica e geoquímica detectada entre os grupos de BIF é refletida na forma de zonas bem definidas sobre cartografia de semi-detulhe e evidencia que: i) O Grupo A seria o mais proximal das fontes hidrotermais submarinas e, por isso, pouco influenciado por aporte sedimentar continental, e estaria concentrado na porção central da área de trabalho; ii) O Grupo B teria distância intermediária do *input* hidrotermal e também seria subordinadamente influenciado por material sedimentar, estando posicionado em uma zona mais reclusa também na porção central da área mapeada; iii) O Grupo C estaria distribuído em sítios deposicionais mais distais em relação ao *input* hidrotermal, recebendo franca influência de material sedimentar, manifestando-se nas bordas da área de trabalho. Esse zoneamento sugere que o *input* hidrotermal principal que influenciaria a deposição dessas formações ferríferas estaria localizado aproximadamente no centro do polígono mapeado.

5. As BIFs da região de Senador Elói de Sousa BIFs, mostram assinatura híbrida entre ambientes de cadeia meso-oceânica e de arco transicional a continente, corroborando a hipótese das pequenas distâncias entre seus sítios deposicionais e a possível rápida e curta variação espacial entre ambientes tectônicos arqueanos do MSJC. Supõe-se, por isso, que a influência hidrotermal e sedimentar que atinge em diferentes escalas cada grupo de BIF reflita em uma proximidade acentuada entre cada grupo e entre ambientes deposicionais costeiros, plataformais e pelágicos, reforçada pelo encurtamento geográfico propiciado pelos esforços tectônicos.

6. Supõe-se que oceano onde se formara esses depósitos químico-exalativos deveria estar em estágio avançado de fechamento, ter dimensões e profundidades reduzidas e ser livre de mudanças bruscas em suas condições de oxi-redução.

7. A porção central do MSJC possui baixo a moderado potencial para mineralizações ferríferas, o qual pode ser elevado se consideradas eventuais explorações que atendam a toda extensão do maciço. A possível influência de skarnização tardia sobre litologias diversas do MSJC, bem como a utilização de grupos de formação ferrífera como traçadores de fumarolas hidrotermais submarinas que eventualmente hospedem depósitos do tipo VMS, podem ser fatores atrativos em termos de investimentos em exploração mineral.

10. AGRADECIMENTOS

Os dados apresentados nesse artigo configuram uma parte da Dissertação de Mestrado do primeiro autor desse artigo. Os autores agradecem o Instituto de Geociências e todo o seu corpo docente, bem como o Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília por disponibilizarem a realização das análises químicas aqui apresentadas. Também agradecemos ao Prof. Dr. A. Misi por disponibilizar para parte das descrições petrográficas o Laboratório de Metalogênese da Universidade Federal da Bahia. Discussões de campo e de laboratório com os geólogos Vilson Marques Dias, C. C. Ferreira Filho e N. Botelho foram benéficas para o andamento dos trabalhos. Por último gostaríamos de agradecer ao geólogo Francisco Assuero por oferecer hospedagem, alimentação e por nos ajudar com a logística em campo.

11. REFERÊNCIAS

- Abrahão Filho, E.A.F., Dantas, E.L., Ferreira Filho, C.F., Bezerra de França, F.A., 2016. **Tholeiitic high-Fe mafic magmatism and the protolith of mesoarchean iron-rich exotic pyroxenitic rocks in São José do Campestre Massif, NE Brazil.** (Unpublished Master's Dissertation - Cap. II).
- Adachi, M., Yamamoto, K., Sugisaki, R., 1986. **Hydrothermal chert and associated cherts from the Northern Pacific, their geological significance as indication of ocean ridge activity.** *Sediment. Geol.* 47, 125–148.
- Akagi, T., Fu, F.F., Yabuki, S., 2002. **Absence of Ce Anomaly in the REE Patterns of Peat Moss and Peat Grass in the Ozegahara Peatland.** *Geochem. Journal* 36 (2), 113-118.
- Alexander, B., Bau, M., Andersson, P., Dulski, P., 2008. **Continently-derived solutes in shallow Archean seawater: Rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9Ga Pongola Supergroup, South Africa.** *Geochim. Cosmochim. Acta* 72(2), 378-394.
- Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1977. **Províncias estruturais brasileiras.** Atas VIII Simpósio de Geologia do Nordeste. Campina Grande, 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 (1-2), 1-29.

- Alves de Jesus, B., 2011. **Petrografia e geoquímica de rochas máfico-ultramáficas do maciço São José do Campestre, Província Borborema** (Unpublished Master's Dissertation). Instituto de Geociências, Universidade de Brasília-UnB.
- Bau, M., 1993. **Effects of syn- and post-depositional processes on the rare earth elemental distribution in Precambrian iron formations.** *Eur. J. Mineral.* 5, 257–267.
- Bau, M., 1999. **Scavenging of dissolved yttrium and rare earths by precipitating iron oxyhydroxide: experimental evidence for Ce oxidation, Y–Ho fractionation, and lanthanide tetrad effect.** *Geochim. Cosmochim. Acta* 63, 67–77.
- Bau, M., Dulski, P., 1996. **Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman ironformations, Transvaal Supergroup, South Africa.** *Precambrian Res.* 79 (1–2), 37–55.
- Bekker, A., Slack, J.F., Planasvsky, N., Krapez, B., Hofmann, A., Konhauser, K.O., Rouxel, O., 2010. **Iron formation: a sedimentary product of the complex interplay among mantle, tectonic, and biospheric processes.** *Society Economic Geology*, 105, 467-508.
- Bolhar, R., Kamber, B.S., Moorbath, S., Fedo, C.M. & Whitehouse, M.J., 2004. **Characterisation of Early Archaean chemical sediments by trace element signatures.** *Earth Planet. Sci. Lett.* 222, 43–60.
- Bonatti, E., 1975. **Metallogenesis at oceanic spreading centres.** *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 3, 401–433.
- Brito Neves, B.B., 1983. **O Mapa Geológico do Nordeste Oriental do Brasil, Escala 1:1.000.000** (Free Teaching Thesis). Instituto de Geociências da Universidade de S. Paulo.
- Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Santos, E.J., 1995. **Geocronologia da Província Borborema: os fatos e as questões abertas.** In: XVI Simp. Geol. Nordeste. Workshop Província Borborema, Recife, Atas 14, 2:410-413.
- 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, 151–182.
- Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Van Schmus, W.R., Santos, E.J., 2001. **O “Sistema Pajeú-Paraíba” e o “Maciço” São José do Campestre no leste da Borborema.** *Revista Brasileira de Geociências* 31 (2), 173-184.
- Caby, R., Sial, A.N., Arthaud, M., Vauchez, A., 1991. **Crustal evolution and the Brasiliano Orogeny in Northeast Brazil.** In: Dallmeyer, R.D., Lécorché, J.P. (Eds.). *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*. Berlin: Springer-Verlag, 373-397.
- Chung, D., Zhou, M., Gao, J., Chen, W.T., 2015. **In-situ LA-ICP-MS trace elemental analyses of magnetite: The late Palaeoproterozoic Sokoman Iron Formation in the Labrador Trough, Canada.** *Ore Geol. Rev.* 65, 917-928.
- CPRM, Serviço Geológico do Brasil, 2004. **Catálogo de Projetos Aerogeofísicos. Levantamentos aerogeofísicos.** *Geologia. Catálogo geral de produtos e serviços.* 2. ed. ampl., 345.

- 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 doCampestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America.** *Precambrian Res.* 130, 1-4, 113-137.
- Dantas, E.L., Souza, Z.S., Wernick, E., Hackspacher, P.C., Martin, H., Xiaodong, D., Li, J.W., 2013. **Crustal growth in the 3.4 to 2.7 Ga. São José de Campestre Massif, Borborema Province, NE Brazil.** *Precambrian Res* 227, 120-156.
- De Baar, H.J.W., Bacon, M.P., Brewer, P. G., Bruland, K.W., 1985. **Rare Earth Elements in the Pacific and Atlantic Oceans.** *Geochim. Cosmochim. Acta* 49 (9), 1943-1959.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J., 1992. **An introduction to the rock forming minerals.** 2nd Edition. New York (USA): Ed. Prentice Hall.
- Droop, G.T.R., 1987. **A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria.** *Mineralogical Magazine* 51, 431-435.
- Dupuis, C., Beaudoin, G., 2011. **Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types.** *Miner. Deposita* 46, 319–335.
- Dymek, R.F., Klein, C., 1988. **Chemistry, petrology and origin of banded iron formation lithologies from the 3800 Ma Isua supracrustal belt, West Green Land.** *Precambrian Res.* 39, 247–302
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D., Newberry, R.J., 1981. **Skarn deposits.** *Econ. Geol. Seventy-fifth Anniversary Volume*, 317-391
- Fedo, C.M., Whitehouse, M.J., 2002. **Metasomatic origin of quartz-pyroxene rock, Akilia, Greenland, and implications for Earth's earliest life.** *Science* 296, 1448-1452.
- Figueiredo, B.S., 2012. **Geoquímica e Gênese das formações ferríferas e metacarbonatos da porção sul do Maciço São José do Campestre, Província Borborema** (Unpublished Master's Dissertation). Instituto de Geociências, Universidade de Brasília-UnB.
- Frei, R., Polat, A., 2007. **Source heterogeneity for the major components of ~ 3.7 Ga Banded Iron Formations (Isua Greenstone Belt, Western Greenland): tracing the nature of interacting water masses in BIF formation.** *Earth Planet. Sci. Lett.* 253 (1), 266-281.
- Frei, R., Dahl, P.S., Duke, E.F., Frel, K.M., Hansen, T.R., Frandsson, M.M., Jensen, L.A., 2008. **Trace element and isotopic characterization of Neoproterozoic and Paleoproterozoic iron formations in the Black Hills (South Dakota, USA): assessment of chemical change during 2.9–1.9 Ga deposition bracketing the 2.4–2.2 Ga first rise of atmospheric oxygen.** *Precambrian Res.*, 162 (3-4), 441-474.
- Goldberg, E.D., 1963. **Mineralogy and chemistry of marine sedimentation.** In: Shephard, F. P. (Ed.). Harper and Row (New York). *Submar. Geol.*, 436–466.
- Graf, J.L., 1978. **Rare Earth Elements, Iron Formations and Seawater.** *Geochim. Cosmochim. Acta* 42 (12), 1845-1850.
- Grauch, R.I., 1989. **Rare earth elements in metamorphic rocks.** In: Lipin, B., McKay, G.A. (Eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. Reviews in Mineralogy* 21, 147-167.

- Grenne, T., Slack, J.F., 2005. **Geochemistry of jasper beds from the Ordovician Løkken Ophiolite, Norway: origin of proximal and distal siliceous exhalites.** *Econ. Geol.* 100, 1511-1527.
- Gross, G.A., 1993. **Industrial and genetic models for iron ore in iron-formations.** *Geol. Surv. Can. Spec. Pap.* 40, 151–170.
- Ilouga, D.C.I, Suh, C.E., Tanwi, G.R., 2013. **Textures and Rare Earth Elements Composition of Banded Iron Formations (BIF) at Njweng Prospect, Mbalam Iron Ore District, Southern Cameroon.** *Int. J. Scie. Res.* 4, 146-165.
- Jardim de Sá, E.F., 1994. **A Faixa Seridó (Província Borborema, NE Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana** (Unpublished Ph.D. Thesis). Instituto de Geociências, Universidade de Brasília-UnB.
- Johannesson, K.H., Hawkins, D.L., Cortés, A., 2006. **Do Archean chemical sediments record ancient seawater rare earth element patterns?** *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 871-890.
- Kato, Y., Kano, T., Kunugiza, K., 2002. **Negative Ce Anomaly in the Indian Banded Iron Formations: Evidence for the Emergence of Oxygenated Deep-Sea at 2.9-2.7 Ga.** *Res. Geol.*, 52 (2), 101-110.
- Klein, C., 2005. **Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin.** *American Mineralogist* 90, 10, 1473-1499.
- Klein, C., Beukes, N.J., 1989. **Geochemistry and sedimentology of a facies transition from limestone to iron formation deposition in the early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa.** *Econ. Geol.* 84, 1733-1774.
- Knappe, A., Moller, P., Dulski, P., Pekdeger, A., 2005. **Positive Gadolinium Anomaly in Surface Water and Ground Water of the Urban Area Berlin, Germany.** *Chemie der Erde* 65 (2), 167-189.
- Koeppenkastrop, D., DeCarlo, E.H., 1992. **Sorption of Rare Earth Elements from Seawater onto Synthetic Mineral Particles — An Experimental Approach.** *Chem. Geol.* 95 (3-4), 251-263.
- Lindenmayer, Z.G., Laux, J. H., Teixeira, J. B. G., 2001. **Considerações sobre a origem das formações ferríferas da formação Carajás, Serra dos Carajás.** *Revista Brasileira de Geociências* 31 (1), 21-28.
- McLennan, S.M., 1989. **Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes.** In: Lipin, B.R., McKay, G.A. (Eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. Reviews in Mineralogy*, 21, 169-200.
- Meinert L.D., Dipple G.M., Nicolescu S., 2005. **World Skarn Deposits.** *Econ. Geol.* 100th Anniversary Volume, 299-336.
- Moffett, J.W., 1990. **Microbially Mediated Cerium Oxidation in Seawater.** *Nature* 345 (6274), 421- 423.
- Murray, R.W., Buchholtz ten Brink, M.R., Gerlach, D.C., 1990. **Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale.** *Geology* 18 (3), 268–271.

- Murray, R.W., Buchholtz ten Brink, M.R., Gerlach, D.C., 1991. **Rare earth, major and trace elements in chert from the Franciscan Complex and Monterey group, Californian: assessing REE sources to fine grained marine sediments.** *Geochim. Cosmochim. Acta* 55 (7), 1875–1895.
- Murray, R.W., Buchholtz ten Brink, M.R., Gerlach, D.C., Russ III, G.P., Jones, D.L., 1992. **Rare earth major and trace element compositions of Monterey and DSDP chert and associated host sediment, assessing the influence of chemical fractionation during diagenesis.** *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 2657–2671.
- Murray, R.W., 1994. **Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications.** *Sediment. Geol.* 90, 213–232.
- Nadoll, P., Angerer, T., Mauk, J.L., French, D., Walshe, J., 2014. **The chemistry of hydrothermal magnetite: A review.** *Ore Geology Reviews* 61, 1–32.
- Nicolescu, S., Cornell, D.H., Södervall, U., Odelius, H., 1998. **Secondary ion mass spectrometry analysis of rare earth elements in grandite garnet and other skarn related silicates.** *European Journal of Mineralogy* 10, 251–259.
- Parente, C.V., Veríssimo, C.U.V., Botelho, N.F., Santos, T.J.S., Oliveira, C.G., Lira Júnior, J.A., Martins, D.T., 2015. **Fe-Cu skarns deposits in the Santa Quitéria magmatic arc, Borborema Province, Brazil.** *Brazilian Journal of Geology* 45(3), 359-382.
- Pereira, A.C., Papini, R.M., 2015. **Processes for phosphorus removal from iron ore - a review.** *R. Esc. Minas, Ouro Preto*, 68 (3), 331-335.
- Petrelli, M., 2007. **Petrograph: A new Software to visualize, model, and present geochemical data for Windows.** Version beta 2. Perugia (Italy). (Disponibile in <http://www.unipg.it/~maurip/SOFTWARE.htm>).
- Planavsky, N., Bekker, A., Rouxel, O. J., Kamber, B., Hofmann, A., Knudsen, A., Lyons, T. W., 2010. **Rare Earth Element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic Fe formations revisited: New perspectives on the significance and mechanisms of deposition.** *Geochim. Cosmochim. Acta* 74, 6387-6405.
- Roser, B.P., Korsch, R.J., 1986. **Determination of tectonic setting of sandstone–mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio.** *J. Geol.* 94, 635–650.
- Shields, G.A., Webb, G. E., 2004. **Has the REE composition of seawater changed over geological time?** *Chem. Geol.* 204, 103-107.
- Silva Filho, C.V.R., 2012. **Isótopos de Nd aplicados a datação direta de formações ferríferas paleoarqueanas do Maciço São José do Campestre** (Unpublished Master's Dissertation). Instituto de Geociências, Universidade de Brasília-UnB.
- Spier, C.A., 2005. **Geoquímica e Gênese das Formações Ferríferas Bandadas e do Minério de Ferro da Mina de Águas Claras, Quadrilátero Ferrífero, MG** (Doctoral Thesis). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo-USP.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. **Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes.** In: Saudners, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Migmatism in the ocean basins.* *Geol. Soc. London. Special Publications* 42, 313-345.

- Turner, D.R., Whitfield, M., Dickson, A.G., 1981. **The Equilibrium Speciation of Dissolved Components in Freshwater and Seawater at 25°C and 1 atm Pressure.** *Geochim. Cosmochim. Acta* 45 (6), 855-881.
- Viehmann, S., Bau, M., Bühn, B., Dantas, E.L., Walde, D.H.G., 2016. **Geochemical characterisation of Neoproterozoic marine habitats: Evidence from trace elements and Nd isotopes in the Urucum iron and manganese formations, Brazil.** *Precambrian Res.* Manuscript.