



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DAS ROCHAS METAMÁFICAS E
METAULTRAMÁFICAS DO GRUPO NOVO ORIENTE-CE, SW DO DOMÍNIO
CEARÁ CENTRAL, PROVÍNCIA BORBOREMA**

JOÃO PAULO ARAÚJO PITOMBEIRA

**FORTALEZA
2014**



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DAS ROCHAS METAMÁFICAS E
METAULTRAMÁFICAS DO GRUPO NOVO ORIENTE-CE, SW DO DOMÍNIO
CEARÁ CENTRAL, PROVÍNCIA BORBOREMA**

JOÃO PAULO ARAÚJO PITOMBEIRA

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para obtenção do Título de Mestre em Geologia. Área de concentração: Geodinâmica e Recursos Minerais.

Orientador: Prof. Dr. Wagner da Silva Amaral

**FORTALEZA
2014**



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DAS ROCHAS METAMÁFICAS E
METAULTRAMÁFICAS DO GRUPO NOVO ORIENTE-CE, SW DO DOMÍNIO
CEARÁ CENTRAL, PROVÍNCIA BORBOREMA**

JOÃO PAULO ARAÚJO PITOMBEIRA

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para obtenção do Título de Mestre em Geologia. Área de concentração: Geodinâmica e Recursos Minerais.

Aprovada em: ____ / ____ / ____.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Wagner da Silva Amaral (Orientador)
Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP)

Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos
Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP)

Prof. Dr. Christiano Magini
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Para José Eudes, Antônia, André e Nair

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer primeiramente aos meus pais, José Eudes e Antônia, e vó Nair pelo apoio em todos os momentos dessa jornada.

Ao Prof. Wagner Amaral pela orientação e oportunidade de trabalhar com a geologia dos terrenos pré-cambrianos do Ceará, tema que sempre quis desenvolver na pós-graduação, pelos conselhos, paciência e incentivo principalmente nos momentos mais difíceis.

Aos professores Ticiano Santos e Christiano Magini por aceitarem o convite para participarem da banca examinadora.

À todos os funcionários e professores do DEGEO-UFC, em especial aos Profs. Clóvis Parente, pelos ensinamentos, atenção e ajuda principalmente no último ano do curso, César Veríssimo, Nogueira Neto (Zeca) e aos que ministraram as disciplinas que cursei ao longo do mestrado pela dedicação e ensinamentos.

Aos professores da Universidade de Brasília, Elton Luiz Dantas, Máximo Matteini, César Ferreira Filho, Sylvia Maria de Araújo, Roberta Vidotti, Reinhardt Fuck, Claudinei Oliveira e Nilson Botelho, pela atenção e ensinamentos; e a todos do Laboratório de Geocronologia da UnB.

À Lílíana Osako e Igor Praxedes pelo apoio, companheirismo e receptividade em Brasília.

Ao Prof. Neivaldo Castro pelos conselhos e grande ajuda em vários momentos. À Mayara Paiva pelo companheirismo e ajuda; e aos amigos Joari e David pela força e grande amizade.

À todos os colegas de disciplinas da pós-graduação pela boa convivência e ajuda em muitos momentos: Raphaele, Jackson, Evilarde, Ricardo, Karla, Maria, Fabiano, Pina, Andrea, Roberta, Vânia, Dillano, Glória, Alcione, Wollker...

Por fim, à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e ao Programa REUNI pela bolsa de estudos; ao PROCAD (UFC-UNB) e ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Estudos Tectônicos (CNPq/INCT-ET/Proc. N° 573713/2008-1) pelo auxílio financeiro para a realização das análises laboratoriais e trabalhos de campo.

NERVOS DE AÇO



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

Geoquímica e Geocronologia das Rochas Metamáficas e Metaultramáficas do Grupo Novo Oriente-CE, SW do Domínio Ceará Central, Província Borborema

João Paulo Araújo Pitombeira

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

RESUMO

A região de Novo Oriente, localizada a aproximadamente 400 km de Fortaleza-CE, é conhecida por ocorrências de rochas metamáficas e metaultramáficas as quais afloram em diferentes contextos na porção sudoeste do Domínio Ceará Central da Província Borborema. As rochas metamáficas, representadas por metagabros, hornblenda metagabros e metabasaltos, afloram intercaladas com rochas metapelíticas e metapsamíticas sob a forma de lentes e estratos tabulares concordantes, com espessura variada, desde centimétrica a algumas dezenas de metros, concordantes com a foliação N-S e metamorfisadas sob condições do facies xisto verde a anfíbolito. Os dados geoquímicos apontam para uma composição basáltica toleítica com assinatura geoquímica de basaltos tipo MORB, de fundo oceânico, basaltos cálcio-alcálicos e intra-placa. A principal ocorrência de caráter ultramáfico está associada a uma lasca tectônica preservada em um alto topográfico conhecido como Morro dos Pereiras. Na referida localidade, rochas metaultramáficas intensamente tectonizadas, serpentinizadas, esteatizadas e silicificadas, que compreendem serpentinitos (cisalhados ou isotrópicos), actinolitos, tremolitos, clorititos, talco-clorita xistos, serpentina-talco xistos (asbestos), rochas talco-silicosas e *listwanitos*, afloram *in situ*. Estudos petrográficos de seções delgadas/polidas, em microscópio óptico convencional e também em microscópio de varredura eletrônica – MEV, confirmaram a presença de diversos

minerais de interesse econômico tais como cristais de Cr-magnetita, ferricromita e Cr-espinélio associados às rochas da sequência metaultramáfica. Os dados geoquímicos indicam que os serpentinitos podem corresponder a rochas oriundas da alteração de ultramafitos do tipo alpino (peridotitos e dunitos), empobrecidas em ETR, similar ao padrão apresentando pelos serpentinitos de zona de subducção oriundos de peridotitos sub-continentais exumados e hidratados durante rifteamento em OCT (*ocean-continental transition*). Análises isotópicas Sm-Nd dos dois grupos de rochas apontam para uma derivação juvenil paleoproterozóica com idades T_{DM} variando de 2,10 a 2,46 Ga, $\epsilon_{Nd,2,1}$ entre +0,40 e +3,30, e mistura com fontes mais antigas representada pelas amostras com idades T_{DM} arqueanas que variam de 2,63 a 3,29 Ga e $\epsilon_{Nd,2,1}$ levemente negativo (-0,15 a -0,22). Os dados obtidos sugerem que as rochas metamáficas e metaultramáficas poderiam corresponder, respectivamente, ao desenvolvimento de uma margem passiva pobre em magmas e a parte de um manto sub-litosférico continental exumado em uma zona de transição oceano-continente (OCT).

PALAVRAS CHAVE: Metamáfica, Metaultramáfica, Província Borborema



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**Geochemistry and Geochronology of the Metamafic and Metaultramafic Rocks
of the Novo Oriente Group-CE, SW Ceará Central Domain, Borborema Province**

João Paulo Araújo Pitombeira

MASTER'S THESIS

ABSTRACT

In the Novo Oriente region, located approximately 400 km from Fortaleza-CE, metamafic and metaultramafic rocks occur in different contexts in the southwestern portion of the Ceará Central Domain of the Borborema Province. The metamafic rocks, represented by metagabbros, honblende metagabbros and metabasalts, occur interlaid with metapelitic and metapsamitic rocks as lenses and tabular layers, with varied thickness, from centimeter- to meter-wide, consistent with the N-S foliation and metamorphosed under greenschist and amphibolite facies conditions. The geochemical data indicate a tholeiitic basaltic composition with signature of type MORB-type basalts, seafloor basalts, calc-alkaline and intra-plate basalts. The main occurrence of ultramafic rocks is associated with a thrust sheet preserved on a topographic high known as the Pereiras Hill. In the latter, metaultramafic rocks intensely tectonized, serpentinized, steatitized and silicified, comprising serpentinites (sheared or isotropic), chloritites, actinolitites, tremolitites, talc-chlorite schists, serpentine-talc schists, talc-rich siliceous rocks and listwänites outcrop *in situ*. Petrographic studies of thin/polished sections under conventional optical microscope combined with scanning electron microscope, confirmed the presence of several minerals of economic interest, such as Cr-magnetite, ferrichromite and Cr-spinel associated with the rocks of the metaultramafic sequence. Geochemical data indicate that the serpentinites may correspond to alteration products of Alpine-type

ultramafites (peridotites and dunites) depleted in REE, similar to subduction-zone serpentinites generated from exhumed sub-continental peridotites and hydrated during ocean-continent transition (OCT) rifting. Sm-Nd isotopic analyzes of the two group of rocks show a juvenile paleoproterozoic derivation for most samples, with T_{DM} Nd age ranging from 2.10 to 2.46 Ga, $\epsilon_{Nd,2.1}$ between 0.40 and +3.30, and mixing with older sources represented by archaean T_{DM} ages ranging from 2.63 to 3.29 Ga and $\epsilon_{Nd,2.1}$ slightly negative (-0.15 to -0.22). The data suggest that the metamafic and the metaultramafic rocks could represent, respectively, to the development of a magma-poor passive margin and part of a sub-continental lithospheric mantle exhumed in an ocean-continent transition (OCT).

KEYWORDS: Metamafic, Metaultramafic, Borborema Province

SUMÁRIO

1 – INTRODUÇÃO.....	1
1.1 – Objetivos.....	2
1.2 – Localização e Acesso a Área de Estudo.....	3
1.3 – Aspectos Sócio-Econômicos e Fisiográficos.....	4
2 – MATERIAIS E MÉTODOS.....	6
2.1 - Compilação das Informações Existentes.....	6
2.2 - Sistema de Informações Georreferenciadas (SIG), Processamento Digital e Imagens (PDI) e Aerogeofísica.....	6
2.3 - Trabalhos de Campo.....	9
2.4 – Análise Petrográfica.....	10
2.4.1 - Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).....	11
2.5 –Litogeoquímica.....	11
2.6 - Geoquímica Isotópica.....	13
2.7 - Integração dos Dados e Elaboração da Dissertação.....	14
3 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	15
3.1 – Província Borborema e seus Domínios Tectônicos.....	15
3.2 – Domínio Ceará Central.....	17
3.2.1 – Núcleo Arqueano (NA).....	19
3.2.2 - Embasamento Gnáissico Paleoproterozóico (EGPP).....	21
3.2.3 - Supracrustais de Idade Proterozóica Indivisa a Neoproterozóica (SPNP).....	21
3.2.4 - Arco Magmático de Santa Quitéria e Granitóides Neoproterozóicos a Cambriano.....	23
3.3 – Grupo Novo Oriente.....	24
4 – GEOLOGIA E PETROGRAFIA.....	28
4.1 – Modo de Ocorrência e Relações de Campo.....	28
4.1.1 – Rochas Metamáficas.....	28
4.1.2 – Rochas Metaultramáficas.....	32
4.2 – Petrografia.....	40
4.2.1 – Rochas Metamáficas.....	40
4.2.1.1 – Metabasaltos.....	40
4.2.1.2 - Hornblenda metagabros.....	41

4.2.1.3 – <i>Metagabros</i>	43
4.2.2 – Rochas Metaultramáficas	44
4.2.2.1 – <i>Serpentinitos</i>	44
4.2.2.2 – <i>Actinolitos</i>	48
4.2.2.3 – <i>Clorititos</i>	49
4.2.2.4 – <i>Talco-clorita xistos</i>	51
4.2.2.5 – <i>Clorita-serpentina-talco xistos</i>	52
4.2.2.6 – <i>Talco-silicosas</i>	53
4.2.2.7 – <i>Listwanitos</i>	55
4.2.3 – Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)	56
5 – LITOGEOQUÍMICA	62
5.1 – Rochas Metamáficas	62
5.1.1 – <i>Diagramas binários de variação</i>	62
5.1.2 – <i>Diagramas de classificação de rocha e séries magmáticas</i>	70
5.1.3 – <i>Padrões de ETR's e diagramas multi-elementares</i>	71
5.1.4 – <i>Diagramas de discriminação tectonomagmática</i>	72
5.2 – Rochas Metaultramáficas	76
5.2.1 – <i>Diagramas binários de variação</i>	76
5.2.2 – <i>Padrões de ETR's e diagramas multi-elementares</i>	82
5.2.3 – <i>Diagramas ternários</i>	86
6 – GEOQUÍMICA ISOTÓPICA	87
6.1 – <i>Isótopos de Nd</i>	87
6.2 – <i>Isótopos de Sr</i>	95
7 – DISCUSSÃO	99
7.1 – <i>Rochas Metamáficas</i>	99
7.2 – <i>Rochas Metaultramáficas</i>	103
7.3 – <i>Implicações Geodinâmicas e Correlação Regional</i>	107
8 – CONCLUSÕES	110
9 – REFERÊNCIAS	111
ANEXOS	

1 – INTRODUÇÃO

A concepção de margens passivas está diretamente relacionada à abertura completa de um oceano, onde sua largura e estrutura dependem de diversos fatores. Durante a formação de uma margem passiva pode haver magmatismo abundante ou não. Quando há geração de rochas vulcânicas em pequeno volume, a margem passiva é caracterizada como pobre em magma - *magma-poor passive margin* (Reston *et al.*, 1995; Manatschal, 2004; Franke, 2013). Neste caso rochas mantélicas podem aflorar no assoalho oceânico acompanhado de magmatismo máfico intrusivo e extrusivo que aumenta em volume na direção do oceano até ligar-se a crosta formada no centro de espalhamento.

A formação de margens passivas pobres em magma ocorre em regime extensional e apresenta extremo afinamento crustal, seguido por falhamentos normais, exumação e serpentização de ampla zona do manto superior na transição continente-crosta oceânica, acompanhada por desenvolvimento de uma superfície de descolamento (Reston, 2009). A carência de magmatismo pode ser explicada pela dependência da profundidade para o estiramento crustal e por uma litosfera pré-esgotada, com o rifteamento iniciado no manto sub-litosférico. Com o resfriamento e estiramento, as porções dúcteis da crosta média e profunda se tornam mais frágeis, o que resulta na formação de falhas que cortam a Moho e possibilita a percolação de água do mar que aquecida em profundidade, origina o processo de serpentização das rochas mantélicas. O complexo processo de falhamento polifásico continua após a separação crustal completa e resulta na exumação de grandes massas de natureza ultramáfica alojadas tectonicamente em sequências metassedimentares (Whitmarsh *et al.*, 2001; Perez-Gussinyé & Reston, 2001; Reston, 2009).

Na região de Novo Oriente, porção sudoeste do Domínio Ceará Central da Província Borborema, ocorrem duas seções tectono-estratigráficas distintas, agrupadas no grupo homônimo (Novo Oriente). A unidade basal, denominada Formação Caraúbas, é composta principalmente por metapelitos com menor participação carbonática e intercalações de rochas metamáficas e metaultramáficas. As rochas metaultramáficas desta sequência ocorrem como lascas tectônicas atualmente preservadas em altos topográficos. Correspondem a uma associação de

serpentinitos, actinolititos, tremolititos, clorititos e talco xistos com graus distintos de alteração hidrotermal. A Formação Bonsucesso, unidade superior, é constituída por rochas metassedimentares clástico-psamíticas com intercalações de rochas metamáficas representadas por hornblenda metagabros e metabasaltos com relictos de estruturas primárias que ocorrem sob a forma de lentes e corpos tabulares. Seriam as rochas metamáficas e metaultramáficas do Grupo Novo Oriente respectivamente, vestígios do magmatismo máfico e rochas mantélicas alçadas em margens continentais rifteadas pobres em magmatismo?

Na presente dissertação são apresentados dados de campo, petrografia, litogeoquímica, química mineral semi-quantitativa e isotópica levantados com o intuito de determinar o ambiente e o período de geração das rochas em questão e contribuir para a evolução geodinâmica da porção SW do Domínio Ceará Central.

1.1 - Objetivos

O principal objetivo deste trabalho é a caracterização das rochas metamáficas e metaultramáficas do Grupo Novo Oriente, a partir de levantamentos de campo, estudos petrográficos, geoquímicos e isotópicos, e contribuir com o entendimento da evolução geodinâmica desta porção da Província Borborema.

Como objetivos específicos, tem-se:

- O mapeamento lito-estrutural em escala de semi-detulhe e detalhe em áreas selecionadas;
- Análise estrutural descritiva e cinemática;
- O detalhamento petrográfico e microtectônico das rochas em questão;
- A caracterização geoquímica e isotópica para a determinação dos ambientes de formação das sequências metamáficas e metaultramáficas;
- As possíveis fontes e idade de extração mantélica dos magmas máficos e ultramáficos a partir da geoquímica isotópica (método Sm/Nd e Sr/Sr);
- A discussão de um modelo tectônico evolutivo para a região e suas implicações na geodinâmica do Domínio Ceará Central, da Província Borborema.

1.2 – Localização e Acesso a Área de Estudo

A região estudada localiza-se no sudoeste do Estado do Ceará, sendo limitada pelo estado do Piauí a oeste, pelos municípios de Crateús a norte e a sul por Quiterianópolis, Parambu e Tauá. O polígono da área em apreço é definido pelas coordenadas UTM (WGS-84): 9400500/290000 (superior esquerdo) e 9343000/315000 (inferior direito). O acesso principal à porção sul da área pode ser feito pela BR-020, partindo de Fortaleza até o distrito de Santa Cruz do Banabuiú, de onde segue-se para oeste pela BR-226 até o município de Crateús. O trecho final de 40 km, é feito pela CE-187 que interliga Crateús à Novo Oriente (Figura 1.1).

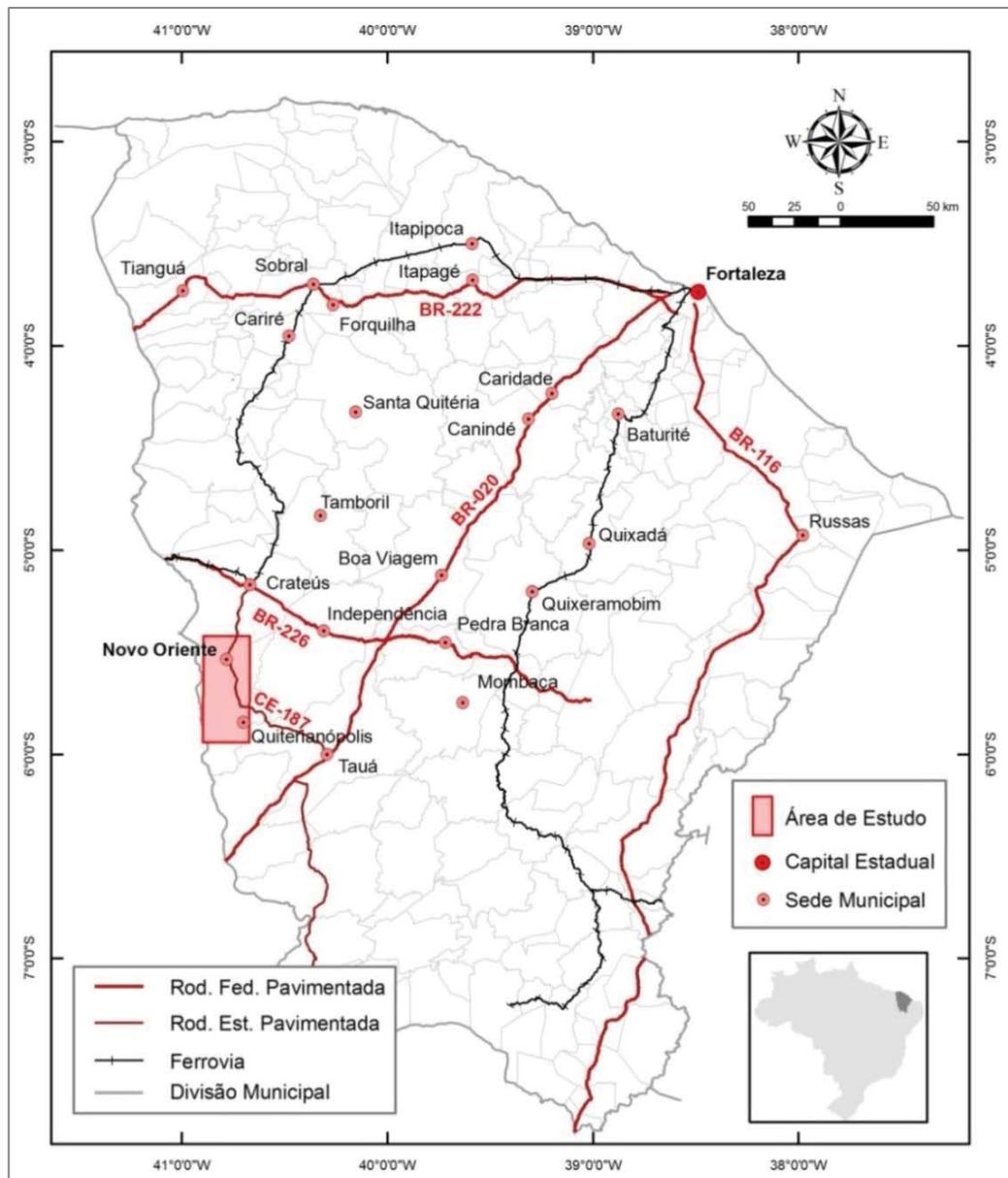


Figura 1.1: Mapa de localização e principais acessos a região de Novo Oriente e a área de estudo.

1.3 – Aspectos Sócio-Econômicos e Fisiográficos

O município de Novo Oriente faz parte da macrorregião Sertão dos Inhamuns, que tem com principais municípios Crateús e Tauá. Novo Oriente se localiza a 324 km da Capital Fortaleza e localiza-se a sul de Crateús e a norte de Quiterianópolis, nas coordenadas geográficas 5° 32' 04" (Latitude S) e 40° 46' 27" (Longitude W).

A população total de Novo Oriente é de 27.453 habitantes (51,83% moram na zona urbana e 48,17% na zona rural). A cidade possui uma densidade demográfica de 29,01 hab./km². Dentre esses serviços públicos prestados pode-se citar o hospital geral, postos de saúde, centro de saúde, vigilância sanitária e o centro de atenção psicossocial. O Sistema de educação do município possui duas escolas estaduais e uma da rede privada, que oferecem ensino fundamental e médio. A taxa de analfabetismo da cidade é de 33% da população com 15 anos ou mais. Cerca de, 41,31% da população de Novo Oriente é considerada extremamente pobre, com renda per capita mensal de 70,00 R\$. Deste percentual 65,52% reside na zona rural. (IPECE, 2011).

Os meios de geração de emprego e renda do município se concentram nas atividades como construção civil, comércio, agropecuária, administração, serviços gerais e garimpo de ametista.

As atividades econômicas desenvolvidas na área baseiam-se principalmente no setor primário, ou seja, na agricultura de subsistência, na pecuária e no extrativismo vegetal. O comércio é varejista e limita-se a comercialização de produtos agrícolas (gêneros alimentícios), artesanato regional, produtos industrializados provenientes de outros municípios, vestimentas e outros.

A região desperta o interesse dos investidores do setor mineral. Entre os anos de 2004 e 2008 foram requeridas 72 áreas para pesquisa mineral junto ao DNPM (Departamento Nacional de Produção Mineral). As substâncias de interesse correspondem principalmente ao minério de ferro, seguido por minério de níquel, fosfato, minério de lítio, argila e quartzo.

A região está inserida no Polígono das Secas, que compreende uma porção do nordeste brasileiro, marcada por estiagens prolongadas. De acordo com o IPECE (2011), aproximadamente 80% da região possui um clima do tipo Tropical Quente Semi-Árido. Cinco classes de solos compõem a região: Argissolos, Latossolos,

Neossolos, Luvisolos e Planossolos. O relevo da área é marcado por dois domínios geomorfológicos: Planalto da Ibiapaba e Depressão Sertaneja. O primeiro é sustentado pelas rochas do Grupo Serra Grande, abrange o extremo oeste da área, com mergulho suave para oeste, escarpa abrupta para leste e cotas que atingem aproximadamente 850 metros de altitude. A Depressão Sertaneja se evidencia através de vastas rampas pedimentadas que iniciam da base do Planalto da Ibiapaba e estende-se para leste. Esta unidade geomorfológica compreende a maior parte da área de estudo, possui cota média de 400 metros, topografia plana, densidade de drenagem fraca, variedade de litotipos, pequena espessura do manto de alteração das rochas e maciços residuais isolados dentre os quais ocorrem as rochas da sequência metaultramáfica, como o Morro dos Pereiras e o Morro do Ouvidor.

De acordo com o mapa de unidades fitoecológicas a cobertura vegetal é marcada por quatro unidades: Carrasco, Floresta Subcaducifolia Tropical Pluvial (Mata Seca), Floresta Caducifolia Espinhosa (Caatinga Arbórea) e Caatinga Arbustiva Aberta. A rede de drenagem é constituída por cursos d'água intermitentes, com padrão de drenagem dendrítico, controlado por descontinuidades geológicas. A serra da Joanhina representa um importante divisor de drenagens na área, marcando o limite entre a bacia hidrográfica do Alto Jaguaribe (porção sudeste) e a bacia do Parnaíba. O principal reservatório superficial corresponde ao açude Flor do Campo, responsável pelo fornecimento de água para a sede municipal de Novo Oriente. Os aquíferos que ocorrem na região correspondem aos dos depósitos cenozóicos, aquíferos da Bacia Sedimentar do Parnaíba, aquíferos do cristalino fraturado e aquíferos de rochas metavulcanossedimentares.

2 – MATERIAIS E MÉTODOS

Para atingir os objetivos pré-determinados a realização deste trabalho contemplou as seguintes linhas de atuação:

- i) Compilação das informações existentes;
- ii) Sistema de informações georreferenciadas (SIG), processamento digital de imagens (PDI) e aerogeofísica;
- iii) Trabalhos de campo;
- iv) Análise petrográfica;
- v) Geoquímica
 - a. Litogeoquímica;
 - b. Microscopia eletrônica de varredura (MEV);
- vi) Geoquímica isotópica;
- vii) Integração Final e Elaboração da Qualificação

2.1 - Compilação das Informações Existentes

Nesta etapa foram compilados mapas, relatórios técnicos, dissertações, teses, e artigos científicos publicados em periódicos e anais de eventos científicos nacionais e internacionais que contemplaram a área de estudo e/ou o tema abordado no presente estudo. Com a análise dos trabalhos levantou-se informações sobre a geologia da Província Borborema (compartimentação estrutural, unidades estratigráficas e evolução tectônica), dando ênfase para pesquisas na região de Novo Oriente, bem como suas rochas metamáficas e metaultramáficas e rochas correlatas no Domínio Ceará Central. Foram também consultados trabalhos de síntese sobre geoquímica e geocronologia de rochas máficas e ultramáficas em outros contextos.

2.2 - Sistema de Informações Georreferenciadas (SIG), Processamento Digital e Imagens (PDI) e Aerogeofísica

Para manipular e analisar a grande e variada gama de informações, um banco de dados digitais georreferenciados contendo inicialmente as informações oriundas de trabalhos anteriores foi montado e trabalhado em um sistema de

informações georreferenciadas (SIG), plataforma ArcGIS 9.3® (ESRI, 2009). Tal banco serviu para a análise integrada dos dados compilados e confecção de produtos cartográficos preliminares e finais. As informações obtidas a partir dos mesmos foram utilizadas para um reconhecimento geológico prévio da área e auxiliar no planejamento das atividades de campo.

O processamento e a análise espectral de imagens de satélite podem ser utilizados no meio geológico como uma importante ferramenta na cartografia geológica, pesquisa e prospecção de minerais de interesse econômico. Imagens do sensor TM do Landsat TM 5 foram utilizadas no reconhecimento de possíveis áreas ricas em óxidos e hidróxidos de ferro, argilominerais e áreas com e sem cobertura vegetal. O tratamento das imagens foi realizado no *software* ENVI® 4.8. Posteriormente, os dados gerados foram importados para o *software* ArcGis® 9.3.

Com o objetivo de realçar as unidades litológicas identificadas em campo, as técnicas de processamento digital de imagens (PDI) foram selecionadas principalmente com base nas características espectrais dos solos residuais associados à ocorrência de óxidos e hidróxidos de ferro e argilominerais. As seguintes técnicas foram utilizadas: i) composição colorida (RGB); ii) operação aritmética de subtração das bandas espectrais representadas em RGB; e iii) técnica Crósta (Crósta & Moore 1989) e aperfeiçoada por Loughlin (1991) – Figura 2.1.

Imagens de sensores remoto com alta resolução espacial oriundas do aplicativo Google Earth® também foram incorporadas ao SIG para o reconhecimento de feições planimétricas (estradas, caminhos, drenagens, açudes), bem como feições estruturais e texturais de relevo úteis à cartografia geológica. Foram utilizadas ainda cenas da *Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM)*, com resolução espacial de 90 metros, o que permitiu gerar modelos digitais do terreno (MDT), obtenção de isolinhas de altitude e auxiliar não reconhecimento estrutural regional.

A utilização de dados aerogeofísicos é uma ferramenta essencial no reconhecimento litoestrutural de terrenos pré-cambrianos, onde as relações estratigráficas e estruturais são difíceis de serem delimitadas apenas com trabalhos de campo (Blum, 1999; Silva, 1999; Amaral, 2007). A integração de dados aeromagnéticos e aerogamaespectrométricos é útil para estudos de grandes áreas, exploração mineral e no auxílio ao mapeamento geológico básico (Roest & Pilkington, 1993; Tourlière *et al.*, 2003; Mantovani *et al.*, 2005).

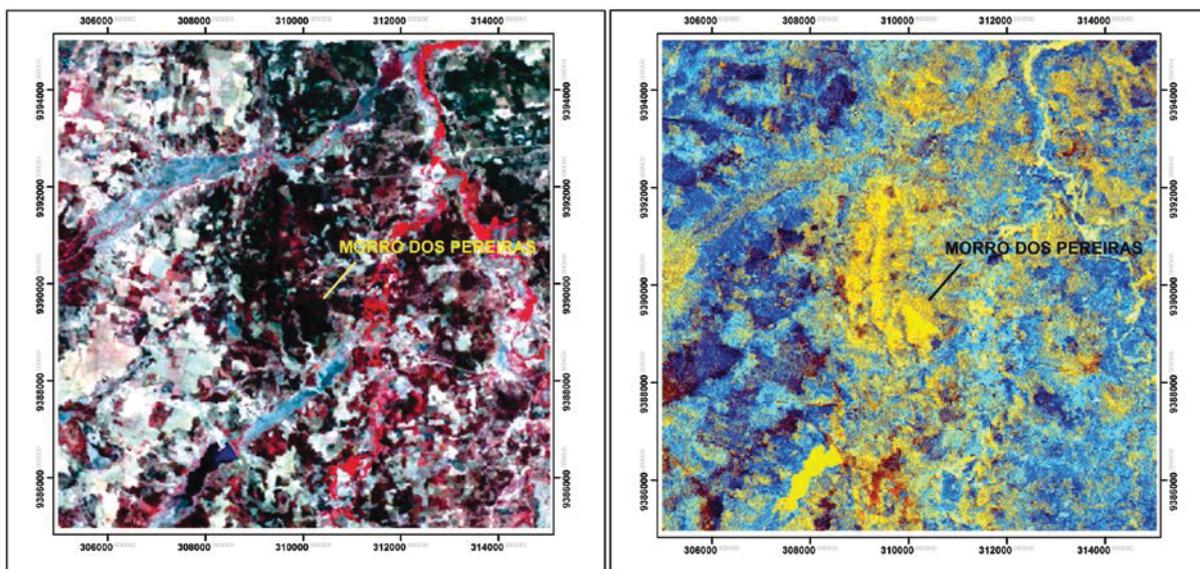


Figura 2.1: Exemplo da utilização de imagens de sensores remota região do Morro dos Pereiras - Imagens geradas a partir das bandas 4, 3 e 2 representadas em RGB (esquerda) e da aplicação da técnica Crósta com a PC3-1457 (OH-), PC3+PC4-TM1457 (OH-+Fe) e PC4-TM1345 (Fe) em RGB sobreposta a PC1 das 6 bandas espectrais do Landsat-5/TM (direita).

Os dados aerogeofísicos oriundos do Projeto Novo Oriente (CPRM, 2006) foram utilizados para identificar feições geológicas de caráter regional e contribuir na delimitação de domínios litológicos na região de Novo Oriente bem como para a confecção de produtos cartográficos específicos e a integração com os dados geológicos de superfície disponíveis.

Os levantamentos foram realizados com aeronaves modelo Cessna C208B Grand Caravan PT-MEB equipadas com aeromagnetômetro Scintrex CS-3, e gamaespectrômetro Pico Envirotec – GRS410, 512 Canais. Os dados gamaespectrométricos foram obtidos em contagem por segundo (cps) e os dados magnéticos em nanoteslas (nT). A navegação foi controlada utilizando o sistema GPS JavadEuroGD, L1/L2, de 12 canais, sendo feita uma correção diferencial pós-processada para garantir a precisão do posicionamento das medidas realizadas assim como a trajetória da aeronave.

O processamento dos dados foi baseado nos trabalhos de Blum (1999), Silva *et al.* (1999) e Amaral (2007). Inicialmente, um pré-processamento dos dados foi feito para avaliar a qualidade dos dados e com objetivo de interpolá-los segundo malhas regulares. Esta etapa foi finalizada com o micronivelamento dos dados que visa eliminar ruídos gerados pela existência de tendências na direção das linhas de vôo que se repetem nos dados magnéticos e gamaespectrométricos. Em seguida,

foram aplicadas diversas transformações lineares, principalmente nos dados magnéticos (filtros, derivadas, sinal analítico, entre outros), que possibilitaram o melhor entendimento da distribuição e correlação com os domínios litológicos e grandes traços estruturais da região. Exemplos de produtos gerados para a região de Novo Oriente podem ser observados na Figura 2.2.

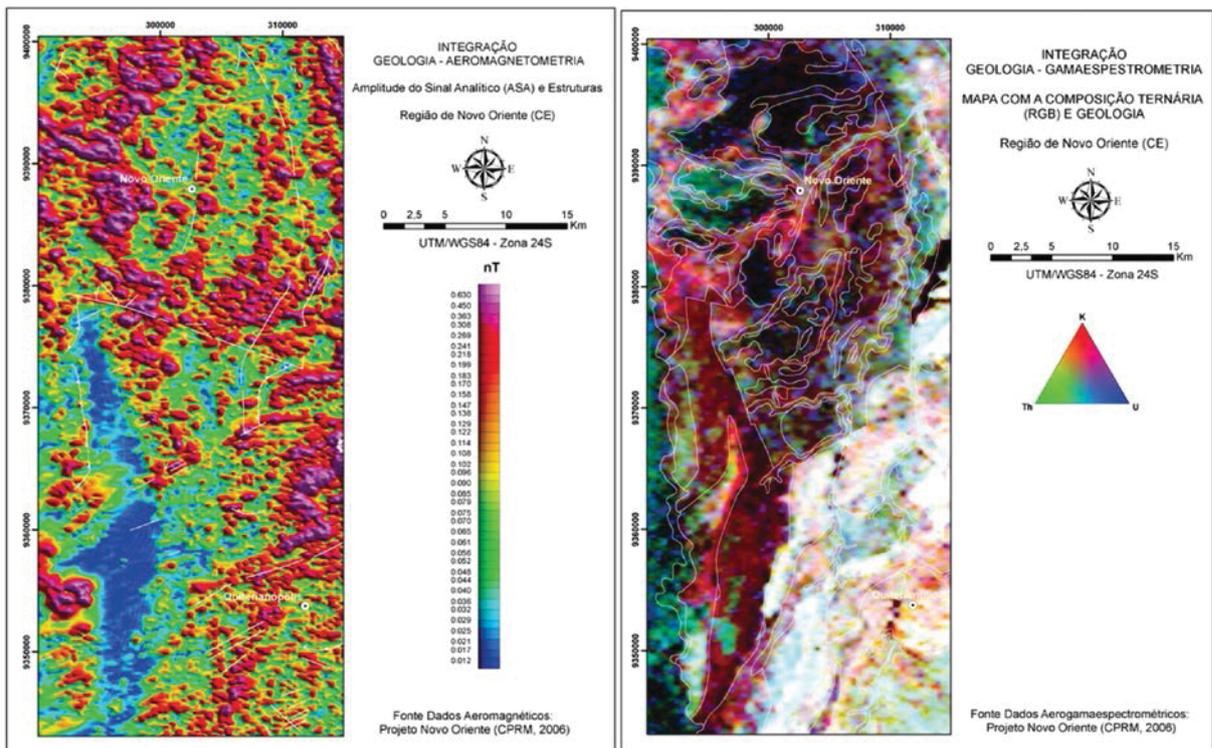


Figura 2.2: Exemplo da utilização de imagens de dados aerogeofísicos - Mapa da Amplitude do Sinal Analítico (ASA) integrado com as principais estruturas (esquerda) e composição ternária (RGB) integrado com os principais contatos litológicos da região de Novo Oriente (direita). Fonte estruturas e contatos: de Araújo *et al.* (2011).

2.3 - Trabalhos de Campo

Os trabalhos de campo foram realizados no âmbito dos municípios de Crateús, Novo Oriente e Quiterianópolis durante três etapas de campo com duração de 3 a 9 dias. Na ocasião foram caracterizados 141 pontos de afloramentos incluindo as principais exposições de rochas metamáficas e metaultramáficas do Grupo Novo Oriente bem como as rochas encaixantes destas.

As técnicas de mapeamento e levantamento de informações mineralógicas, litológicas, texturais e estruturais foram implementadas conforme informações presentes em Klein & Hurlbut (1998), Arthaud (1989), Davis & Reynolds (1996),

Passchier *et al.* (1993), Barnes (1995), Fry (1984), Thorpe & Brown (1985) e Tucker (1996). O levantamento das informações de campo foi realizado a partir da caracterização das principais exposições de rochas metamáficas e metaultramáficas obtidas a partir de trabalhos anteriores (e.g. Ferreira, 2008; de Araújo *et al.* 2011) e de novos pontos a partir de perfis preferencialmente dispostos de forma a permitir o levantamento de feições lito-estruturais contínuas e o mais transversal possível a principal foliação regional. Assim, o levantamento de pontos de afloramento na região do Morro dos Pereiras, onde realizou-se mapeamento em escalas de detalhe (1:10.000 e 1:2.500) foi realizado preferencialmente segundo a execução de perfis E-W, já que a estruturação regional observada em mapas geológicos e nos produtos do sensoriamento remotomostra-se na direção N-S.

Durante a descrição dos afloramentos, as seguintes informações foram coletadas: coordenadas do ponto, nome da(s) rocha(s), principais minerais, textura, estrutura, atitudes de foliação, atitudes de lineação mineral e/ou de estiramento, efervescência ao HCl 10%. Amostras representativas dos afloramentos visitados foram devidamente coletadas e etiquetadas e as selecionadas para análises geoquímica e geocronológicas armazenadas em sacos plásticos lacrados com fita adesiva. Fotografias e croquis esquemáticos complementam as descrições realizadas.

2.4 – Análise Petrográfica

Após a realização dos trabalhos de campo, uma descrição macroscópica mais detalhada foi realizada e posteriormente, foi realizada uma seleção das amostras para a confecção de seções delgadas com cortes paralelos à lineação de estiramento mineral quando observada. Foram confeccionadas 33 seções delgadas e 6 polidas. A descrição petrográfica foi realizada com o auxílio de um microscópio de luz transmitida, modelo Olympus BH-2, no Laboratório de Microscopia do Departamento de Geologia da UFC. Para a identificação mineralógica foram utilizadas técnicas de identificação de minerais ao microscópio petrográfico descritas em Deer *et al.* (1966), Heinrich (1970), Fugimore & Ferreira (1987) e atlas petrográficos (e.g. Mackenzie & Guilford, 1980; Vernon, 2004). Além da caracterização mineralógica e textural, foram estimadas as proporções volumétricas

dos minerais. A identificação e caracterização dos diferentes tipos de rocha foi realizada a partir de: i) Wernick (2004), Wilson (1989) e Best (2003) para rochas ígneas; ii) Suguio (2003) para rochas sedimentares; iii) Spry (1969), Best (2003), e Yardley (1994) para rochas metamórficas; iv) Davis & Reynolds (1996) e Arthaud (1989) para geologia estrutural.

A caracterização petrográfica possibilitou a definição dos grupos de rocha que viriam a se confirmar nas análises litogeoquímicas. As novas informações de campo e petrográficas complementaram o SIG existente e deste modo também foram utilizadas na integração e análise final.

2.4.1 - Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

Com o objetivo de obter uma melhor classificação das fases de minerais metálicos que não foram seguramente identificados na petrografia convencional, foram realizadas análises semi-quantitativas em Microscópio de Varredura Eletrônica – MEV, visando contribuir com a caracterização dos ambientes geotectônicos de geração dos protólitos dos principais litotipos de natureza ultramáfica descritos no Morro dos Pereiras.

As análises em MEV-EDS foram efetuadas em amostras de serpentinitos, clorititos, rochas talco silicosas e listwanitos, com ênfase nos minerais de interesse econômico e indicadores das condições de metamorfismo/metalogenéticas. Realizou-se as análises em seções delgadas e polidas metalizadas em filme de carbono. As amostras foram analisadas por microscopia eletrônica de varredura, com micro-análise pontual por dispersão de energia (EDS), no Laboratório de Quantificação Mineral do Departamento de Geociências e Recursos Naturais – DGRN, Instituto de Geociências, da Universidade Estadual de Campinas.

2.5 –Litogeoquímica

Após a caracterização petrográfica foram selecionadas 30 amostras de rochas metamáficas e metaultramáficas do Grupo Novo Oriente para a caracterização química em termos dos elementos maiores e traços afim de determinar a composição, protólitos e ambiente tectônico de geração dessas rochas.

Foram adicionadas ainda os dados litogeoquímicos de 4 amostras (2 metamáficas e 2 metaultramáficas) de Araújo *et al.* (2010b).

As análises em rocha total foram realizadas no *Acme Analytical Laboratories LTD.*, Vancouver, Canadá, utilizando-se as rotinas de análises 4A e 4B. Na primeira, foram obtidas as abundâncias totais dos principais óxidos e vários elementos menores a partir de 0,2 g da amostra analisada pelo inductively coupled plasma (ICP) – espectrometria de emissão. Na rotina 4B foram obtidos os resultados de elementos terras raras e elementos refratários em 0,2 g de amostra determinado por ICP - espectrometria de massa. Para o tratamento dos dados foram utilizados os programas *GCDKIT tools* (Versão 3.0) e o *Microsoft Excel2010*.

Para avaliar o comportamento geoquímico das rochas estudadas, os resultados para os elementos maiores, traços e ETR foram utilizados para a confecção de diagramas binários de variação, classificação de rochas, padrões de distribuição de Elementos Terras Raras (ETRs), aranhogramas (*spiderdiagrams*) multi-elementares e diagramas discriminantes de ambientes tectônicos.

Os diagramas binários de variação foram construídos plotando-se os elementos maiores (Al_2O_3 , CaO , K_2O , Na_2O , P_2O_5 , SiO_2 , TiO_2 e $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$) e traços (Cr, Ni, Co, Ba, Sr, Zr Nb e Y) *versus* o teor de MgO (diagramas de Fenner), uma vez que este elemento apresenta uma grande variação nas rochas máficas/ultramáficas, devido a quebra das fases magnesianas durante a fusão parcial ou remoção a partir da cristalização fracionada. Buscou-se ainda com estes diagramas reconhecer *trends* e/ou grupos de rocha para inferir a origem e afinidade tectônica das rochas.

Para a caracterização em termos da composição e alcalinidade das rochas metamáficas foram utilizados os diagramas $\text{SiO}_2 \times \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (TAS) de Le Bas *et al.* (1986) e $\text{Nb/Y} \times \text{Zr/TiO}_2$ de Winchester & Floyd (1977). Foram utilizados ainda os diagramas $\text{Fe}^{\text{T}} + \text{Ti} \times \text{Al} \times \text{Mg}$ de Jensen (1976) para a distinção entre basaltos toleíticos e rochas ultramáficas e o diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) para caracterização de séries magmáticas. Para as rochas ultramáficas, além do diagrama AFM, utilizou-se o diagrama ternário $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ de Coleman (1977) para classificação de rochas ultramáficas.

Para analisar o comportamento dos ETRs e principais elementos traços das rochas metamáficas e metaultramáficas foram confeccionados diagramas

normalizados pelo manto de primitivo de Sun & McDonough (1989). Os padrões foram comparados ainda ao E-MORB, N-MORB e crosta máfica inferior.

A ideia de distinguir ambientes tectônicos com base na composição dos magmas é atribuída a Pearce & Cann (1971, 1973) e Pearce *et al.* (1984). Tais trabalhos apresentam tentativas de distinção entre basaltos produzidos em ambientes tectônicos conhecidos por intermédio da geoquímica dando origem aos Diagramas de Distinção Tectono-Magmática. Com o objetivo de determinar o ambiente de geração das rochas metamáficas do Grupo Novo Oriente foram utilizados os diagramas Ti x V de Shervais (1982), Zr x Ti de Pearce, 1982, TiO_2 x $10MnO$ x $10P_2O_5$ de Mullen (1983), Zr x Zr/Y de Pearce & Norry (1979), MgO x FeO^T x Al_2O_3 de Pearce *et al.* (1977) e o sistema Th-Hf-Ta-Zr-Nb de Wood (1980). Para as rochas metaultramáficas utilizou-se os diagramas ternários AFM de Irvine & Baragar, (1971) com limites de Coleman (1977) e o diagrama CaO- Al_2O_3 -MgO de Coleman (1977).

2.6 - Geoquímica Isotópica

Foram realizadas análises para rocha total dos isótopos de Nd e Sr em vinte e uma amostras de rochas metamáficas e metaultramáficas do Grupo Novo Oriente. O estudo isotópico pelo sistema Sm-Nd foi feito a partir das razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ e $^{143}Nd/^{144}Nd$, do fator f^{Sm-Nd} , de idades modelo (T_{DM}) e da notação ϵ_{Nd} (De Paolo, 1981; 1988). Os isótopos de Sr foram analisados em termos da razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ e ϵ_{Sr} .

A redução granulométrica das amostras foi realizada no Laboratório de Preparação de Amostras do Departamento de Geologia da UFC. Inicialmente, um britador de mandíbula foi utilizado para redução granulométrica das amostras. A seguir, o material foi pulverizado em moinho de carbeto de tungstênio, para atingir granulometria abaixo de 200 mesh.

As análises isotópicas foram realizadas no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Os procedimentos analíticos seguiram as metodologias usuais descritas por Gioia & Pimentel (2000). No procedimento cerca de 50 mg do pó da amostra foi misturada a uma solução traçadora de ^{149}Sm e ^{150}Nd . As amostras foram dissolvidas em cápsulas Savillex® por meio de sucessivos ataques ácidos em HF, HNO₃ e HCl. Os conteúdos de Sm e

Nd são extraídos através de colunas de trocas catiônicas, confeccionadas em Teflon e empacotadas com resina LN-Spec (resina líquida HDEHP ácido di-(etilhexil) fosfórico impregnada em pó de teflon). As frações de Sm e Nd foram depositadas em arranjos duplos de filamentos de rênio com ácido nítrico e analisadas na forma metálica, em modo estático, utilizando o espectrômetro de massa Finnigan MAT-262 multi-coletor. As incertezas para as razões de Sm/Nd e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são inferiores a $\pm 0,5\%$ (2σ) e $\pm 0,005\%$ (2σ), respectivamente, baseados em análises repetidas dos padrões internacionais BHVO-1 e BCR-1. As razões isotópicas são normalizadas para um valor de $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,7219 e a constante de desintegração utilizada é $6,54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$. Os valores de T_{DM} foram calculados usando o modelo de De Paolo (1981).

2.7 - Integração dos Dados e Elaboração da Dissertação

Consistiu na etapa final dos trabalhos na qual foi realizada a integração e análise das informações compiladas dos trabalhos anteriores e dos dados gerados no presente trabalho. Trabalhou-se em ambiente SIG proporcionando um melhor entendimento a cerca da composição e prováveis ambientes tectônicos de geração e fontes das rochas metamáficas e metaultramáficas do Grupo Novo Oriente.

A caracterização da região estudada, conclusões e considerações finais foram compiladas e apresentadas na forma de dissertação de mestrado com o objetivo de atender as exigências do Programa de Pós-Graduação em Geologia do Departamento de Geologia da UFC para obtenção do título de Mestre em Geologia.

3 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área que engloba os litotipos estudados está inserida na Província Borborema (Almeida *et al.*, 1977, 1981) no âmbito do Domínio Ceará Central (Brito Neves *et al.*, 2000), mais especificamente no Sub-Domínio Acaraú. Segundo de Araújo *et al.* (2010a), a porção deste domínio na qual está inserida a área de estudo é constituída por um embasamento de provável idade paleoproterozóica (ca. 2.1 Ga) – Complexo Canindé do Ceará, a associação metavulcanossedimentar (em parte exalativa) do Grupo Novo Oriente, uma associação metavulcanossedimentar, em parte carbonática, de idade duvidosa (Unidade Morro dos Torrões) e extensa granitogênese correlata ao Arco Magmático de Santa Quitéria.

Apresenta-se a seguir uma breve revisão a respeito da compartimentação estrutural, estratigrafia e evolução da Província Borborema e do Domínio Ceará Central. Por último, será abordado o Grupo Novo Oriente bem como suas rochas metamáficas e metaultramáficas.

3.1 – Província Borborema e seus Domínios Tectônicos

A área de estudo encontra-se inserida na porção Setentrional da Província da Borborema (PB) - Figuras 3.1 e 3.2, a qual é integrante de uma porção do nordeste da plataforma sul-americana caracterizada por ser uma complexa região de domínios tectono-estratigráficos com marcante registro de eventos termo-tectônicos de idade neoproterozóica. Seu arcabouço tectônico atual resultou da amalgamação dos crátons Amazônico, São Luís-Oeste Africano e São Francisco-Congo, durante o evento tectono-termal Brasileiro, por volta de 600 Ma, no âmbito da formação da porção oeste do Supercontinente Gondwana (Trompette, 1994, Brito Neves & Cordani, 1991).

Na PB, são reconhecidos pelo menos quatro ciclos que ocorreram ao redor de 2,1 Ga, 1,8 Ga (Hackspacher *et al.*, 1990, Fetter *et al.*, 2003), 1,0 Ga e 0,6 Ga (Brito Neves *et al.*, 1995, Santos *et al.*, 2010, Van Shumus *et al.*, 1995; Trompette, 1994; Brito Neves & Cordani, 1991). Em geral, os registros colisionais são marcados por vestígios de rochas máficas e ultramáficas alçadas na infraestrutura crustal por processos tectônicos e posicionados em níveis crustais mais superficiais, muitas

vezes por ação de falhas de empurrão (Amaral, 2010a). Porém, em virtude do metamorfismo de alto grau e da intensa atuação das zonas de cisalhamento que se desenvolveram no final do Neoproterozóico, a preservação dessas rochas e suas estruturas primárias em ambientes colisionais, tornam-se muito raras.

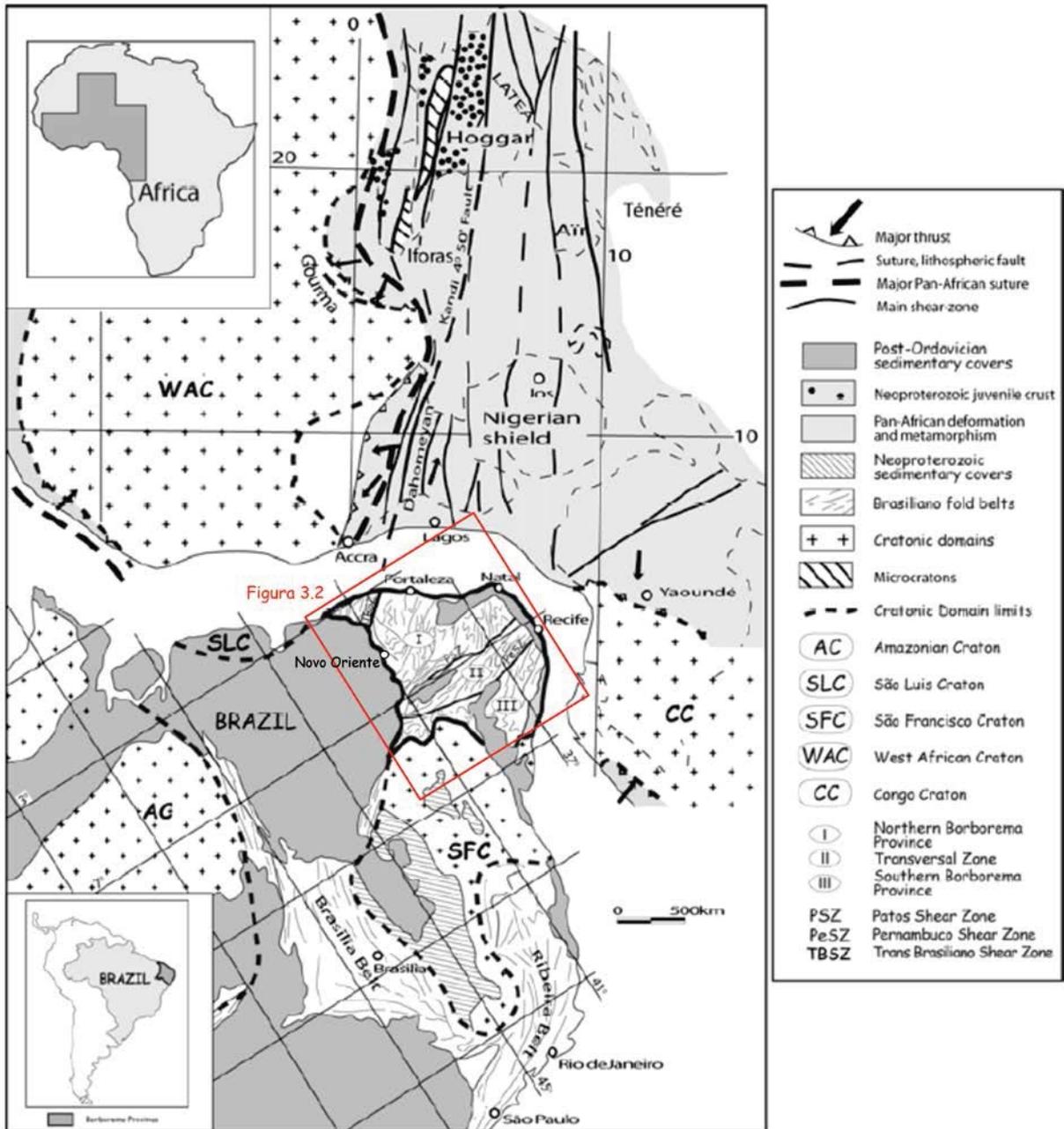


Figura 3.1: A Província Borborema (NE do Brasil) no contexto do Gondwana Oeste (modificado de Arthaud, 2007; Caby, 1989; Schobbenhaus & Campos, 1984).

Van Shumus *et al.* (1995) consideraram o Lineamento Patos como uma divisão de dois blocos tectônicos e subdividiram a PB em dois domínios, o Domínio Norte e o Domínio Sul. Brito Neves *et al.* (2000) integrando dados geológicos,

estruturais e geoquímicos (assinaturas crustais de Nd e método U-Pb em zircões) subdiviram a PB em cinco domínios tectônicos principais: i) Domínio Médio Coreaú (DMC) – limitado a sul pelo Lineamento Transbrasiliano (LT) e a norte pela margem retrabalhada do Cráton São Luis; ii) Domínio Ceará Central (DCC) – limitado pelo (LT) e Lineamento Senador Pompeu (LSPo); iii) Domínio Rio Grande do Norte (DRGN) – situado entre o LSPo e o Lineamento Patos (LPa); iv) Zona Transversal (DZT) – limitada pelo LPa e Lineamento Pernambuco (LPe); e v) Domínio Meridional (DM) – localizado entre o LPe e a borda norte do Cráton São Francisco.

Bizzi *et al.* (2003) subdividiram a PB em subprovíncias, são elas: Meridional (SM), Central ou Zona Transversal (SZT) e Setentrional (SS). A SM é considerada como a porção da província marginal ao Cráton São Francisco, limitada, ao norte, pelo LPe. Ocorre englobando as faixas de dobramentos, Sergipana e Riacho do Pontal, e os maciços Pernambuco-Alagoas e Paulistana-Monte Orebe. Já a SZT situa-se entre o LPe, a sul, e LPa, a norte. É constituída pelas faixas de dobramentos Piancó-Alto Brígida e Pajeú-Paraíba, além dos terrenos Alto Moxotó e Rio Capibaribe. Por fim, a SS, onde encontra-se inserida a região de Novo Oriente, representa a parte da província localizada a norte do LPa.

Devido à área de estudo está localizada no DCC, este domínio será enfatizado a seguir.

3.2 – Domínio Ceará Central

O DCC é uma extensa unidade geotectônica da PB que ocupa a maior parte do território do Estado do Ceará. É limitado a oeste pela Zona de Cisalhamento Dúctil Sobral Pedro II (Lineamento Transbrasiliano), sendo em parte encoberto pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba. Brito Neves *et al.* (2000), consideram que a Zona de Cisalhamento Senador Pompeu estabelece o limite entre o DCC e o DRGN. No entanto, Arthaud (2007), considera que o limite se dá pelas Zonas de Cisalhamento Dúctil Orós e Aiuaba.

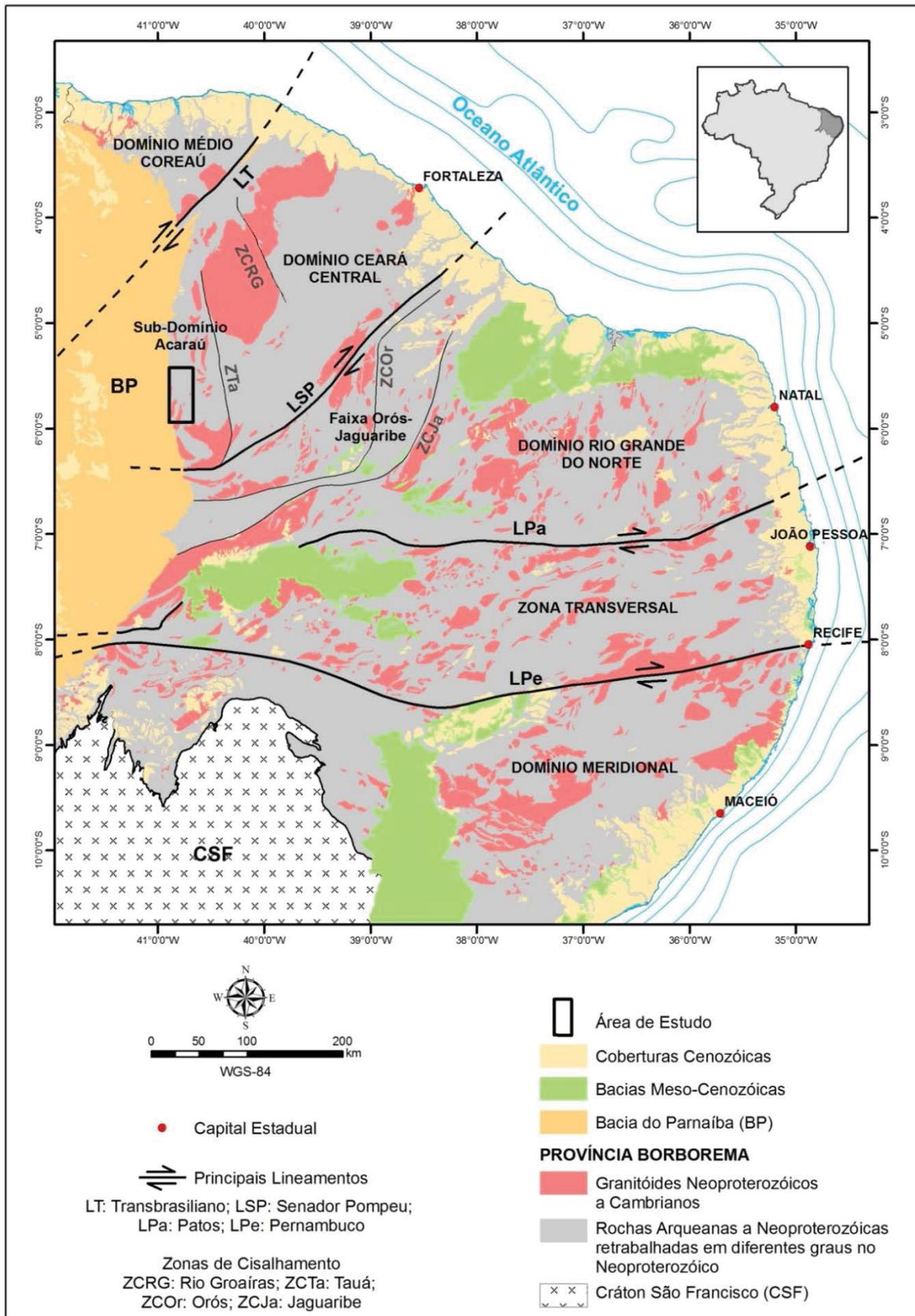


Figura 3.2: Província Borborema: principais domínios tectônicos e zonas de cisalhamento (modificado de: Bizzi *et al.*, 2003; Castro *et al.*, 2012).

Com base no conhecimento atual, o DCC pode ser dividido em quatro unidades litotectônicas maiores: (1) Núcleo Arqueano (NA); (2) Embasamento gnáissico Paleoproterozóico (EGPP); (3) Supracrustais de idade proterozóica indivisa a neoproterozóica (SPNP); e (4) Arco Magmático de Santa Quitéria (AMSQ) e granitóides neoproterozóicos a cambriano.

3.2.1 – Núcleo Arqueano-Paleoproterozóico (NAP)

O NA tem seus limites balizados a norte e oeste pelas rochas do EGPP e a sudeste pelo LSP. É seccionado ainda pela Zona de Cisalhamento Sabonete-Inharé, que o divide em dois blocos distintos, bloco Mombaça a sudeste, e a noroeste bloco Tróia-Pedra Branca.

Oliveira & Cavalcante (1993) inserem essas rochas no Complexo Cruzeta (Figura 3.3) sendo este dividido em quatro unidades: 1) Unidade Tróia: composta por uma associação metaplutonovulcanossedimentar consistindo em metabasaltos, metagabros, metadacitos, metariolitos intercalados com quartzito, grafita xistos, metacalcários, metachert e formações ferríferas bandadas.; 2) Unidade Pedra Branca: composta de ortognaisses de afinidade TTG; 3) Unidade Mombaça: formada por gnaisses diversos e migmatitos com lentes de metacalcários, anfibolitos, rochas cálcio-silicáticas e metaultrabásicas; 4) Unidade Cedro: representadas por metaleucogranitóides tabulares encaixados, concordantemente, à foliação regional, presente nos litotipos dessa unidade.

Fetter (1999) aponta uma assinatura juvenil para a Unidade Pedra Branca, enquanto que para a Unidade Mombaça são apresentados indícios de retrabalhamento de fontes mais antigas. As idades de cristalização U-Pb indicadas para a unidade Pedra Branca são da ordem de 2,77-2,85 Ga, enquanto que para a Unidade Mombaça as idades apresentadas são da ordem de 2,8 Ga. Registros de crosta mais antiga apresentam uma idade de 3.270 ± 5 Ma no Bloco Tróia-Pedra Branca, a partir de análise SHRIMP em zircões (Silva *et al.*, 2002). Alguns destes zircões apresentaram bordas metamórficas de alta luminescência (baixo U). Uma dessas margens apresentou idade Pb-Pb discordante de 2.084 ± 14 Ma, sendo interpretada como resultado de um retrabalhamento durante um evento colisional de idade paleoproterozóica (Silva *et al.*, 2002). Ainda, retrabalhamentos do

neoproterozóico (~0,57 Ga) foram registrados por Moniè *et al.*, (1997) e Fetter, (1999), respectivamente, pelos métodos Ar-Ar e U-Pb em monazita.

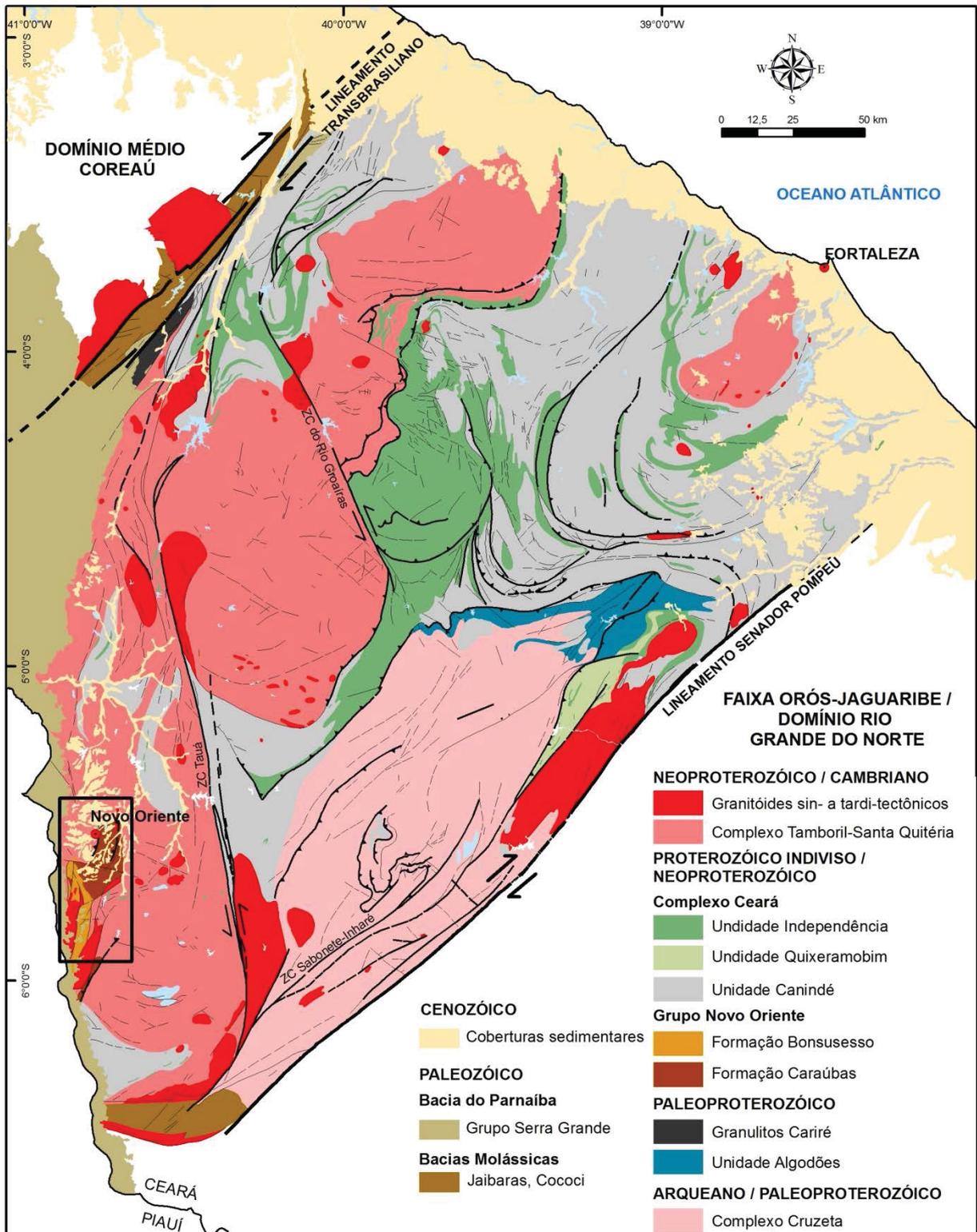


Figura 3.3: Mapa geológico simplificado do Domínio Ceará Central com destaque para a região de Novo Oriente (retângulo preto). Base cartográfica: Cavalcante *et al.* (2003).

3.2.2 - Embasamento Gnáissico Paleoproterozóico (EGPP)

O EGPP é formado por associações gnáissico-migmatíticas que compreendem ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica, geralmente metamorfizados em fácies anfibolito de alta temperatura e condições variáveis de migmatização (Cavalcante *et al.*, 2003). Essa série de associações gnáissico-migmatíticas, que correspondem ao embasamento das rochas supracrustais neoproterozóicas foram inseridas no Complexo Canindé por Torres *et al.* (2010).

As Idades U-Pb em zircão de ortognaisses de composição quartzo-diorítica a tonalítica variam entre 2,11 e 2,19 Ga com idades-modelo (T_{DM}) entre 2,42 e 2,48 Ga (Fetter, 1999 e Castro, 2004).

Os metassedimentos deste complexo compreendem biotita gnaisses, granada-biotita gnaisses e localmente sillimanita-granada-biotita gnaisses e apresentam fontes com idades de 2,2 a 1,8 Ga, a partir de estudos de proveniência em zircões detríticos (Amaral *et al.*, 2010a).

Através da obtenção de dados geoquímicos e geocronológicos, foi constatado que os anfibolitos da Unidade Algodões (Figura 3.3) possuem similaridades com platôs oceânicos e basaltos gerados em ambientes de *back-arc*. (Martins *et al.*, 2009). Isócronas Sm-Nd forneceram uma idade de 2,3 Ga, interpretada como a idade mínima do protólito. Ortognaisses tonalíticos forneceram a idade U-Pb em zircão de 2,13 Ga (Fetter, 1999). Este registro pode representar um segmento juvenil da orogênese Transamazônica/Eburniana em ~2,1 Ga.

3.2.3 - Supracrustais de Idade Proterozóica Indivisa a Neoproterozóica (SPNP)

Coberturas metavulcanossedimentares afloram, de maneira descontínua, em extensa área do DCC. Estas sequências ocorrem principalmente bordejando o AMSQ e são marcadas por paragêneses de alta pressão e alta temperatura, associadas a uma tectônica de baixo ângulo, podendo representar uma unidade alóctone sobre o embasamento subjacente (Castro, 2004). Cavalcante *et al.* (2003), incluem essa unidade como parte constituinte do Complexo Ceará – Figura 3.3.

O Complexo Ceará é caracterizado pela ocorrência de rochas metapelíticas e metapsamíticas, representadas por cianita-muscovita-biotita gnaisses, sillimanita-

granada gnaiss, com contribuição menor de quartzitos, mármore, rochas calcissilicáticas, anfibolitos e metariolitos (Cavalcante *et al.*, 2003; Fetter *et al.*, 2003; Arthaud, 2007). Os metariolitos ou metarriodacitos, foram descritos e datados em cerca de 770 Ma (Fetter *et al.*, 2003, Castro, 2004).

Arthaud (2007) inclui parte dessas rochas no Grupo Ceará e cita que as essas rochas metassedimentares foram afetadas por um metamorfismo de fácies anfibolito alto, frequentemente acompanhado de migmatização. Estudos termobarométricos, realizados em anfibolitos granatíferos intercalados em rochas dessa unidade indicaram registros de condições eclogíticas (Castro, 2004; Garcia *et al.*, 2006; Santos *et al.*, 2009; Amaral, 2010a; Ancelmi, 2011). A foliação geralmente apresenta-se em baixo ângulo, verticalizada apenas na proximidade das zonas de transcorrência dúctil que recortam o DCC.

A partir de estudos de proveniência em metapelitos e idades de cristalização U-Pb em zircão obtidas em rochas metamáficas, intercaladas no Grupo Ceará, Arthaud (2007) sugeriu que a sedimentação dessa unidade teve início ao redor de 750 Ma a partir do rifteamento do embasamento arqueano/paleoproterozóico. O subsequente fechamento do oceano envolveu essa margem passiva numa colisão continental responsável por sua deformação e metamorfismo. Fetter (1999) utilizando método U-Pb em metariolitos obteve idade de 772 ± 31 Ma. O mesmo autor sugere que os metassedimentos do Grupo Ceará foram depositados em uma bacia de *back-arc*, relacionada ao Arco Magmático de Santa Quitéria (AMSQ).

Em estudos de proveniência mais recentes, realizados por Ancelmi (2011) e de Araújo *et al.* (2012), foram obtidos cristais de zircão detríticos de rochas metassedimentares do DCC com idades em torno de 660 Ma. Os últimos autores constataram ainda que a distribuição das idades assemelham-se a de rochas paraderivadas do Grupo Martinópole (Domínio Médio Coreá) e sugeriram uma correlação entre bacias em um ambiente geotectônico de margem ativa que foram posteriormente metamorfisadas em níveis crustais distintos.

3.2.4 – Arco Magmático de Santa Quitéria (AMSQ) e Granitóides Neoproterozóicos a Cambriano

As rochas do AMSQ estão inseridas no Complexo Tamboril-Santa Quitéria (CTSQ - Cavalcante *et al.*, 2003) que corresponde a um complexo anatético ígneo

formado principalmente por migmatitos (diatexitos e metatexitos), onde encontram-se preservados mega-enclaves de rochas cálcio-silicáticas e anfibolitos. Esses migmatitos foram intrudidos por grande volume de magmas tonalíticos a graníticos (Fetter *et al.*, 2003, Castro, 2004, Arthaud *et al.*, 2008).

As idades U-Pb em zircão dos granitóides do CTSQ variam entre 660 e 614 Ma (Fetter *et al.*, 2003; Brito Neves *et al.*, 2003) e 620 e 611 Ma (Castro, 2004). Fetter *et al.* (2003) sugerem um ambiente de arco magmático continental para essa unidade.

De Araujo *et al.* (2012a) propuseram ambiente colisional para grande parte das linhagens magmáticas representadas pelo AMSQ. As idades Pb-Pb em zircão de 795 Ma em gnaisses granodioríticos na borda leste do complexo, sugerem uma fase cordilheriana (pré-colisional), ou registro de arcos intra-oceânicos associados à orogenia Brasileira/ Pan-Africana.

O intenso metamorfismo durante o evento Transbrasiliano e a superfície metamórfica de baixo ângulo, indicam que a região de ocorrência do AMSQ está associada a um sistema de *nappes*, que afetou o embasamento e as rochas supracrustais, apresentando vergência predominante para SSE (Caby & Arthaud, 1986, Arthaud *et al.*, 2008). Castro (2004) apresentou uma idade para o metamorfismo regional de 600 Ma pelo método U-Pb em cristais de monazita.

O estudo detalhado da ocorrência de retroeclogitos e granada anfibolitos na borda leste deste arco nos arredores de Itataia e Pentecoste, respectivamente (Castro, 2004; Garcia & Arthaud, 2004; Amaral & Santos, 2008) contribuiu para uma nova interpretação do sentido do fechamento oceânico, diferentemente da discutida por Fetter *et al.* (2003). Castro (2004) sugeriu o sentido NNW para o fechamento oceânico. Por outro lado, Fetter *et al.* (2003), com base na posição atual do AMSQ e nas anomalias gravimétricas positivas no extremo NW da PB (Lesquer *et al.*, 1984; Trompette, 1994), propuseram o sentido SE para o processo de subducção.

A expressiva granitogênese ocorrida no DCC pode ser representada por um primeiro episódio (Tardi-Proterozóico) sendo representado pelas suítes Quixadá-Quixeramobim, com idades U-Pb de 585 Ma (Fetter, 1999), e granitóide Chaval (no Domínio Médio Coreaú), com idade U-Pb em monazita de 0,591 Ga (Fetter, 1999). O segundo episódio, mais jovem, de idade Cambro-Ordoviciano, é representado por uma série de corpos, no qual se destacam os granitos Mucambo, Meruoca, Serra da

Barriga, Pagé, Serrote São Paulo e Complexo Anelar Quintas com idades U-Pb variando entre 535 e 480 Ma (Castro, 2004; 2012; Fetter, 1999).

3.3 – Grupo Novo Oriente

O Grupo Novo Oriente localiza-se na porção sudoeste do DCC, mais precisamente no Sub-Domínio Acaraú, que tem seus limites balizados pelo Lineamento Trans-Brasiliano a noroeste e Zona de Cisalhamento Tauá a leste e sul. O Sub-domínio Acaraú é caracterizado por tectônica tangencial, com foliações de baixo a médio ângulo de mergulho para NW e subordinadamente para SW. Diferentemente das demais rochas do DCC, as rochas do Sub-Domínio Acaraú são caracterizadas por metamorfismo de baixo a médio grau, sem anatexia e com feições primárias ainda preservadas (de Araújo et al., 2010a, 2011).

É constituído por duas seções tectono-estratigráficas distintas, relacionadas ao seu preenchimento sedimentar. Cavalcante *et al.* (2003) o dividiram em duas formações, a saber:

- i) Formação Bonsucesso - dominada por sedimentos clásticos-psamíticos; e
- ii) Formação Caraúbas - predominantemente pelítica, com contribuição sedimentar química.

A ocorrência de rochas metamáficas e metaultramáficas perfaz menos de 15% da seqüência e é assinalada pela intercalação de rochas de composição básica-ultrabásicas.

Na porção nordeste, onde afloram rochas da Formação Caraúbas, os principais tipos litológicos incluem: 1) xistos micáceos com porfiroblastos de granada \pm estauroлита \pm silimanita \pm cianita \pm cordierita, com ampla variação no conteúdo quartzo-feldspático, que pode desenvolver subordinadamente camadas de quartzito finos; 2) filitos e metarenitos finos com ou sem biotita; 3) metacalcários; 4) metabásicas, metaultrabásicas; 5) derrames ácidos e seus produtos piroclásticos, além de vulcanoclásticas.

Em sua porção sudoeste, afloram os quartzitos da Formação Bonsucesso, em parte micáceos, localmente intercalados com metabasaltos e mostrando seções conglomeráticas.

Intercaladas no Grupo Novo Oriente, rochas metamáficas e metaultramáficas afloram em diferentes contextos. A principal ocorrência de caráter ultramáfico é representada por uma lasca tectônica preservada como um alto topográfico conhecido como Morro dos Pereiras. Nesta localidade afloram rochas metaultramáficas em parte, serpentinizadas e espilitizadas, que compreendem dunitos com relictos de olivina, espinélio lherzolitos, talco xistos e rochas metaultramáficas intensamente tectonizadas e com potencial metalogenético para Ni, Fe, Cr e Au. A granulação é fina e por vezes, mascarada pelos processos de esteatização e serpentinação. Ocorrem também, associadas a este contexto, rochas de aspecto epiclástico, com clastos de diferentes tamanhos de material básico-ultrabásico. Outras associações ultramáficas são representadas por xistos magnesianos, talco xistos com concentração de magnetita, que formam agregados alinhados, definindo uma forte lineação mineral nestas rochas (Ferreira, 2008, de Araújo *et al.*, 2010a, de Araújo *et al.*, 2010b).

Em outra localidade, na mesma região, metabasaltos afloram intercalados com rochas metapelíticas, sob a forma de estratos tabulares concordantes, com espessura variada, desde centimétrica a algumas dezenas de metros. Estas rochas apresentam uma coloração verde e são representados por anfibolitos de fácies xisto verde superior. As fases minerais predominantes são actinolita-tremolita \pm epidoto \pm plagioclásio. A granulação é geralmente fina, contudo, gabros podem ocorrer associados aos termos mais finos (de Araújo *et al.*, 2010b).

Estruturas similares a lavas almofadadas são observadas em basaltos nas proximidades da cidade de Novo Oriente. O núcleo das estruturas em almofadas é constituído de anfibolito recristalizado sem plagioclásio, enquanto o material *interpillow* constitui-se de actinolita, clorita magnesiana e flogopita. Ocorrem, associados a este contexto, xistos de coloração verde contendo Mg-clorita – tremolita-actinolita (de Araújo *et al.*, 2010b).

As rochas da Unidade Morro dos Torrões, em contato com a borda leste do Grupo Novo Oriente, foram posicionadas em correlação com este mesmo grupo, já que as idades modelo entre 1,79 e 1,95 Ga fornecidas por tufos ácidos desta

unidade descartam a possibilidade de uma idade Riacciana admitida para o Complexo Canindé do Ceará (de Araújo *et al.*, 2010b).

Ferreira (2008) considera que o Grupo Novo Oriente possui idade Mesoproterozóica e indica um ambiente de deposição do tipo rifte para a seqüência metavulcano-sedimentar, correlacionando este grupo ao evento extensional estateriano associado às faixas Orós (Domínio Rio Grande do Norte ou Jaguaribeano) e Espinhaço (Cráton São Francisco). No entanto, duas alternativas quanto à origem do Grupo Novo Oriente podem ser postuladas: (1) pode representar uma bacia mais evoluída a partir dos processos tafrogenéticos, ou extensionais desenvolvidos durante o Mesoproterozóico (ca. 1,3-1,6 Ga); ou (2) pode ser representante dos sistemas de margens passivas desenvolvidas durante a fissão de Rodínia (ca. 0.95-0.8 Ga) que flanqueavam a margem continental representada pelo cráton São Luiz – Oeste Africano.

Os dados geocronológicos ainda são escassos e limitam-se a Idades Sm-Nd (T_{DM}) em rochas metavulcânicas básicas e ultrabásicas, onde os valores variam entre 1,36-1,56 Ga (Ferreira, 2008; Cavalcante, 2003). Granitóides que intrudem as rochas desta seqüência, apresentam idades Pb-Pb em zircão de ca. 0.64 Ga (Cavalcante, 2003).

A partir de análises geoquímicas nas sequências metassedimentares de Novo Oriente e estudos de proveniência U/Pb em zircão detrítico em quartzitos da Formação Bom Sucesso, de Araújo *et al.* (2010a), atribuem o ambiente de sedimentação a um sistema de margem passiva desenvolvido durante a fragmentação de Rodínia (950-800 Ma). Por outro lado, essa região também poderia constituir juntamente com Forquilha, Cariré e Crateús, parte de um rifte continental/oceânico desenvolvido no Mesoproterozóico em decorrência da tafrogênese do supercontinente Colúmbia (1,6-1,3 Ga) - Amaral, 2010a,b.

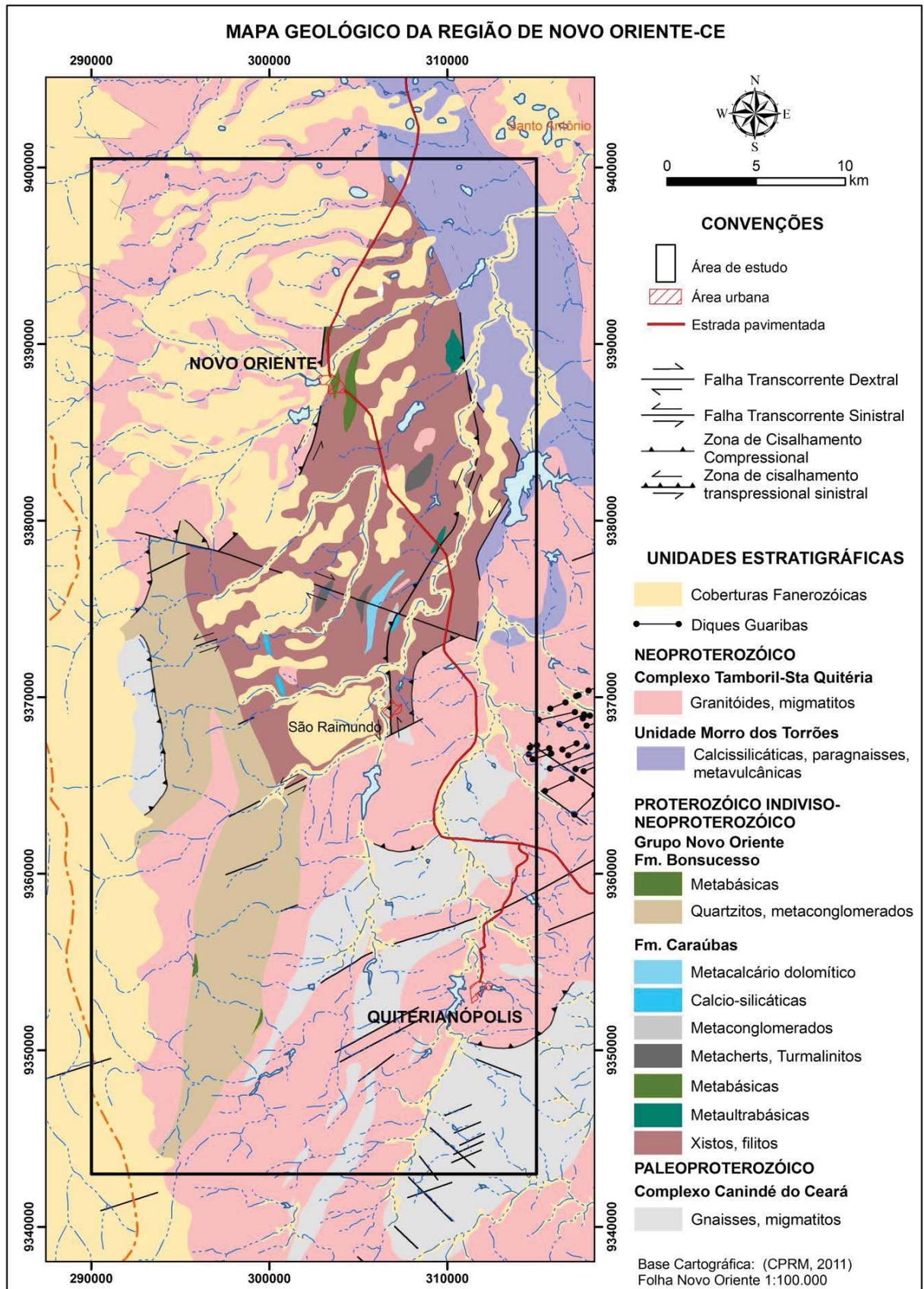


Figura 3.4: Mapa geológico da região de Novo Oriente com destaque para a área de estudo. Base Cartográfica (de Araújo *et al.*, 2011).

4 – GEOLOGIA E PETROGRAFIA

4.1 – Modo de Ocorrência e Relações de Campo

O trabalho de compilação dos dados pré-existentes integrados aos novos dados de campo coletados no âmbito do presente trabalho permitiram a identificação, caracterização petrográfica e o estabelecimento das relações de contato entre os corpos de rochas metamáficas e metaultramáficas da região de Novo Oriente.

As rochas metamáficas ocorrem intercaladas tanto na sequência metapelítica (Formação Caraúbas) quanto na sequência meta-clástico-psamítica (Formação Bonsucesso) – Figura 4.1. Os registros intercalados em metapelitos são observados principalmente nos arredores de Novo Oriente. Na localidade de Desterro afloram metagabros e metabasaltos associados com quartzitos e metaconglomerados da Formação Bonsucesso.

O principal registro de natureza ultramáfica está associado a uma lasca tectônica preservada em um alto topográfico conhecido como Morro dos Pereiras. Nesta localidade afloram rochas metaultramáficas intercaladas à sequências metapelíticas pertencentes à Formação Caraúbas do Grupo Novo Oriente.

A seguir, são apresentados os aspectos litológicos, relações de campo e petrografia dos litotipos coletados nas principais regiões supracitadas.

4.1.1 – Rochas Metamáficas

Na região de Novo Oriente e adjacências ocorrem corpos sob a forma de lentes concordantes com o *trend* regional (N-S), com espessura de algumas dezenas de metros e comprimento em torno de 1 a 4 km, estendendo-se até os sedimentos coluvionares (Figura 4.1). As exposições *in situ* são de médio porte por vezes acompanhadas por blocos centimétricos e métricos, via de regra alinhados e segundo a orientação principal (Figura 4.2-A).

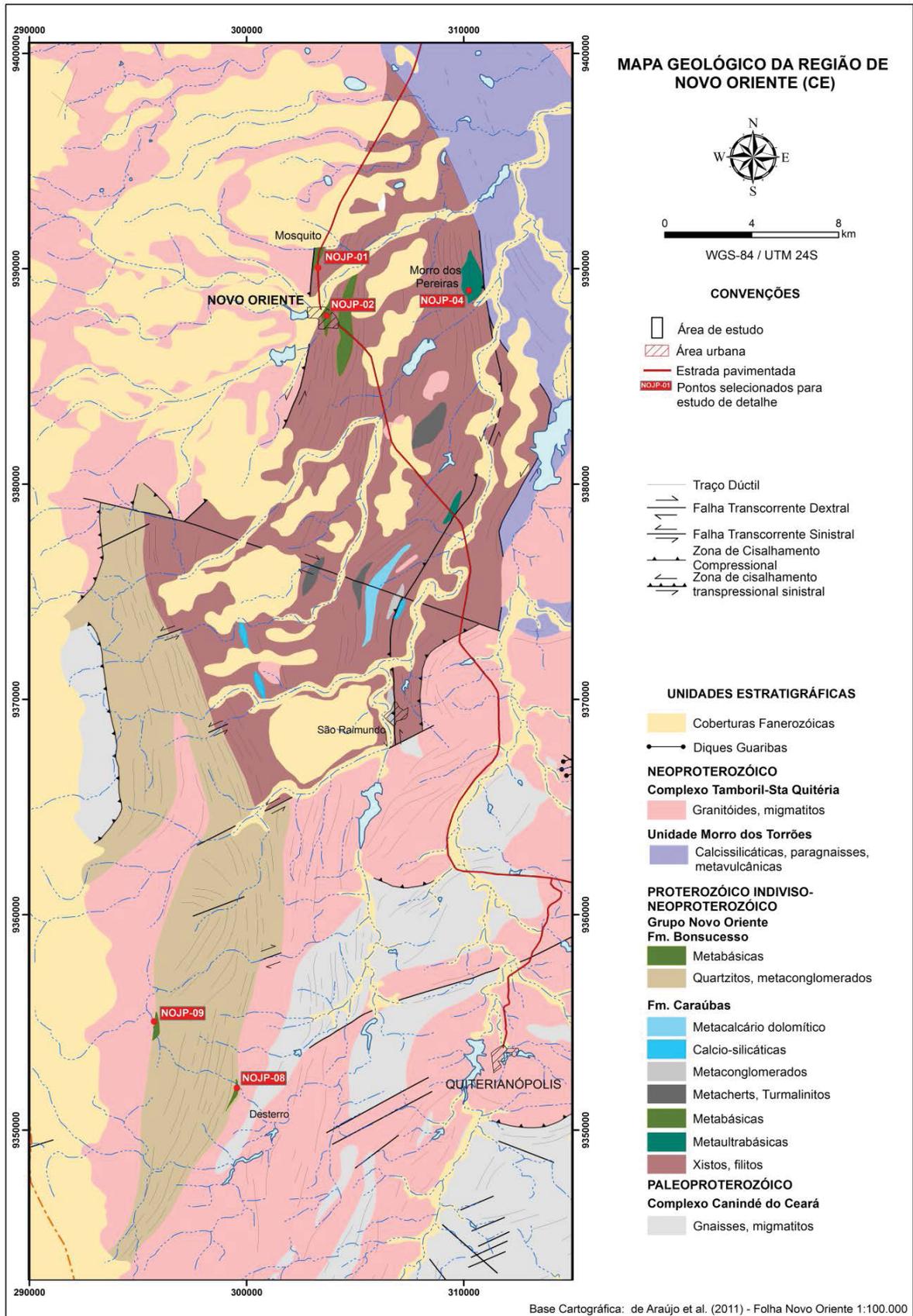


Figura 4.1 – Mapa geológico da região de Novo Oriente (1:100.000) com a localização das principais ocorrências de rochas metamáficas e metaultramáficas e dos pontos selecionados para estudo de detalhe. Base cartográfica: de Araújo *et al.*, 2011.

No principal acesso a porção norte do município de Novo Oriente, na localidade de Mosquito, as margens da CE-187, rochas metamáficas afloram intercaladas nos metassedimentos pelíticos da Formação Caraúbas próximo ao contato com as rochas granitóides do Complexo Tamboril Santa Quitéria (de Araújo *et al.*, 2012a).

São rochas de cor cinza esverdeada, composta por anfibólio, piroxênio, plagioclásio, quartzo e epidoto, predominando porções isotrópicas de granulação média, localmente mais grossa e com veios félsicos concordantes a sub-concordantes de espessura milimétrica a centimétrica. Dobras assimétricas e aspecto estratificado (estruturas primárias?) ocorrem nas porções de aspecto gabróico mais alteradas com solo avermelhado e crosta limonítica associados (Figuras 4.2-B e C).

No perímetro urbano de Novo Oriente ocorrem rochas metamáficas de granulação grossa em um contexto similar ao da região de Mosquito (Figura 4.2-D). Consistem de anfibolitos de granulação média a grossa e metagabros de cor verde característica, predominantemente maciços com porções localizadas exibindo foliação incipiente determinada por variações no teor de máficos e plagioclásio (Figura 4.2-F). Estruturas similares a lavas almofadadas (?) são representadas por feições subarredondadas cujo núcleo é composto predominantemente por anfibólio recristalizado sem plagioclásio e as bordas por tremolita-actinolita, clorita e por vezes plagioclásio (Figura 4.2-F).

Ocorrências de rochas metamáficas também são observadas nas proximidades da localidade de Desterro, já nos domínios do município de Quiterianópolis, aproximadamente 35 km a Sul de Novo Oriente (Figura 4.1). Na referida localidade anfibolitos finos (metabasaltos) e metagabros afloram preferencialmente nas bordas do pacote meta-clástico-psamítico da Formação Bonsucesso.



Figura 4.2 - Rochas metamáficas da região de Mosquito: (A) Blocos de rochas metamáficas dispersos pela superfície segundo o *trend* N-S (NOJP-01); (B) Detalhe exibindo aspecto isotrópico (NOJP-01); (C) Metagabro exibindo estrutura acamada (feição primária preservada?) - NOJP-01; (D) Afloramento de grande porte de rocha metamáfica no perímetro urbano de Novo Oriente Novo Oriente (NOJP-02); (E) Variação composicional dada pela proporção entre minerais máficos (NOJP-02); (F) Feição subarredondada similar a *pillow lavas* deformadas – seta (NOJP-02).

Os anfíbolitos finos afloram sob a forma de corpos tabulares (Figuras 4.3-A e B), concordantes, intercalados na porção leste do pacote quartzítico. Tratam-se de rochas com granulação fina e cor verde escuro. São constituídos essencialmente por hornblenda, plagioclásio, quartzo, titanita e outros opacos em menores proporções.

Localmente, exibem concentrações de forma elipsoidal preenchidas por quartzo e algumas vezes feldspato, orientado segundo a lineação impressa na rocha (Figuras 4.3-C). Tais feições assemelham-se a amígdalas deformadas que indicariam o topo dos derrames basálticos. Blocos centimétricos dispersos pela superfície frequentemente exibem típica esfoliação esferoidal (Figura 4.3-D).

Os registros de rochas metamáficas de granulação mais grossa (Figuras 4.3-E e F) ocorrem próximo a borda Oeste dos quartzitos e são representados por metagabros isotrópicos, de cor preta, granulação média a grossa, compostos essencialmente por hornblenda e plagioclásio. Afloram como blocos centimétricos dispersos pela superfície com solo vermelho característico associado.

4.1.2 – Rochas Metaultramáficas

O principal registro de rochas metaultramáficas na região afloram no Morro dos Pereiras, localizado a aproximadamente 7 km para leste de Novo Oriente (Figura 4.4). Os litotipos que constituem tal feição morfológica correspondem a serpentinitos, actinolititos, tremolititos, clorititos, talco-clorita xistos, serpentina-talco xistos (asbestos), rochas talco-silicosas e listwanitos. Estas rochas encontram-se parcialmente serpentinizadas e esteatizadas e ocorrem em contato tectônico com a Formação Caraúbas.

Os serpentinitos correspondem ao principal litotipo encontrado no Morro dos Pereiras. Estas rochas ocorrem *in situ* mais precisamente na porção Leste do morro ou como blocos rolados e matações nas vertentes. Mostram uma coloração verde a arroxeada e podem ocorrer deformados ou não. Aparecem geralmente capeados por rochas de aspecto carvenoso, silicificadas, resultantes de processos de alteração hidrotermal dos serpentinitos. Esta capa de alteração foi denominada neste trabalho como listwanito em referência comparativa com trabalhos em contexto litológico similar (Paixão, 2009; Ash, 2001).

Os serpentinitos anisotrópicos (Figura 4.5-B) são afetados por um cisalhamento de cinemática duvidosa, possuem foliação incipiente em escala macroscópica. Em alguns pontos na encosta do morro, foram observados blocos exibindo uma lineação de estiramento mineral (Lx) definida por cristais de Cr-magnetita.



Figura 4.3 – Rochas metamáficas da região de Desterro (Quiterianópolis) – (A) Afloramento em leito de riacho e detalhe (B) de anfibolito fino (metabasalto) – NOJP-08; (C) Anfibolito fino exibindo amígdalas estiradas (NOJP-08); (D) Modo de alteração típica de rochas máficas – esfoliação esferoidal (NOJP-08); (E) Blocos de metagabro com solo vermelho associado (NOJP-09); (F) Detalhe do metagabro isotrópico (NOJP-09).

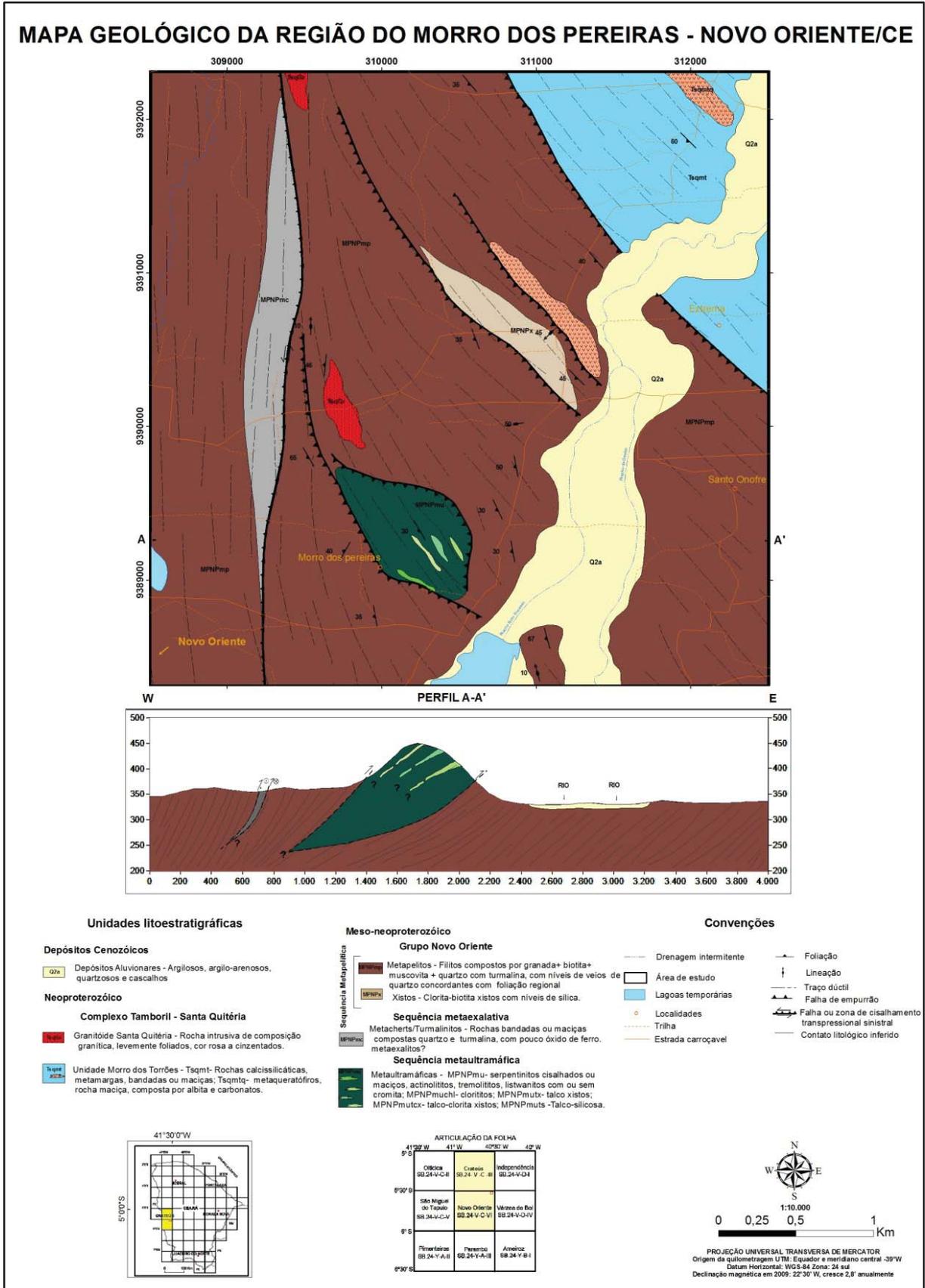


Figura 4.4 – Mapa geológico da região do Morro dos Pereiras, Novo Oriente, mostrando o contexto litológico e estrutural das rochas metaultramáficas.

Em alguns pontos observa-se rocha cataclástica e veios de sílica precipitada a baixas temperaturas (calcedônia) que cortam a rocha formando uma estrutura vênular. Os cristais de Cr-magnetita ocorrem estirados (Figura 4.5-C). Os serpentinitos isotrópicos (maciços) apresentam uma coloração verde (Figura 4.5-D), ocorrem na forma de blocos rolados e às vezes aparentemente *in situ*. São constituídos basicamente por serpentina, quartzo e Cr-magnetita. Os cristais de quartzo ocorrem como veios que recortam a massa serpentínica.

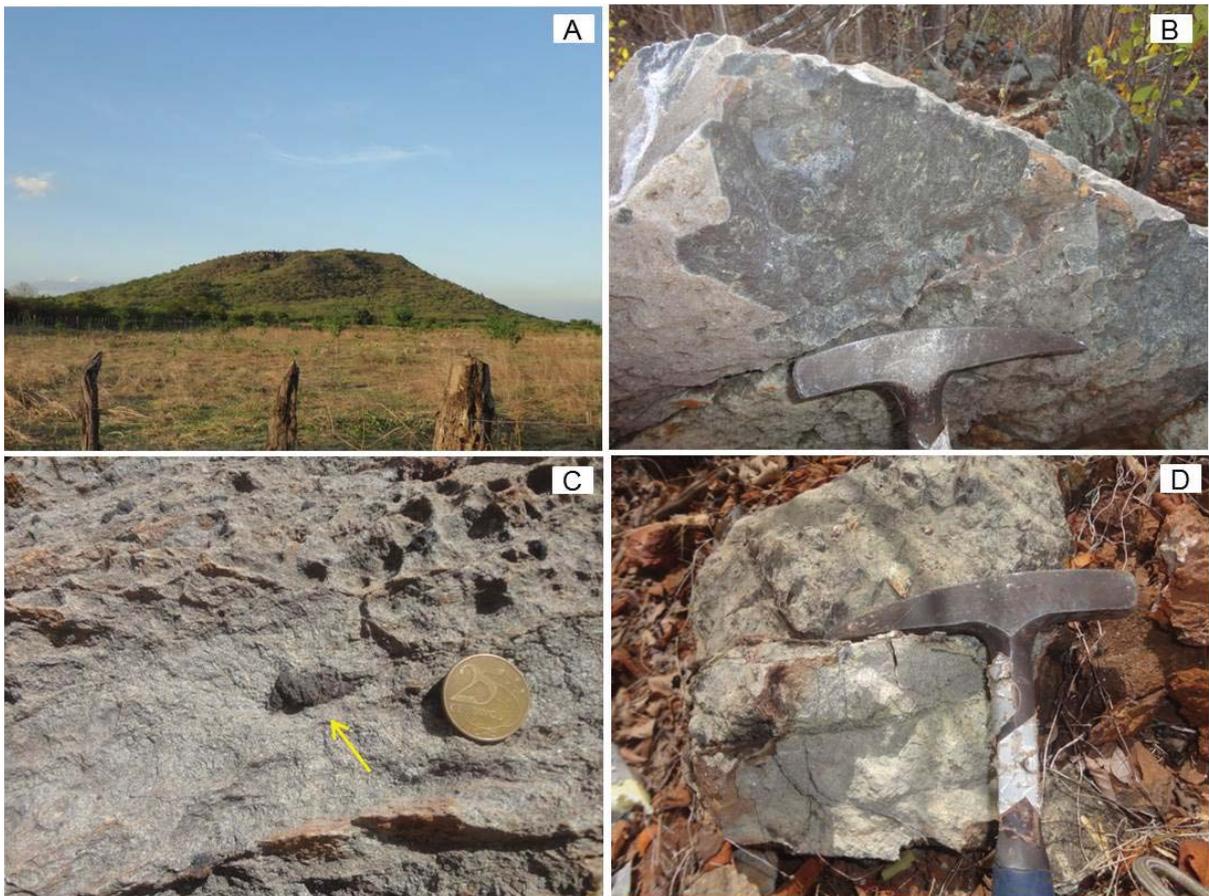


Figura 4.5 - (A) Expressão morfológica do Morro dos Pereiras; (B) Serpentinito anisotrópico; (C) Detalhe de cristal de Cr-magnetita estirado em serpentinito cisalhado; (D) Serpentinito isotrópico (maciço) cortado por veios de quartzo e serpentina fibrosa.

Os actinolitos ocorrem na porção sudoeste do Morro dos Pereiras, na forma de blocos ou matações, às vezes *in situ*, exibem uma coloração esverdeada a ocre e uma foliação incipiente. A variedade mais alterada (Figura 4.6-A) apresenta uma cor ocre e possui uma foliação definida pelos cristais de actinolita. Esta variedade é cortada por veios de calcedônia que formam uma textura vênular. A variedade maciça apresenta uma coloração esverdeada (Figura 4.6-B), onde são comuns

relictos de minerais de cor verde escura, inseridos numa matriz de coloração esverdeada composta predominantemente por actinolita. Às vezes os cristais de actinolita apresentam-se como porfiroblastos de extensão entre 0,5 a 1 cm.



Figura 4.6 – (A) Bloco de actinolitito alterado apresentando cor ocre (NOEU-04); (B) Actinolitito com cristais reliquiares de piroxênio acicular inseridos numa matriz composta por actinolita (NOEU-04).

Os tremolititos ocorrem, via de regra, associados aos actinolititos e encaixados nos serpentinitos na forma de lentes. São compostos predominantemente por tremolita, podendo ocorrer cristais de magnetita associados. Apresentam coloração verde escura, avermelhados quando alterados, uma textura macrogranular, sendo possível indentificar os minerais em amostra de mão. O tamanho dos cristais de tremolita varia de 0,5 a 3,0 cm (Figuras 4.7-A e B).

Blocos métricos de clorititos afloram na porção leste-sudoeste do Morro dos Pereiras, associados com serpentinitos cisalhados. São compostos predominantemente por clorita, quartzo e sericita, apresentam coloração verde escura, granulação fina e foliação bem definida pela orientação preferencial dos cristais de clorita (Figura 4.7-C). Níveis de magnetita idiomórficas ocorrem como fases acessórias (Figura 4.7-D).

Na porção central do morro, talco-clorita xistos ocorrem como blocos alterados dispostos segundo o *trend* regional associados a serpentina-talco xistos e rochas talco-silicosas. Exibem coloração esverdeada e são compostos, predominante, por talco e clorita. Possuem foliação definida pela orientação preferencial dos filossilicatos (Figura 4.8-A). Tais litotipos são interpretados como lentes encaixadas junto aos serpentinitos.

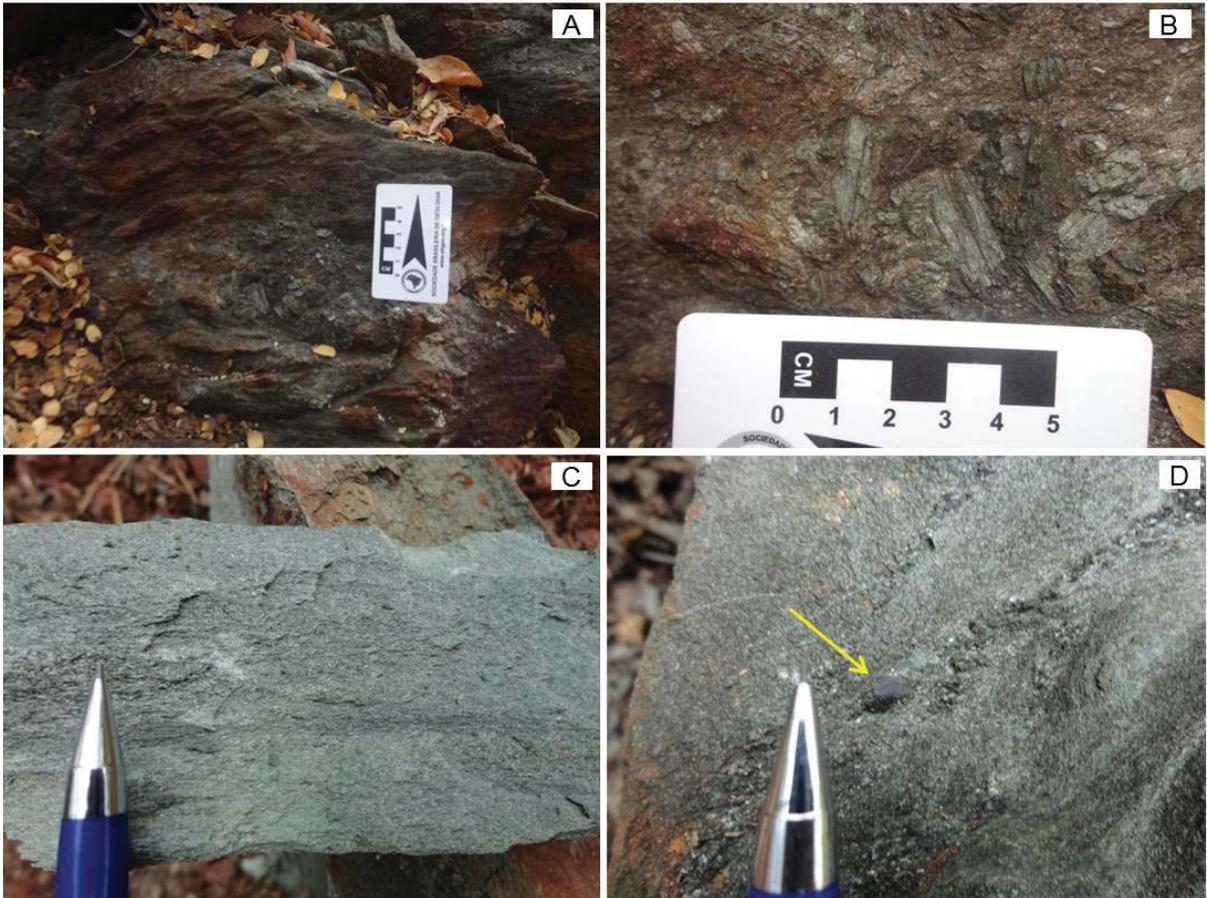


Figura 4.7 – (A) Tremolítico verde escuro e foliação bem desenvolvida (NOEU-04B); (B) Megacristais de tremolita com extensão variando de 0,5 a 3 cm (NOEU-04B); (C) Cloritito exibindo cor verde característica e foliação bem desenvolvida (NOJP-04B); (D) Detalhe de cristais bem formados de magnetita nos clorititos (NOJP-04B).

Serpentina-talco xistos (asbestos) foram observados também na porção central do morro e apresentam serpentina fibrosa (crisotila) que imprime na rocha uma textura lepidoblástica e uma foliação metamórfica (Figura 4.8-B). As fibras de serpentina variam de 1 a 4 cm de comprimento. A rocha apresenta um estágio de esteatização avançado, podendo ser denominado até mesmo de esteatito. A associação dos litotipos supracitados indica uma associação de mais baixa temperatura.



Figura 4.8 – (A) Blocos de talco-clorita xistos associados a rochas talco-silicosas (NOEU-26); (B) Amostra de serpentina-talco xisto (NOEU-29A).

Como mencionado anteriormente, na porção central do Morro dos Pereiras, ocorrem rochas talco-silicosas oriundas de alterações hidrotermais tardias em baixas temperaturas. Apresentam-se de duas maneiras, sendo uma de coloração esbranquiçada quando fresca e marrom quando alterada, composta predominantemente por talco e quartzo (Figura 4.9-A), e outra de coloração esverdeada composta por talco, calcedônia e clorita (Figura 4.9-B). As rochas talco-silicosas de cor esbranquiçada ocorrem geralmente *in situ* acompanhando o *trend* regional (NW-SE), associadas aos talco-clorita xistos e aos serpentina-talco xistos.

O termo *listwanito*, de Paixão (2009) e Ash (2001), foi empregado para classificar uma capa de alteração hidrotermal semelhante a que ocorre na maior parte do Morro dos Pereiras. Tais litotipos são caracterizados por um aspecto maciço e venulado, apresentando também um estado de silicificação avançada (Figura 4.9-C). Apresentam coloração marrom a ocre e às vezes, avermelhadas devido à oxidação dos óxidos de ferro (Cr-magnetita). São compostas por sílica, óxidos de ferro (Cr-magnetita) bordejando núcleos de Cr-espinélio (Figura 4.9-D).

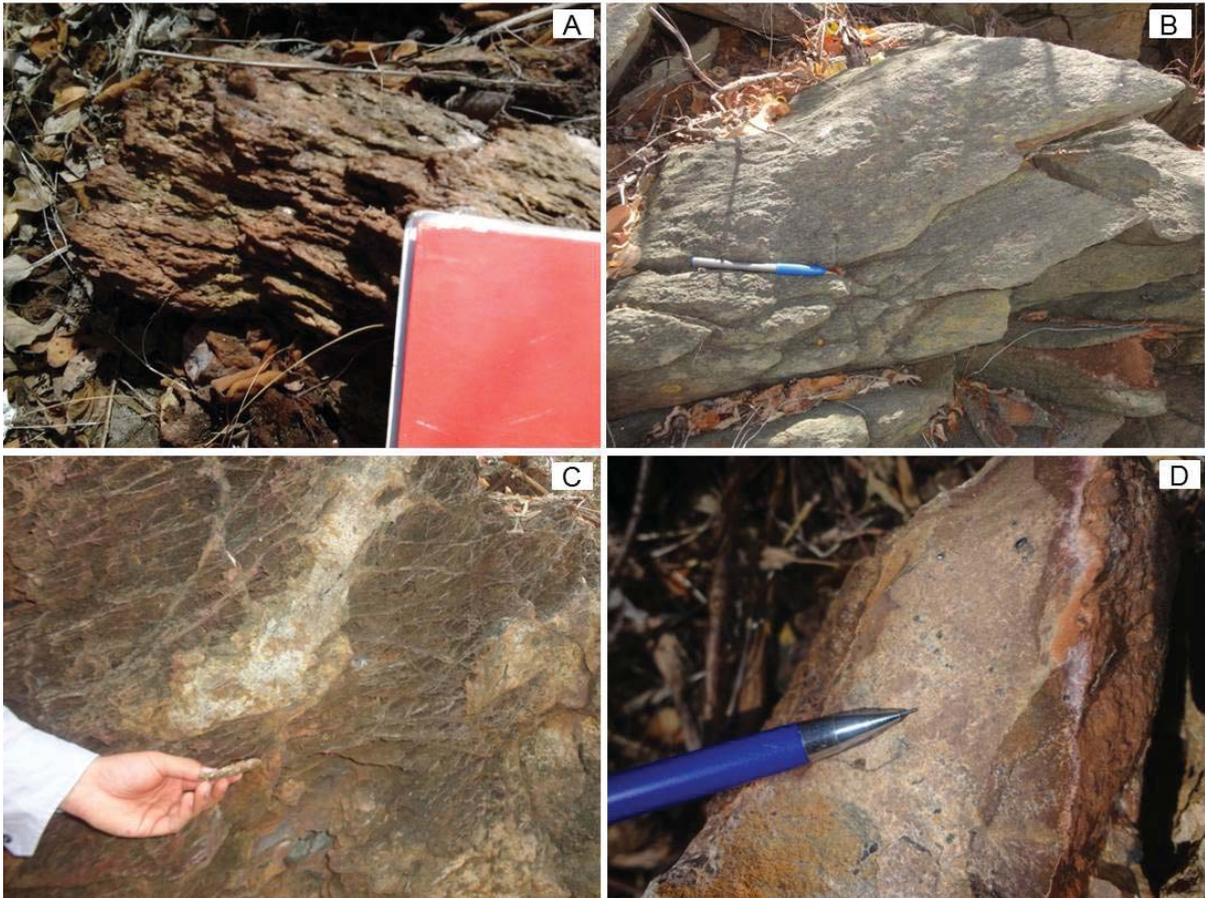


Figura 4.9 - (A) Rocha talco-silicosa de cor marrom composta por talco+quartzo (NOEU-25); (B) Rocha talco-silicosa de cor esverdeada *in situ* (NOEU-29); (C) Listwanito recortado por vênulas composta calcedônia (NOEU-23); (D) Listwanito com núcleos de Cr-espinélio (Picotita) bordejado por Cr-magnetita (NOEU-48).

4.2 – Petrografia

O estudo petrográfico das rochas metamáficas e metaultramáficas da região de Novo Oriente permitiu a caracterização microscópica dos litotipos: metabasaltos, hornblenda metagabros, metagabros, serpentinitos, actinolitos, clorititos, talco-clorita xistos, clorita-serpentina-talco xistos, talco-silicosas e listwanitos.

A seguir, são apresentados os aspectos referentes aos principais constituintes minerais, texturais e microestruturais dos litotipos citados. Os minerais observados e suas respectivas abreviações são apresentadas na Tabela 4.1.

Tabela 4.1: Abreviação dos principais minerais utilizados no presente trabalho segundo Whitney *et al.* (2010).

Nome do Mineral (Português)	Nome do Mineral (Inglês)	Sigla	Nome do Mineral (Português)	Nome do Mineral (Inglês)	Sigla
Apatita	Apatite	Ap	Hornblenda	Hornblende	Hbl
Actinolita	Actinolite	Act	Lizardita	Lizardite	Lz
Anfibólio	Amphibole	Amp	Mineral opaco	Opaque mineral	Opq
Antigorita	Antigorite	Atg	Olivina	Olivine	OI
Badeleíta	Baddeleyite	Bdy	Ortopiroxênio	Ortopyroxene	Opx
Biotita	Biotite	Bt	Plagioclásio	Plagioclase	Pl
Carbonato	Carbonate mineral	Cb	Quartzo	Quartz	Qz
Clinocloro	Clinocllore	Clc	Serpentina	Serpentine	Srp
Clinopiroxênio	Clinopyroxene	Cpx	Talco	Talc	Tlc
Clorita	Clorite	Chl	Titanita	Titanite	Ttn
Cr-magnetita	Cr-magnetite	Cr-Mag	Tremolita	Tremolite	Tr
Cr-espinélio	Cr-spinel	Cr-spl	Ulvoespinélio	Ulvospinel	Usp
Crisotila	Chrysotile	Ctl	Zircão	Zircon	Zrn
Epidoto	Epidote	Ep			

4.2.1 – Rochas Metamáficas

4.2.1.1 - Metabasaltos

Os metabasaltos são representados por anfibolitos de granulação média a fina os quais podem apresentar-se orientados ou maciços. Neste caso, os primeiros representariam as porções que foram recristalizadas e os últimos corresponderiam a porção mais central e preservada do corpo.

Os metabasaltos orientados são caracterizados por textura nematoblástica definida por cristais orientados de anfibólio (Figuras 4.10-A e B). A assembleia

mineral é composta por hornblenda (45%), plagioclásio (35%), quartzo (7%), titanita (7%) e opacos (5%). Apatita e zircão ocorrem em proporções inferiores a 1%.

A lineação de estiramento observada é definida por hornblenda, subidiomórfica, por vezes, prismática. Igualmente orientados, ocorre plagioclásio saussuritizado e, as vezes, geminados (Carlsbad e/ou polissintética). Titanita e opacos ocorrem alinhados junto com os minerais que compõem a matriz da rocha (Figuras 4.10-C e D).

Os metabasaltos maciços são rochas isotrópicas de cor verde escuro a preta. Exibem textura granonematoblástica, equigranular e granulação média a fina (Figura 4.10-E). A assembleia mineral é definida por hornblenda (50%), plagioclásio (30%), tremolita-actinolita (10%), titanita (5%), quartzo (4%). A mineralogia acessória é definida por opacos, apatita, epidoto e zircão.

A hornblenda ocorre na forma xenoblástica, por vezes sub-idioblástica. Exibem a cor verde ou marrom quando observados em luz natural. O plagioclásio ocorre tanto na forma xenoblástica, compondo a matriz da rocha junto com anfibólio, como agregados granoblásticos (Figura 4.10-F). Os primeiros, em geral, apresentam-se saussuritizados enquanto que os últimos são caracterizados por minerais límpidos e sem geminação. Tremolita-actinolita ocorre como ripas em contato com hornblenda e plagioclásio. Titanita ocorre frequentemente associada aos minerais opacos, na forma xenoblástica inclusa em hornblenda ou em contato com o plagioclásio.

4.2.1.2 - Hornblenda metagabros

São rochas de granulação média a grossa, de textura granonematoblástica, marcadas por uma foliação incipiente e intensa recristalização. A associação mineralógica principal é representada por hornblenda (50%), plagioclásio (40%), titanita (5%) e opacos (4%). São observados epidoto, apatita e zircão como minerais acessórios.

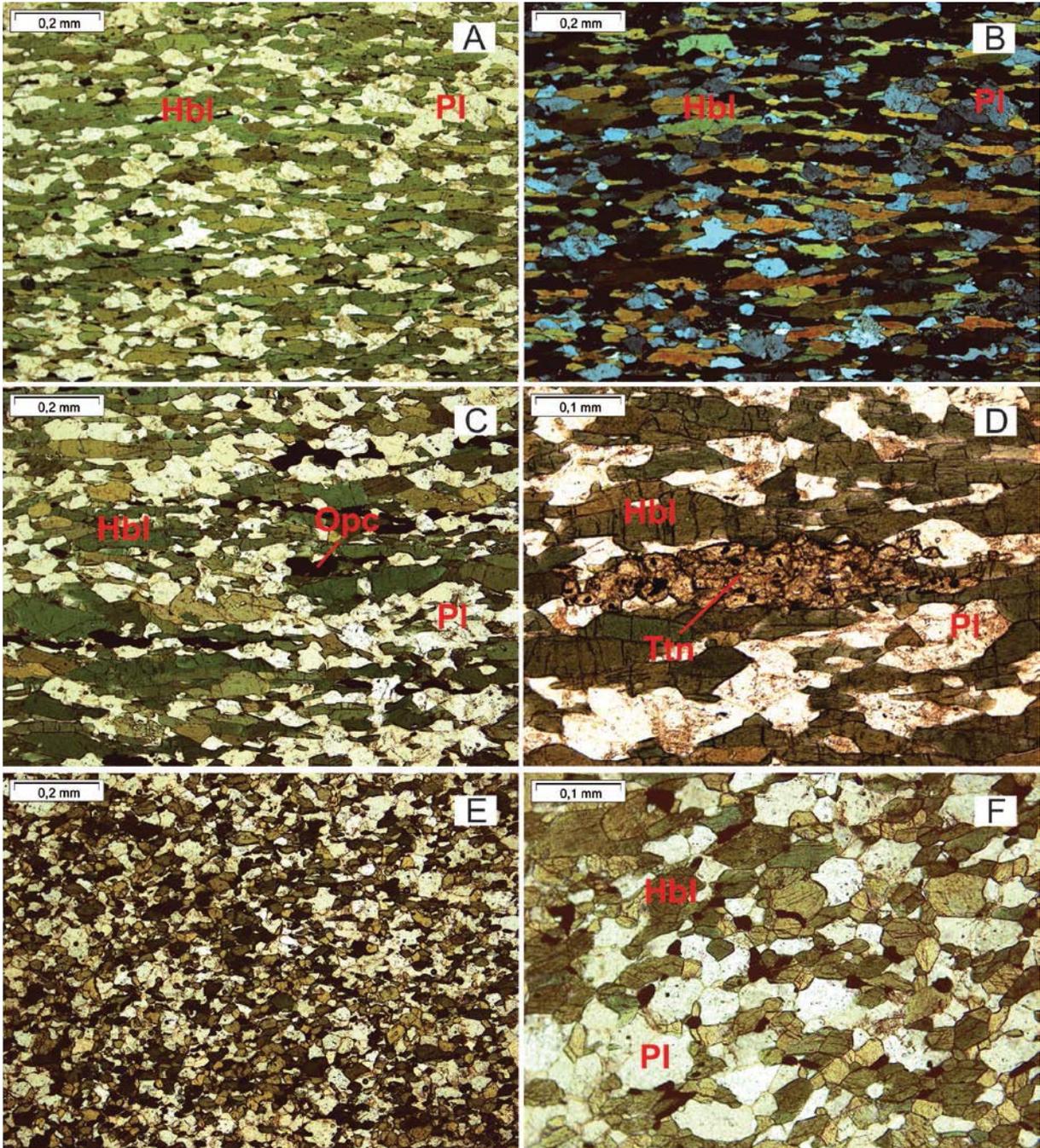


Figura 4.10 – (A-B) Textura granonematoblástica exibindo marcante lineação mineral definida por hornblenda; (C) Cristais estirados de minerais opacos associados a hornblenda e plagioclásio; (D) Detalhe de cristal de titanita envolvendo minerais opacos; (E) Textura granonematoblástica em anfíbolito fino; (F) Agregados granoblásticos de hornblenda + plagioclásio.

A hornblenda ocorre nas cores verde e marrom (predomínio da primeira), forma xenoblástica e sub-idioblástica quando exhibe hábito colunar. Observa-se também cristais poikilíticos com inclusões de plagioclásio. Além da forma de inclusões, os cristais de plagioclásio ocorrem como cristais xenoblásticos frequentemente saussuritizados e agregados granoblásticos. A titanita ocorre como cristais xenomórficos e bordejando os cristais de minerais opacos.

4.2.1.3 - Metagabros

A principal diferença entre essas rochas e os hornblenda metagabros consiste na ocorrência de cristais de clinopiroxênio alterados para anfibólio. São rochas de granulação média a grossa, exibem textura granonematoblástica e frequente recristalização de plagioclásio e anfibólio (Figuras 4.12-A e B). Tais rochas são compostas por clinopiroxênio (30%), hornblenda (35%), plagioclásio (20%), tremolita-actinolita (9%) e quartzo (5%). Como acessórios são observados titanita, epidoto, apatita, opacos, zircão e badeleite.

O clinopiroxênio é representado por porfiroblastos xenomorfos frequentemente alterados para anfibólio caracterizando o processo de uralitização (Figuras 4.12-E e F). Plagioclásio ocorre tanto na forma xenoblástica como agregados idiomórficos por vezes geminados (Carlsbad e polisintética). O anfibólio comumente está associado aos porfiroblastos de clinopiroxênio onde a substituição pode chegar a mais de 90%. Observa-se também agregados granoblásticos de hornblenda e tremolita-actinolita prismática ripiforme. A titanita ocorre na forma xenomórfica frequentemente bordejando minerais opacos (Figuras 4.12-C e D).

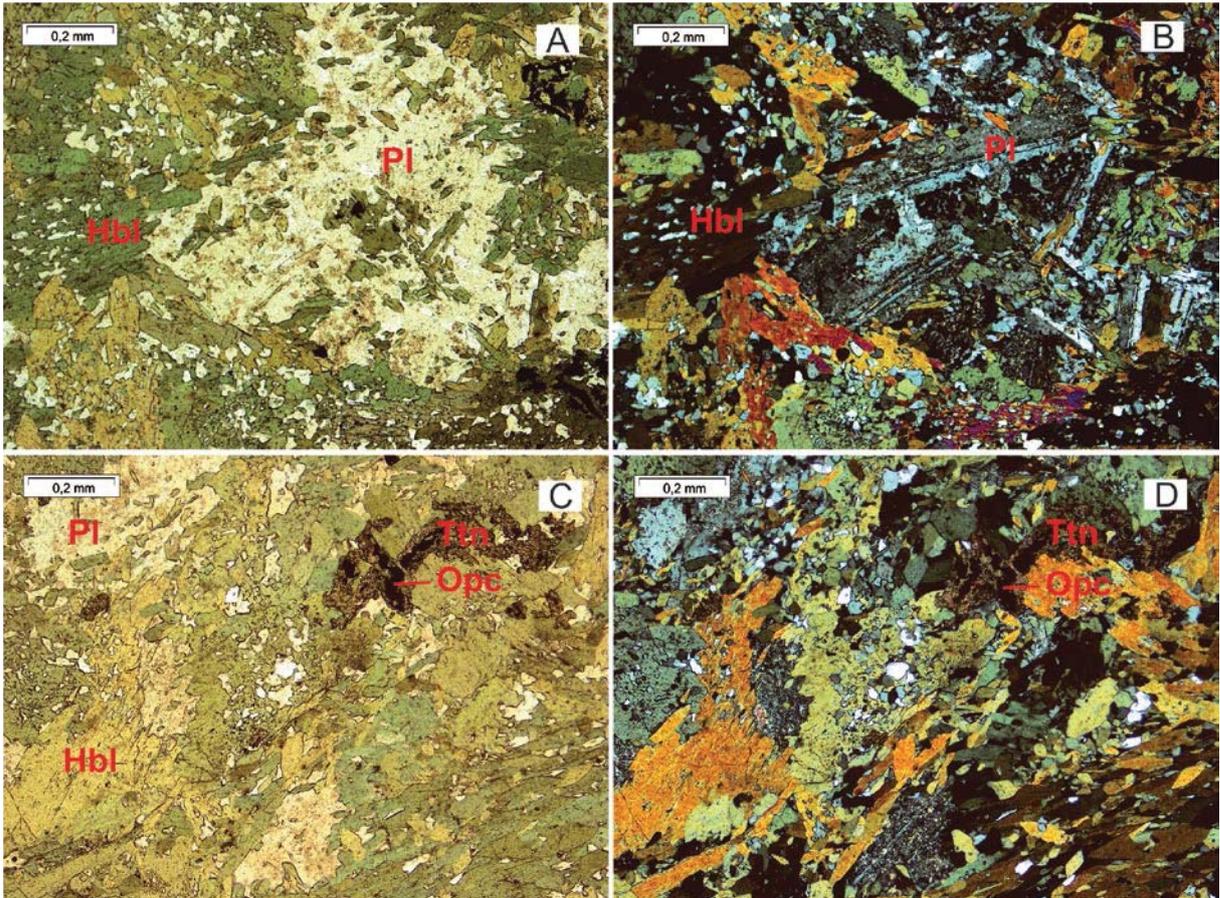


Figura 4.11 – (A-B) Fotomicrografia exibindo megacristais de plagioclásio associado a hornblenda; (C-D) Cristais de titanita com núcleo de minerais opacos associados hornblenda e plagioclásio.

4.2.2 – Rochas Metaultramáficas

4.2.2.1 - Serpentinitos

Os serpentinitos que ocorrem no Morro dos Pereiras podem ser cisalhados ou isotrópicos.

Em seção delgada, os serpentinitos cisalhados (Figura 4.13) apresentam foliação bem desenvolvida, com minerais estirados, uma orientação marcada por minerais do grupo da serpentina, que imprimem na rocha uma textura lepidoblástica. Destaca-se também a presença da textura tipo *mesh* ou malha (Figuras 4.13-A e B), caracterizada por núcleos de relictos de olivina alterados, bordejados por serpentina tipo α , que correspondem a cristais de serpentina com sinal de alongação negativo. O cisalhamento também é evidenciado pelo estiramento de cristais de Cr-magnetita (Figura 4.13-C).

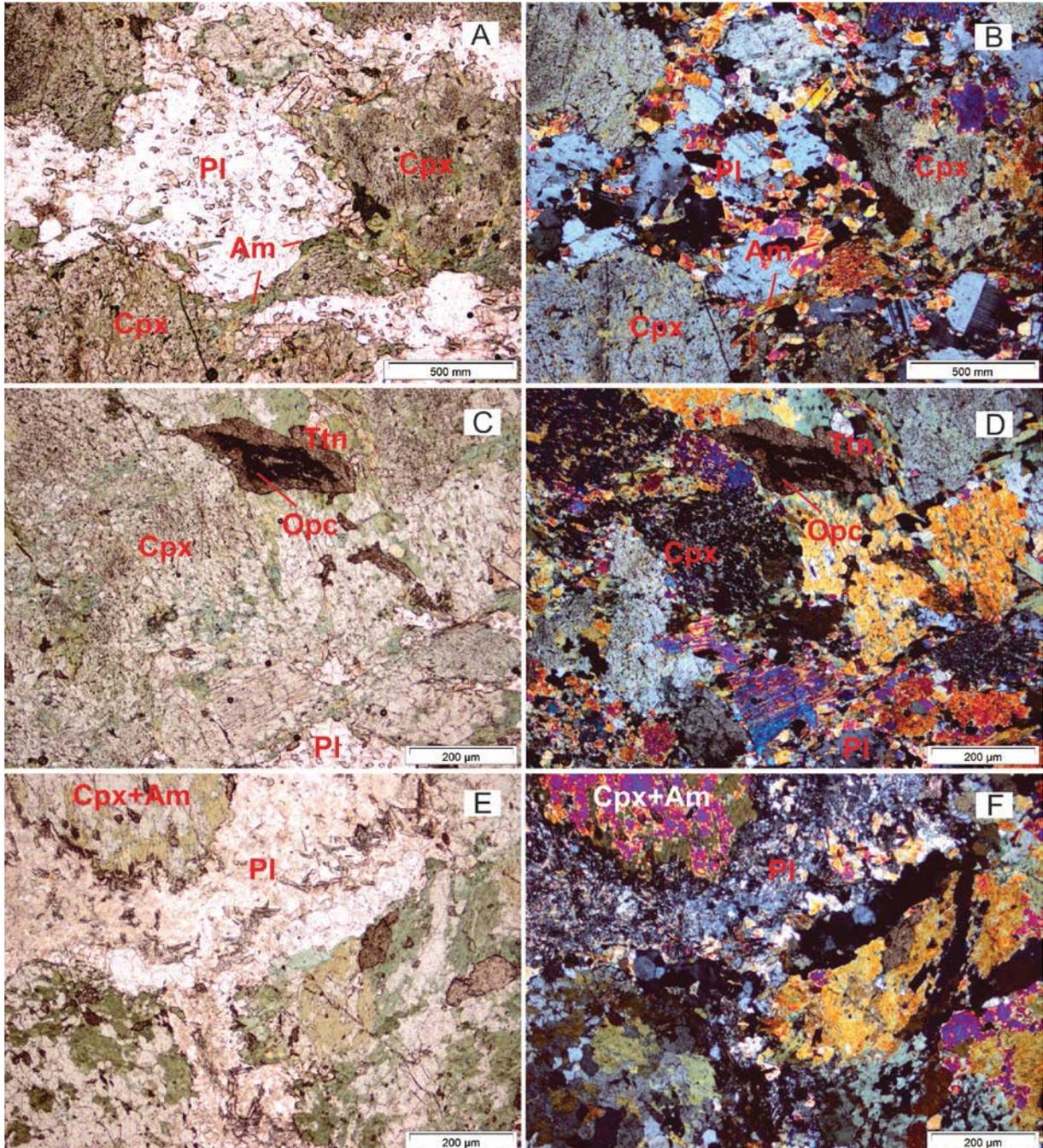


Figura 4.12 – (A-B) Metagabro exibindo textura granomatoblástica definida por plagioclásio + clinopiroxênio + anfibólio; (C-D) Cristal de titanita com núcleo de minerais opacos entre cristais de anfibólio e piroxênio; (E-F) Detalhe de plagioclásio saussuritizado bordejando cristal de clinopiroxênio alterado parcialmente para anfibólio (uralitização).

A assembleia mineral é composta por minerais do grupo da serpentina (80%), carbonatos (10%), Cr-magnetita (5%) e relictos de olivina alterando para idingsita (5%).

A serpentina é incolor, apresenta relevo muito baixo, forma geralmente xenoblástica a sub-idioblástica, hábito fibroso, clivagem paralela à forma e exibem

siniais de alongação positivos (γ -serpentina) e negativos (α -serpentina) quando na matriz e nas bordas de textura *mesh*, respectivamente. Aparecem geralmente seccionadas paralelas ao eixo C cristalográfico, orientados, sublinhados a foliação.

A Cr-magnetita ocorre na forma xenoblástica e hábito granular, sempre associados às fibras de serpentina e às vezes inclusos em veios de carbonatos. Os tamanhos variam entre 0,02 mm a 1 cm. Apresentam-se deformados ou não. Quando deformados acompanham a foliação imposta pelo esforço cisalhante (Figuras 4.13-C e D). Em seção polida apresentam-se como xenocristais, estirados e fraturados. Os relictos de olivina ocorrem intensamente alterados, já sendo repassados por idingisita, apresentam-se xenoblásticos. Ocorrem como núcleos de textura tipo *mesh*, bordejadas por serpentina, lizardita provavelmente. O tamanho varia entre 0,1 a 0,5 mm (Figuras 4.10-B a E).

Os carbonatos apresentam textura microcristalina, ocorrem na forma de veios tardios (Figura 4.13-F), apresentando uma coloração marrom a bege e geralmente apresentam inclusões de opacos. A presença de veios de carbonatos sugere a presença de CO₂ no fluido de serpentinização.

Os serpentinitos isotrópicos (Figura 4.14-A) são caracterizados por uma textura laminar impressa por serpentina fibrosa apresentando textura tipo *interpenetrating* cortando o *fabric* da rocha (Figura 4.14-B e C). A assembleia mineral é dada basicamente por serpentina (80%), quartzo (10%), opacos (5%) e hidróxidos de ferro (5%).

A serpentina apresenta-se incolor, relevo baixo, ocorre na forma de xenocristais a subidioblástica, apresenta hábito fibroso a laminar, clivagem paralela à forma. Ocorre compondo maior parte da rocha e apresentam sinal de alongação positivo (γ -serpentina), sendo provavelmente a variedade antigorita.

O quartzo ocorre na forma xenoblástica, granular, caracterizado por uma textura de recristalização. Ocorre como veios seccionando a massa serpentinitica (Figura 4.14-D). Minerais opacos ocorrem xenoblásticos, inseridos na matriz de serpentina. Os hidróxidos de ferro ocorrem como alterações da serpentina e minerais opacos.

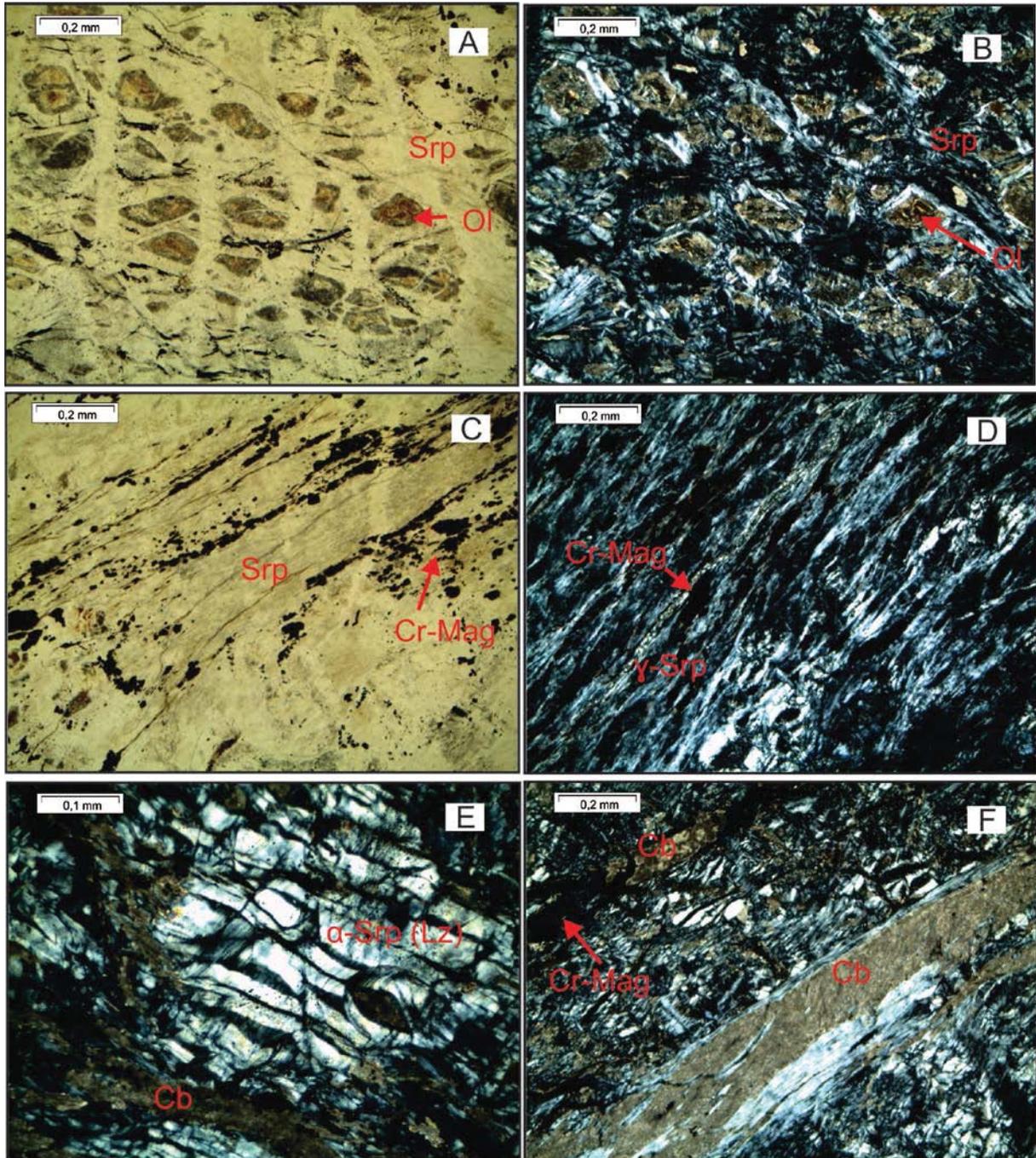


Figura 4.13 – (A-B) Fotomicrografias apresentando relictos de cristais de olivina bordejada por serpentina (textura *mesh*); (C-D) Fotomicrografia de serpentinito cisalhado apresentando cristais de Cr-magnetita estirados acompanhado a foliação de γ -serpentina; (E) Fotomicrografia com α -serpentina apresentando textura tipo *ribbons*; (F) Detalhe de veio de carbonato cortando serpentinito.

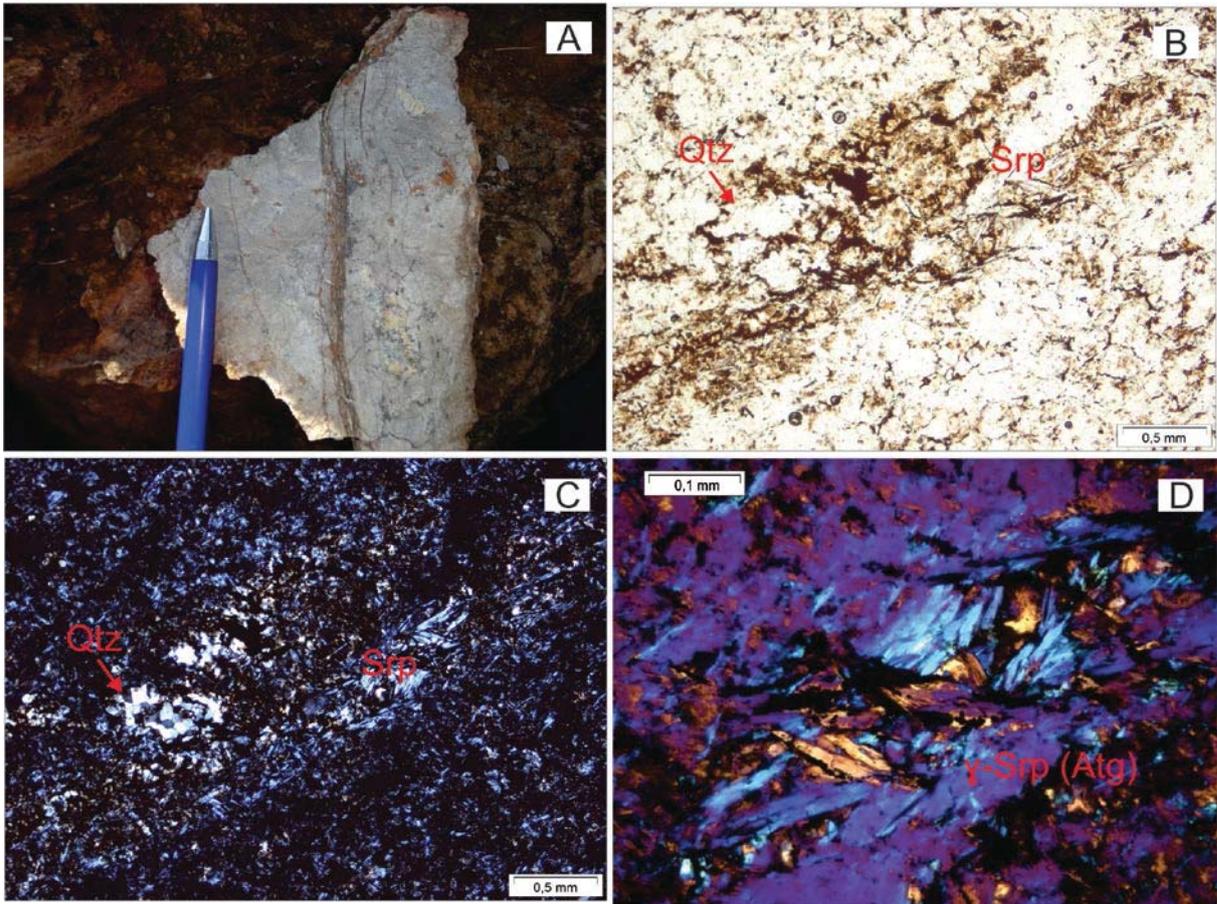


Figura 4.14 – (A) Amostra de serpentinito isotrópico; (B-C) Fotomicrografias de serpentinito cortado por veio de quartzo recristalizado; (D) Fotomicrografia de γ -serpentina apresentando textura *interpenetrating*.

4.2.2.2 - Actinolitos

Os actinolitos apresentam-se em seção delgada como uma rocha de aspecto ligeiramente bandado e textura porfirítica quando alteradas.

As amostras ligeiramente alteradas apresentam textura porfirítica, onde ocorrem megacristais reliquiares de ortopiroxênio(?) e anfibólios. A assembleia mineral é dada por actinolita (50%), anfibólio (hornblenda?) 20%, clorita (10%), ortopiroxênio (10%), serpentina (5%), opacos (4-5%) e Cr-espinélio (picotita) 1%.

A actinolita ocorre xenoblástica, apresentando hábito fibroso e alongado, quando na matriz (Figura 4.15-A). Também ocorrem na forma de porfiroblastos quando substituem hornblenda. Apresentam clivagem em duas direções e encontram-se intercrescidos com serpentina. Ocorrem em geral compondo a matriz junto à clorita e serpentina. Os anfibólios reliquiares correspondem provavelmente a hornblenda formadas anteriormente pela alteração de ortopiroxênio. Os anfibólios

ocorrem na forma xenoblástica, porfiroblástica e são repassados por actinolita (Figura 4.15-B).

A clorita ocorre na forma xenoblástica com hábito lamelar a colunar, como pseudomorfos substituindo ortopiroxênio e compondo a matriz junto à actinolita e a serpentina.

O ortopiroxênio ocorre como relictos, sendo geralmente alterado para anfibólio e clorita (Figura 4.15-C).

É comum observar serpentina repassando para cristais de actinolita. Os minerais opacos correspondem a Cr-magnetita e ocorrem geralmente na forma xenoblástica a subidioblástica, associados a anfibólio reliquiar e actinolita. Ocorrem geralmente bordejando núcleos de Cr-espínélio. Em seção polida a Cr-magnetita aparece intensamente fraturada e martitizada.

O tipo alterado apresenta foliação sublinhada por cristais de actinolita, que imprimem uma textura nematoblástica (Figura 4.15-D). Apresenta-se bastante alterado por processo de silicificação e alteração de minerais opacos por hidróxidos de ferro. A assembleia mineral é composta por actinolita (60%), calcedônia (30%), opacos (5%) e hidróxidos de ferro (5%).

A actinolita ocorre subidioblástica, ovalada nas bordas e hábito em ripas alongadas. Apresentam-se orientadas, imprimindo na rocha uma foliação e textura nematoblástica.

A calcedônia ocorre apresentando uma textura esferulítica, ocorrendo como veios tardios (Figura 4.15-D). Os minerais opacos correspondem a Cr-magnetita bordejando núcleos de Cr-espínélio (picotita). Frequentemente, apresentam-se alterados para hidróxidos de ferro.

4.2.2.3 - Clorititos

Os clorititos apresentam uma foliação bem marcada e textura lepidoblástica definida por clorita (Figura 4.16-A). A assembleia mineral é constituída basicamente por clorita (85%), ulvoespínélio (10%), opacos (5%) e, raramente, biotita.

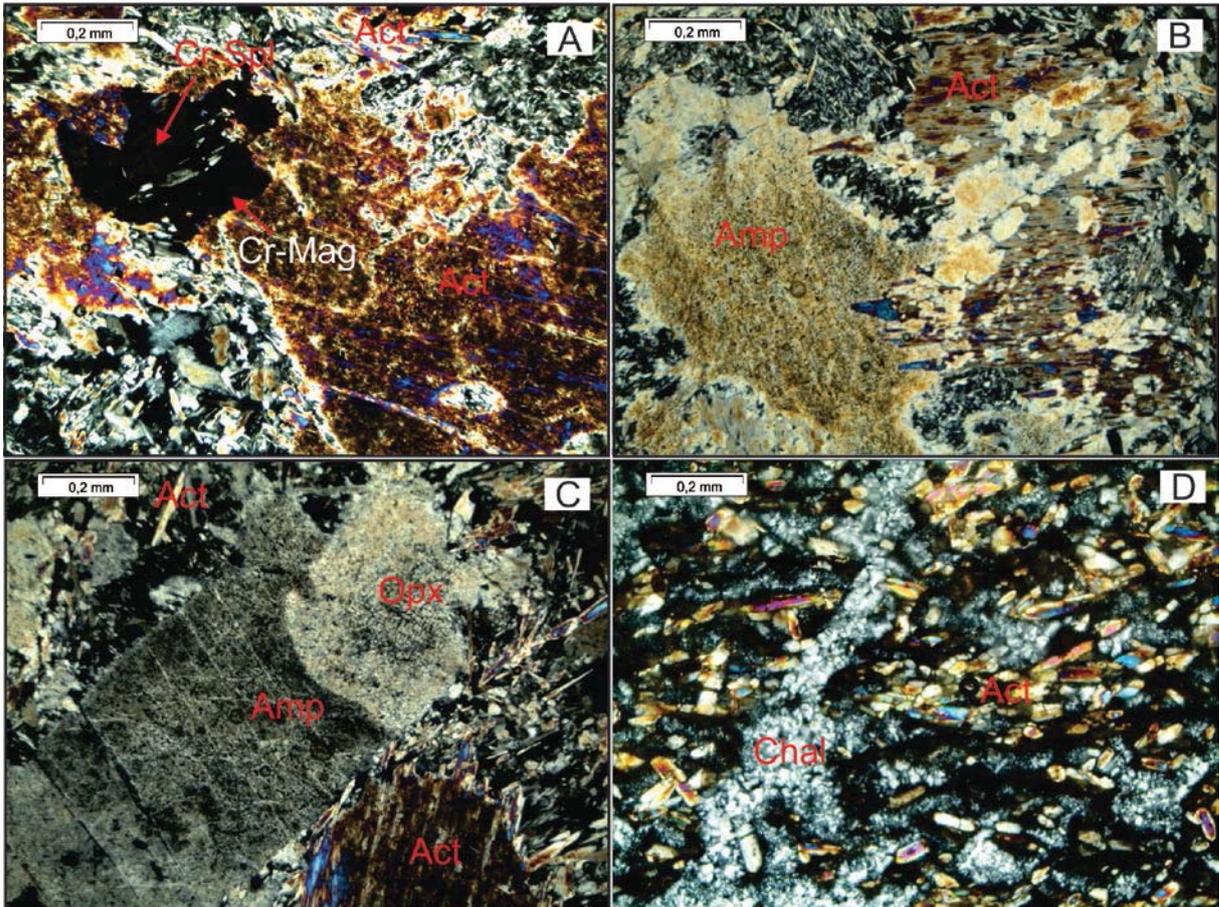


Figura 4.15 – (A) Fotomicrografia de núcleo de Cr-espínélio bordejado por magnetita incluso em cristal de actinolita; (B) Fotomicrografia de cristal de anfibólio sendo repassado por actinolita; (C) Fotomicrografia de cristal de ortopiroxênio alterado para anfibólio; (D) Fotomicrografia de veio de calcedônia cortando a foliação definida pelos cristais de actinolita.

A clorita ocorre na forma xenoblástica a subidioblástica, apresenta hábito colunar, coloração verde pálido e pleocroísmo moderado. O ulvoespínélio ocorre com formato ovalado, apresentam alto relevo, coloração verde oliva e intensamente fraturado. Geralmente apresenta-se alterado para minerais opacos (Figura 4.16-B). Ocorre geralmente disperso na matriz composta por clorita. Os opacos ocorrem bordejando o ulvoespínélio. Biotita raramente ocorre e são oriundas da alteração da clorita.

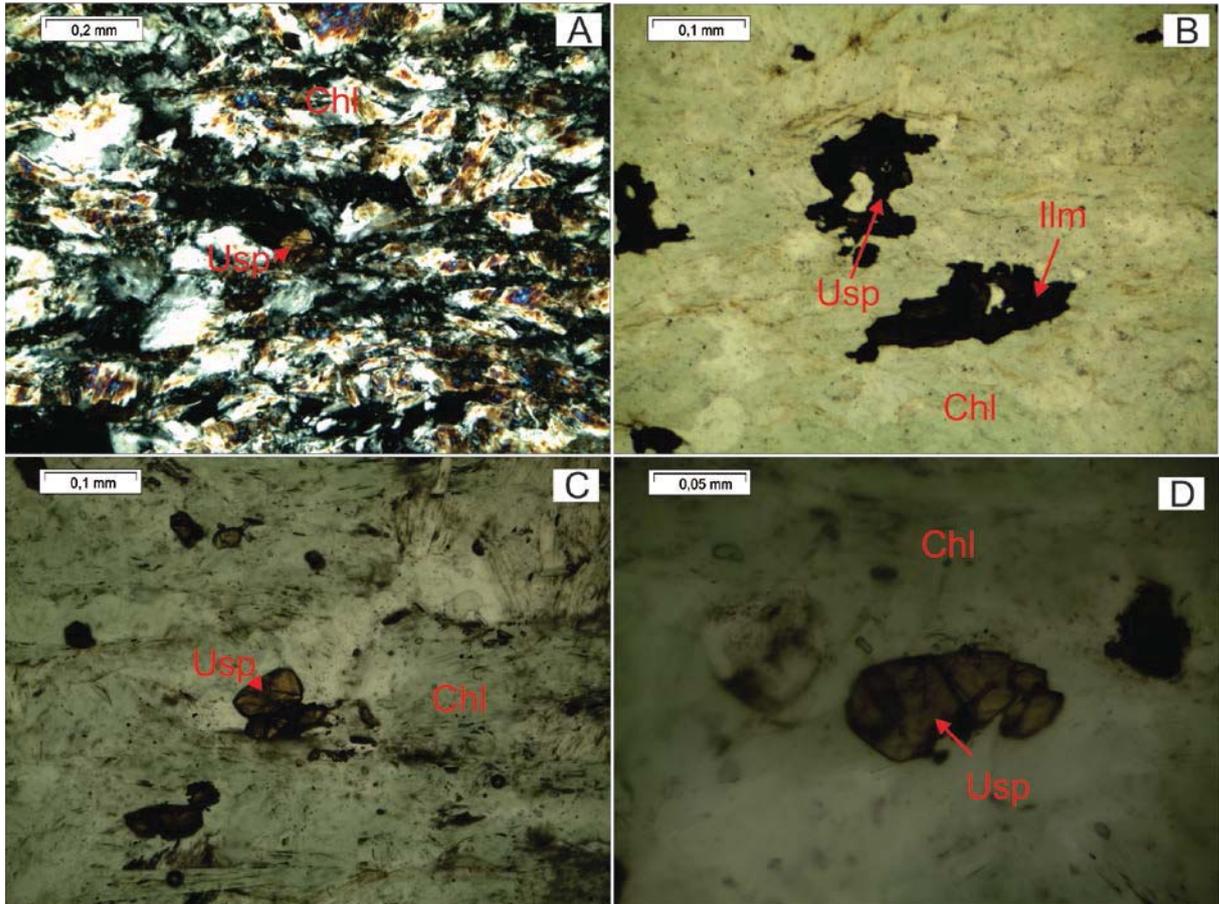


Figura 4.16 – (A) Fotomicrografia de ulvoespínélio inserido na matriz composta por clorita; (B) Fotomicrografia apresentando cristal de ulvoespínélio repassado por magnetita; (C-D) Fotomicrografia de cristais de ulvoespínélio inseridos numa matriz composta por Chl.

4.2.2.4 - Talco-clorita xistos

Correspondem a rochas de textura lepidoblástica, raramente, decussada. A assembleia mineral corresponde a clorita (clinocloro) (65%), talco (30%) e serpentina (5%).

A clorita corresponde à variedade clinocloro, ocorre compondo a maior parte da rocha, exibindo forma subidioblástica, hábito colunar, apresenta-se incolor e verde pálido à luz natural (Figuras 4.17-A e B). Apresenta pleocroísmo moderado. Mostra-se dobrada em forma de *kink bands*, onde a charneira apresenta-se fraturada e preenchida por talco (Figuras 4.17-C e D). A serpentina aparece de maneira esporádica, com hábito fibroso, associado a talco e clinocloro.

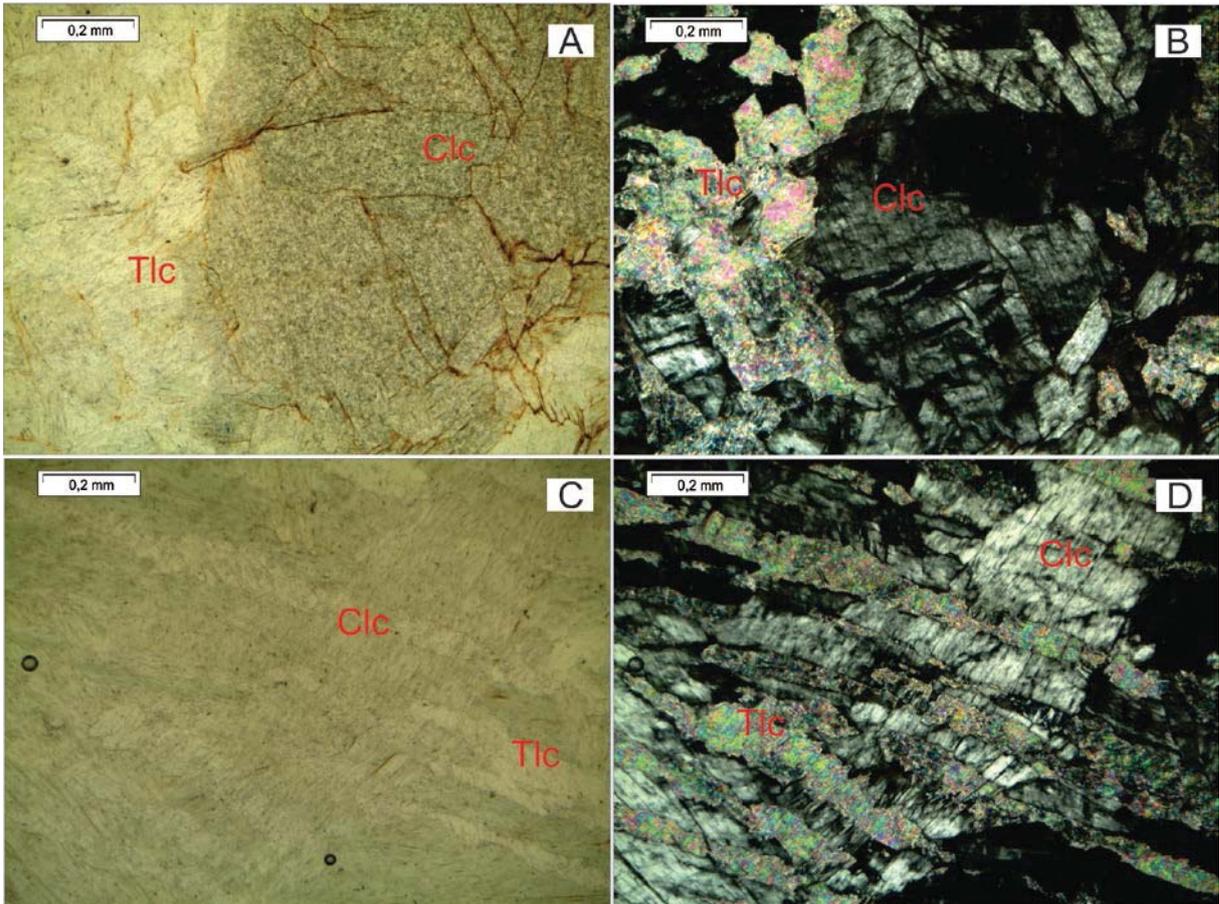


Figura 4.17 – (A-B) Fotomicrografia de clinocloro dobrado em forma de *kinks*; (C-D) Cristais de clinocloro apresentando fraturas em charneiras de *kinks* preenchida por talco.

4.2.2.5 - *Clorita-serpentina-talco xistos*

Correspondem a rochas asbestiformes de textura lepidoblástica compostas predominantemente por filossilicatos (Figura 4.18-A e B). A assembleia mineral é composta basicamente por talco (70%), serpentina crisotila (15%), clorita clinocloro (13%) e opacos (2%).

O talco apresenta hábito fibroso, forma alongada paralela ao ao eixo C cristalográfico. Apresenta relevo baixíssimo e incolor à luz natural. O comprimento do eixo maior varia entre 0,1 a 0,6 mm.

A serpentina ocorre na variedade de mais baixa temperatura, denominada de crisotila. Esta ocorre na forma xenoblástica, hábito fibroso, relevo baixíssimo e ocorre associada ao talco e a clorita.(Figuras 4.18-C e D).

A clorita corresponde à variedade clinocloro, ocorre na forma xenoblástica, hábito fibroso e tamanho variando entre 0,2 e 0,6 mm. Apresenta cor esbranquiçada à luz natural, relevo baixo e ocorre associada à serpentina e talco.

Os opacos ocorrem na forma xenoblástica inseridos na matriz filossilicática. O tamanho geralmente não chega a 0,05 mm.

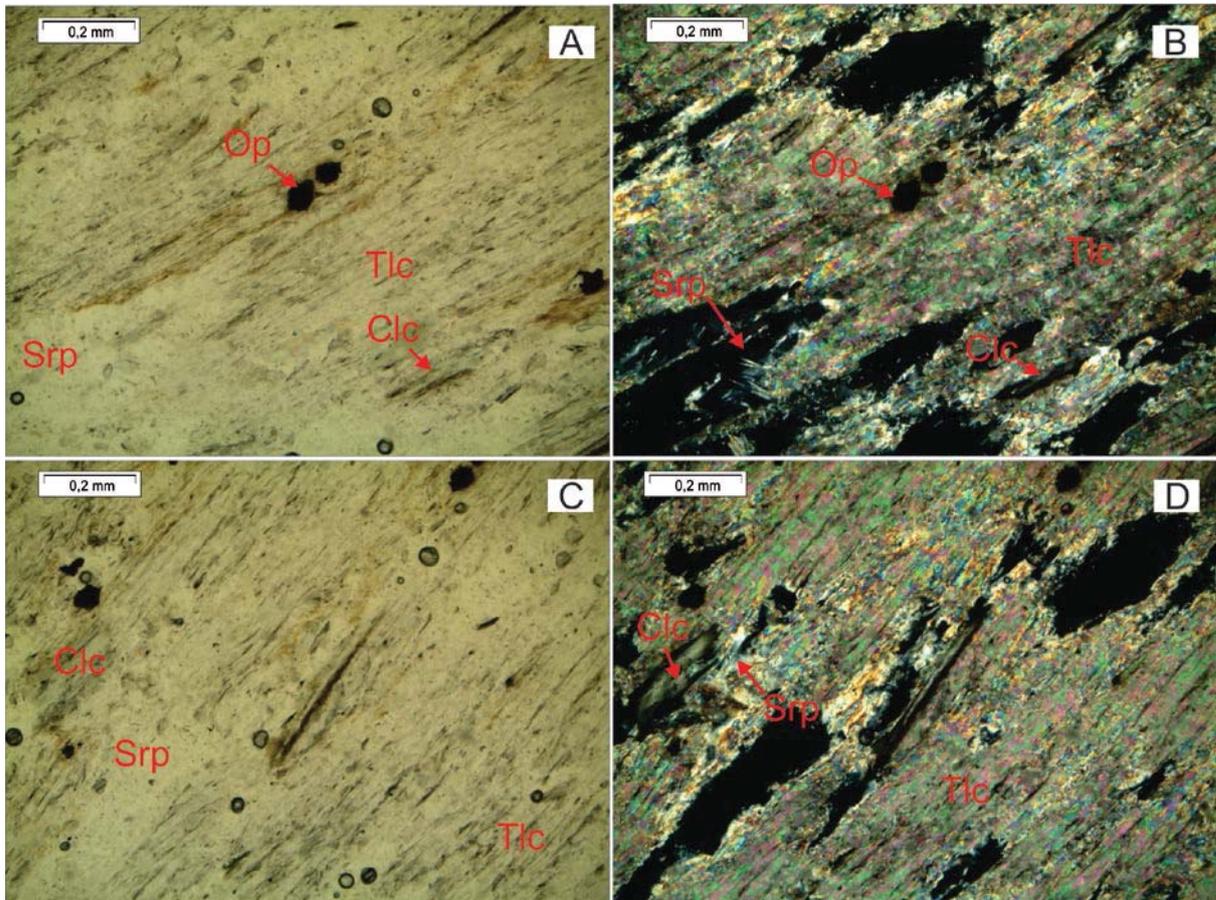


Figura 4.18 – (A-B) Fotomicrografia apresentando minerais opacos associados aos filossilicatos; (C-D) Associação talco + serpentina + clinocloro.

4.2.2.6 - Talco-silicosas

As rochas talco-silicosas correspondem a assembleias de alteração hidrotermal compostas por talco e sílica na forma de quartzo ou calcedônia e presença de cristais opacos.

As rochas composta por talco e sílica na forma de quartzo (Figura 4.19-A) apresentam uma assembleia mineral composta por talco (60%), quartzo (40%) e opacos (10%). O talco apresenta um hábito fibroso a asbestiforme, relevo baixo e

ocorre compondo a matriz da rocha. O quartzo ocorre na forma xenoblástica, granular e apresenta-se inserido na matriz esteatizada. Os minerais opacos correspondem a magnetita, geralmente xenoblástica, granular, com tamanho variando entre 0,05 e 0,1 mm.

A variedade composta por talco e sílica na forma de calcedônia apresenta uma textura asbestiforme com grânulos inseridos na matriz esteatizada (Figura 4.19-B). A assembleia mineral é composta por talco (45%), calcedônia (45%), opacos (5%), clinocloro (5%). O talco apresenta um hábito fibroso (asbestiforme), relevo baixo e ocorre compondo a matriz da rocha. A calcedônia ocorre na forma xenoblástica, granular e inserida na matriz (Figura 4.19-B e C). O clinocloro ocorre esporadicamente com forma subdioblástica, hábito colunar e ocorrem associados ao talco, compondo a matriz. Os opacos correspondem a magnetita, geralmente xenoblástica, granular, com tamanho variando entre 0,05 e 0,2 mm (Figura 4.19-D).

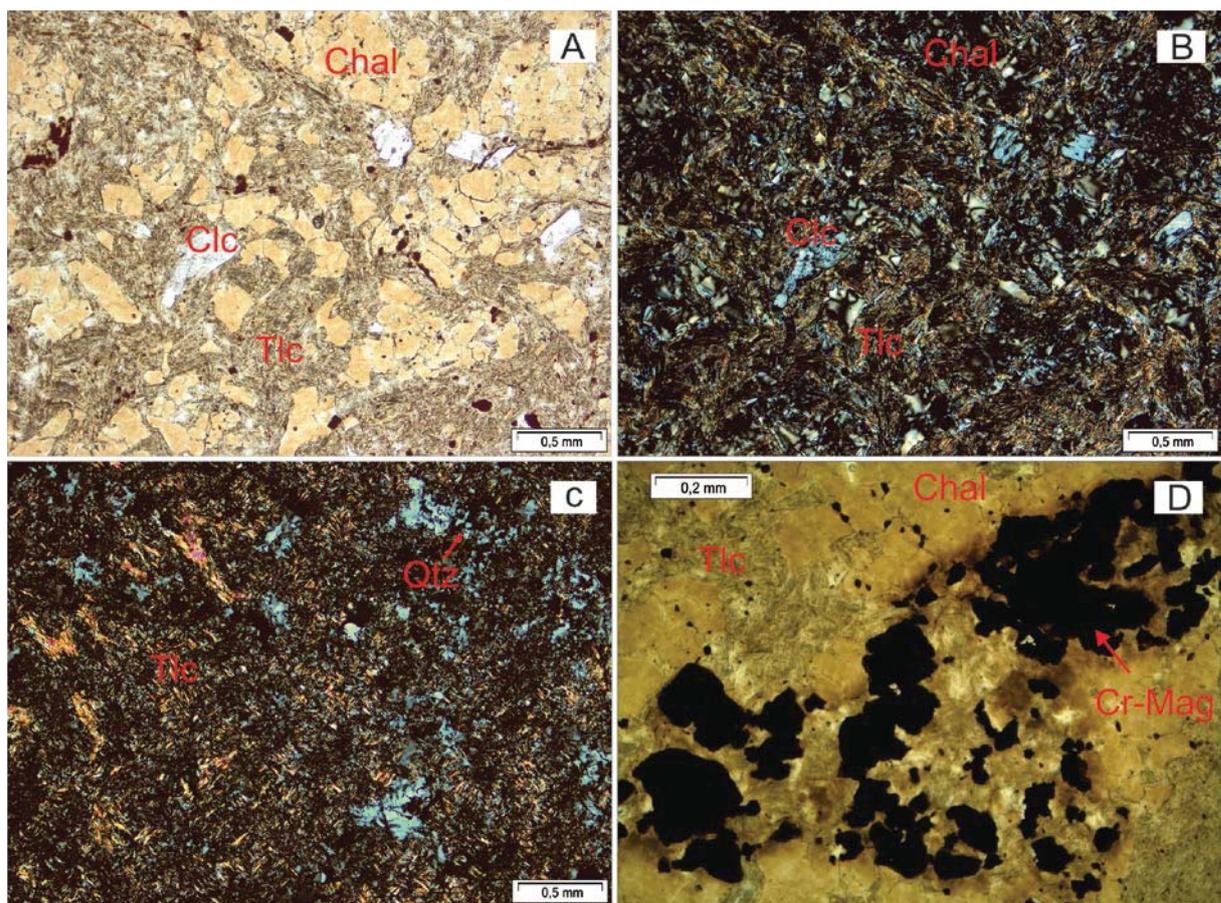


Figura 4.19 – (A-B) Fotomicrografias apresentando rocha esteatizada composta por talco+clinocloro+calcedônia; (C) Fotomicrografia apresentando cristais de quartzo inseridos em matriz esteatizada; (D) Fotomicrografia de cristais opacos associados à calcedônia e ao talco.

4.2.2.7 – Listwanitos

Em seção delgada apresentam uma matriz composta basicamente por sílica criptocristalina, onde não é possível identificar nenhum cristal (Figura 4.20-A). Estas rochas são caracterizadas pela ocorrência de minerais que resistiram a serpentinização e a silicificação. Tais minerais correspondem a núcleos de Cr-espínélio (picotita) bordejados por Cr-magnetita (Figura 4.20-B e C). Os núcleos de picotita apresentam-se fraturados, com coloração que varia de vermelho a marrom e alto relevo. Em seção polida é possível notar os núcleos ainda preservados e bordas de Cr-magnetita alterando para hematita (Figura 4.20-D).

Os listwanitos são interpretados como produtos de alteração hidrotermal (silicificação) dos serpentinitos.

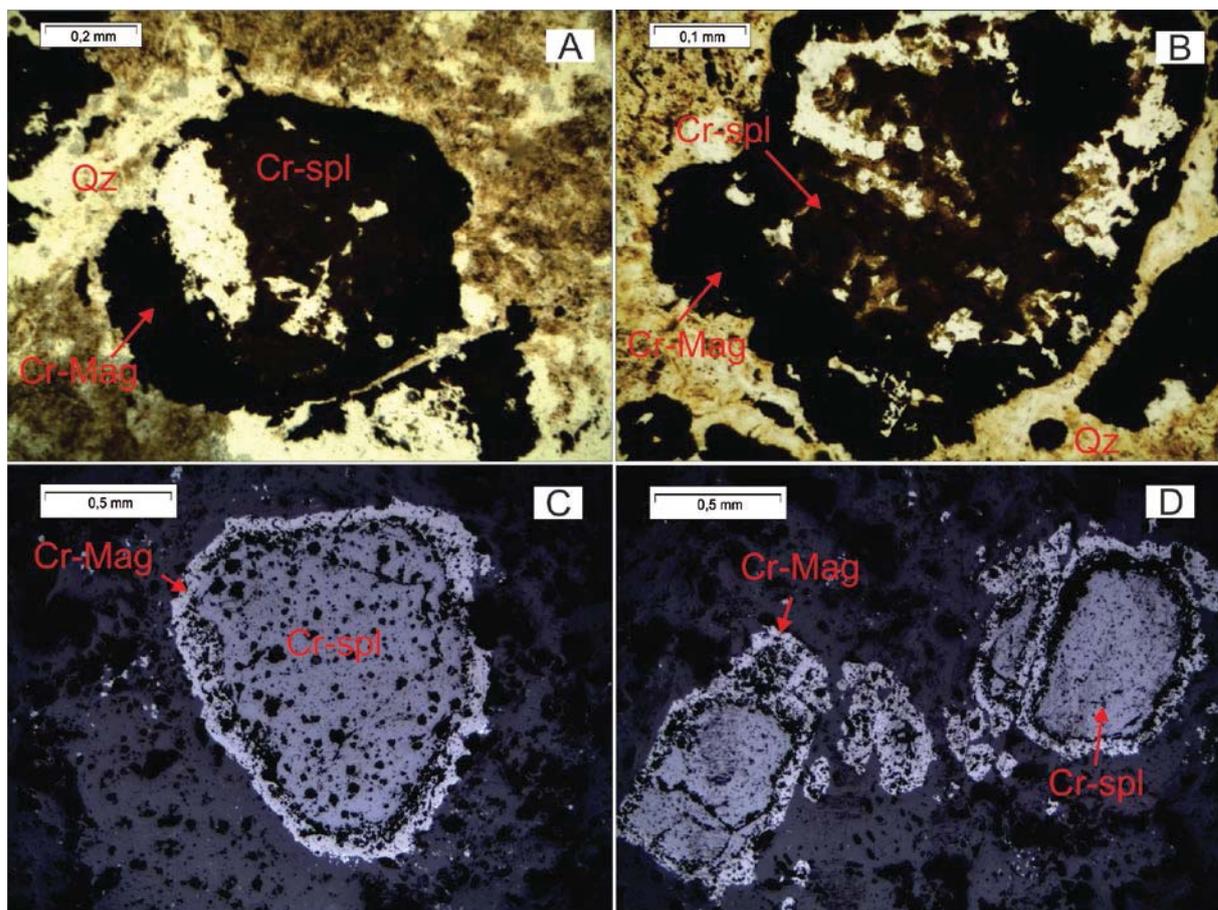


Figura 4.20 – (A-B) Fotomicrografias apresentando núcleos de Cr-espínélio bordejado por Cr-magnetita inseridos numa matriz silicosa; (C-D) Fotomicrografia de cristal de Cr-magnetita bordejando núcleos de Cr-espínélio em seção polida.

4.2.3 – Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

Além da petrografia óptica convencional foram realizadas análises semi-quantitativas por microscopia eletrônica de varredura (MEV) realizadas nas rochas metultramáficas do Morro dos Pereiras.

As análises em seções delgadas/polidas e metalizadas em filme de carbono de listwanitos e serpentinitos deram ênfase na determinação de minerais de interesse econômico e indicadores das condições de metamorfismo.

As análises semi-quantitativas nos listwanitos foram feitas segundo um perfil analítico para obtenção dos dados de variação dos elementos das bordas para os núcleos dos cristais de Cr-espínélio (Figura 5.13-A-D). Os resultados analíticos podem ser observados na Tabela 5.3.

Tabela 5.3 – Resultados analíticos para a amostra NOEU-48A.

Resultados Analíticos - Amostra NOEU-48A									
Alvo 1									
Análises	Al	Mg	Cr	Fe	Mn	Si	Ni	O	Zn
1 (Core)	7,11	5,14	33,98	12,87	0,61			40,3	
2 (Core)	7,01	5,16	33,89	12,94	0,5			40,51	
3 (Core)	7,42	5,4	34,86	13,07				39,25	
4 (Rim)		1,61	18,26	42,3	0,72	0,22	0,73	36,15	
5 (Core)	7,43	5,51	35,12	12,8				39,14	
6 (Rim)	0,2	1,33	17,33	44,41	0,45		0,67	35,63	
7 (Rim)		1,25	15,61	46,04	0,6	0,19	0,67	35,63	
Alvo 2									
Análises	Al	Mg	Cr	Fe	Mn	Si	Ni	O	Zn
2 (Core)	6,68	4,83	34,59	13,49	0,52			39,88	
3 (Rim)	0,26	1,9	25,69	34,64	0,97			36,55	
4 (Rim)		0,96	15,69	46,96	0,36		0,53	35,49	
Alvo 3									
Análises	Al	Mg	Cr	Fe	Mn	Si	Ni	O	Zn
1 (Core)	6,88	5,25	33,61	12,65	0,39			40,54	0,69
2 (Rim)	1,35	2,4	29,93	27,3	0,67	0,16	0,31	37,89	
3 (Rim)		1,13	15,77	45,81	0,49	0,2	0,64	35,95	
Perfil Alvo 1									
Análises	Al	Mg	Cr	Fe	Mn	Si	Ni	O	Zn
4 (Rim)		1,61	18,26	42,3	0,72	0,22	0,73	36,15	
3 (Core)	7,42	5,4	34,86	13,07				39,25	
5 (Core)	7,43	5,51	35,12	12,8				39,14	
2 (Core)	7,01	5,16	33,89	12,94	0,5			40,51	
7 (Rim)		1,25	15,61	46,04	0,6	0,19	0,67	35,63	

As análises no núcleo do Alvo 1 renderam altos percentuais de Cr (média de 34,62%), Mg (média de 5,36%), Al (média de 7,29%) e O (média de 39,63%). Nas bordas de alteração é possível notar diminuição nos valores de Cr (média de 16,94%), Mg (média de 1,43%), Al (perda total), e O (média de 36,89%). Entretanto, há enriquecimento em Fe (média de 44,17%), Ni (média de 0,7%) e Si (média de 0,21%), com os percentuais de Mn se comportando de maneira aleatória. Os núcleos dos alvos 2 e 3 apresentaram resultados semelhantes aos do alvo 1, com altos percentuais de Cr (média de 34,1%), Mg (média de 5,04%), Al (média de 6,78%) e O (média de 40,21%). Igualmente ao alvo 1 os valores para as bordas de alteração apresentam a diminuição dos percentuais de Cr, Mg, Al e O. Os valores de Mn apresentam maiores percentuais quando analisados nas porções de composição similar à ferricromita.

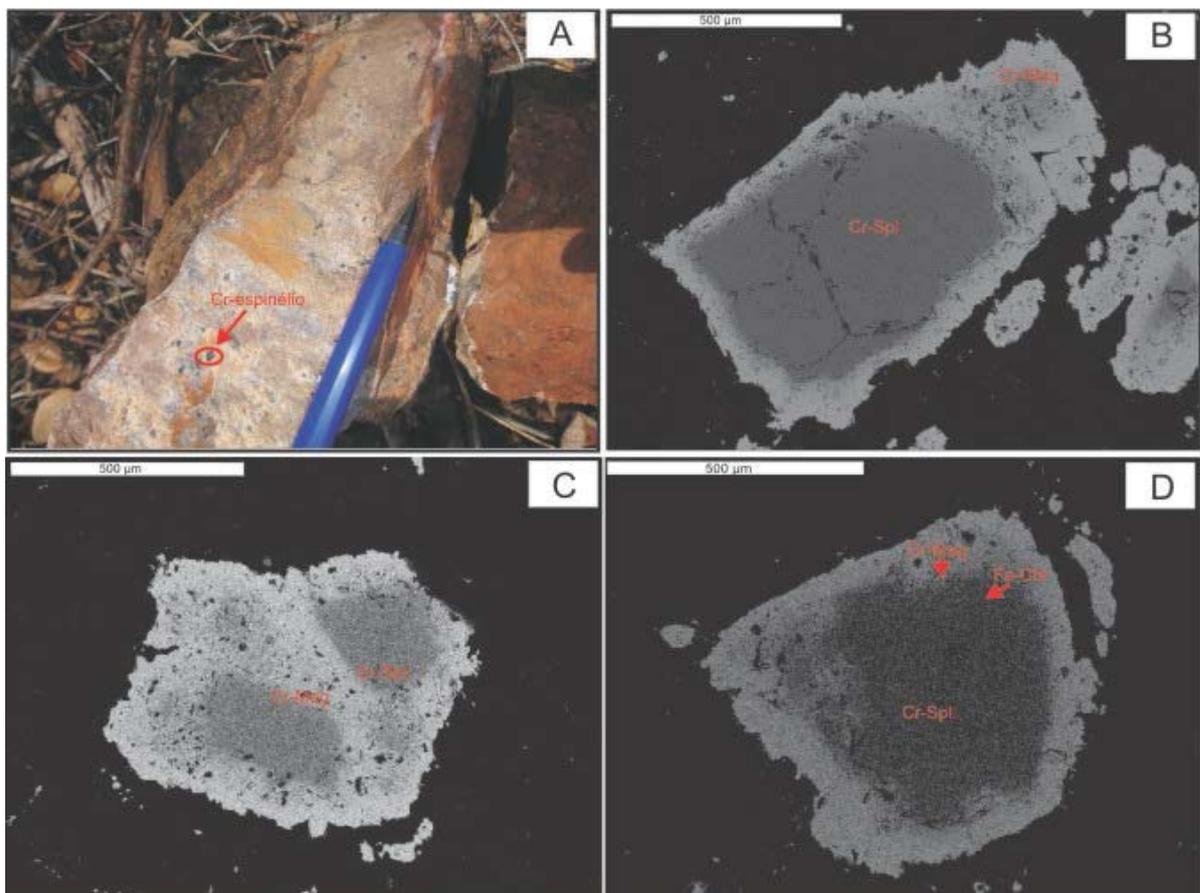


Figura 5.13: A) Amostra NOEU-48; B) *Back-scattered* do Alvo 1 apresentando núcleo de Cr-espinélio bordejado por Cr-magnetita; C) *Back-scattered* do alvo 2 apresentando núcleos de Cr-espinélio bordejado por Cr-magnetita; D) *Back-scattered* do Alvo 3 apresentando núcleo de Cr-espinélio, transição de Fe-cromita e borda de Cr-magnetita.

No perfil analítico realizado no alvo 1 (Figura 5.14) pode ser observado o comportamento do percentual dos elementos no sentido borda-núcleo-borda. Os percentuais de Cr, Mg, Al e O decrescem do núcleo (Cr-espínélio) para as bordas de alteração (Cr-magnetita). Oposto a isso, os percentuais de Fe, Si, Ni e Mn crescem dos núcleos (Cr-espínélio) para as bordas (Cr-magnetita).

As análises nos serpentinitos foram realizadas visando obter a composição dos minerais opacos (magnetita) e minerais formadores de rochas reliquiares, que serviram para indicar a composição do protólito dos serpentinitos e a evolução das alterações hidrotermais e metamorfismo. Os resultados analíticos para os serpentinitos cisalhados podem ser observados na Tabela 5.4.

Com base nos dados da química mineral semi-quantitativa e na descrição petrográfica, os minerais revelados na amostra NOEU-04B correspondem a cristais de Cr-magnetita envoltos por serpentina e relictos de cristais de olivina em núcleos de textura do tipo *mesh*, bordejada por serpentina (Figuras 4.15-A-D).

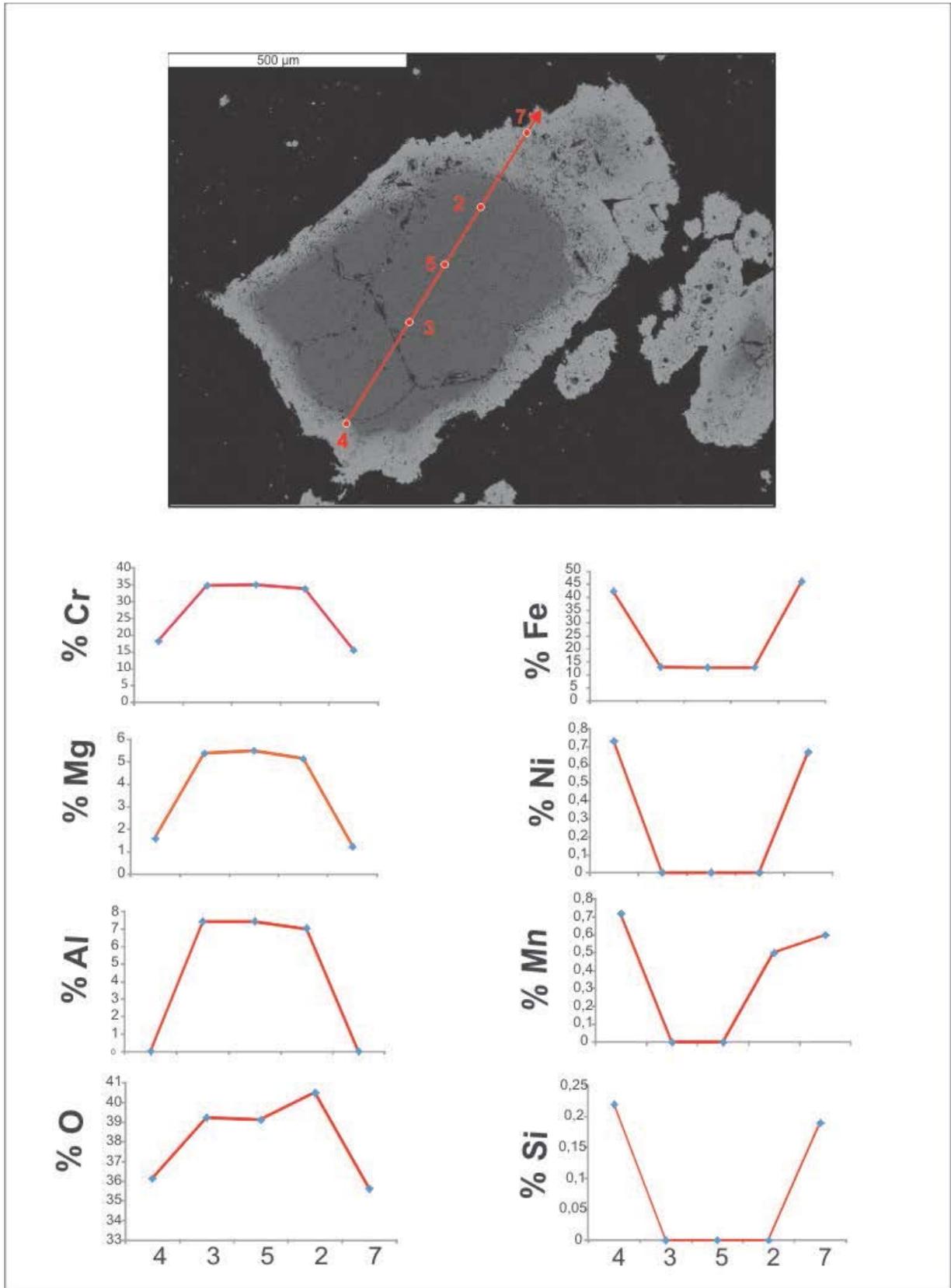


Figura 5.14: Perfil analítico do alvo 1 mostrando a variação dos percentuais dos elementos do núcleo para as bordas de alteração.

Tabela 5.4 – Resultados analíticos para a amostra NOEU-04B.

Resultados Analíticos - Amostra NOEU-04B (Seção Polida)

Alvo 1

Análises	Mg	Cr	Fe	Mn	Si	Al	Ca	Ni	O	Cl	Rb
1	0,88	4,41	59,62					0,69	34,39		
3	0,8	3,71	58,48	0,25				0,86	35,9		
4	0,92	5,59	56,59	0,26				0,77	35,87		
5	1,19	8,32	53,21	0,61				0,74	35,93		
6	1,5	11,52	49,37	0,48	0,3			0,6	36,21		
7	1,04	8,16	54,86	0,49	0,15			0,78	34,53		
8	0,94	6,04	57,3	0,38				0,56	34,78		
9	0,85	4,88	60,13					0,77	33,37		
10	0,65	3,49	64,51					0,86	30,5		

Alvo 2

Análises	Mg	Cr	Fe	Mn	Si	Al	Ca	Ni	O	Cl	Rb
1	0,9	4,66	59,7					0,74	34,01		
2	0,96	3,59	61,01					0,69	33,76		
3	0,72	3,75	59,99					0,55	34,99		

Alvo 3

Análises	Mg	Cr	Fe	Mn	Si	Al	Ca	Ni	O	Cl	P
1	3,72		48,42	0,37	1,73				45,52		0,23
2	35,12		2,75		4,25		0,56		57,32		
3	23,43		1,85		20,33				54,39		

Resultados Analíticos - Amostra NOEU-04B (Seção Delgada)

Alvo 1

Análises	Mg	Cr	Fe	Mn	Si	Al	Ca	Ni	O	Cl	Rb
1	1,06	3,6	59,29	0,34	0,48	0,18		0,68	34,38		
2	1,12	3,79	57,63		0,14	0,22		0,84	36,26		
3	0,44	6,33	83,04		0,27			0,9	9,02		
5	1,25	4,85	46,62	0,2				0,72	46,09		0,27
6	1,97	3,32	57,64		0,97	0,27		0,77	35,06		
7	0,81	4,43	68,86		0,21	0,16	0,2	0,76	24,57		
8	0,96	4,15	53,74	0,24	0,14			0,78	39,82	0,16	
9	1,52	3,24	43,34	0,2	0,82	0,4	2,8	0,5	47,17		
10	0,67	4,58	70,57		0,27	0,2		0,88	22,83		
11	25,05		2,65		23,63				48,67		
12	14,09	1,12	30,22		8,66			0,48	45,42		

Alvo 2

Análises	Mg	Cr	Fe	Mn	Si	Al	Ca	Ni	O	Cl	Rb
1	24,63		1,97		21,88			0,55	50,97		
2	29,44		4,86	0,76	17,57		0,35	0,82	46,21		
3	24,14		2,42		22,44		0,5	0,57	48,08		1,84
4	31,52		3,49	0,92	2,98		0,15		60,93		
5	25,27		1,08		20,98				51,33		1,34
6	26,83		2,07		25,26			0,67	45,17		
7	37,6		7,04	1,42	3,15		0,36		50,43		

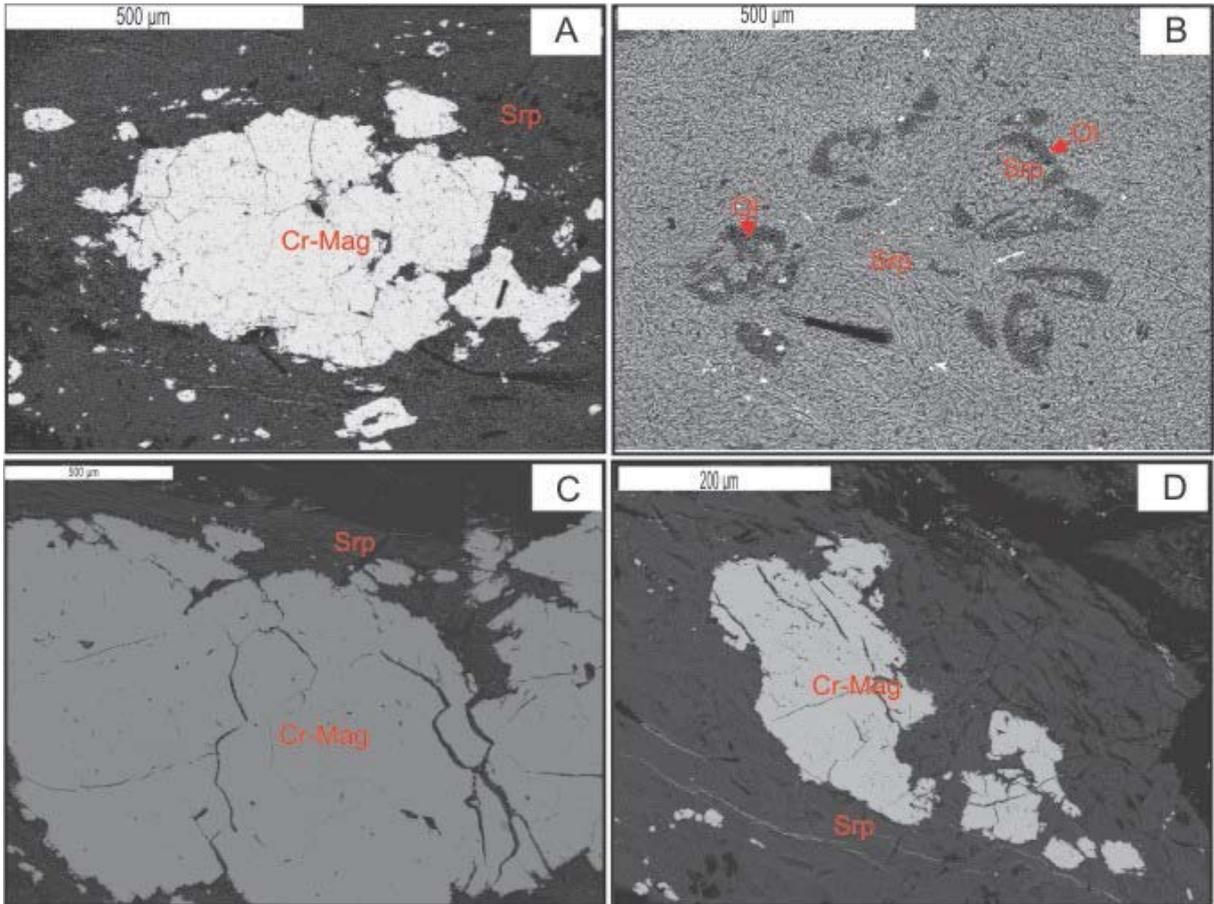


Figura 5.15: A) *Back-scattered* de cristal de Cr-Mag envolto por Srp (amostra NOEU-04B); B) *Back-scattered* de relictos de Ol envolto por Srp; C) *Back-scattered* de cristal de Cr-Mag fraturado envolto por Srp; D) *Back-scattered* de cristal de Cr-Mag envolto por Srp.

5 – LITOGEOQUÍMICA

O presente capítulo trata dos aspectos geoquímicos das rochas metamáficas e metaultramáficas do Grupo Novo Oriente. Para caracterizar e avaliar o comportamento das rochas estudadas em termos de seus elementos maiores, menores e traços, os resultados serão apresentados em diagramas binários, ternários, padrões de distribuição de Elementos Terras Raras (ETR), aranhogramas (*spider diagrams*) multi-elementares e diagramas discriminantes de ambientes tectônicos.

5.1 – Rochas Metamáficas

A caracterização litogeoquímica das rochas metamáficas incluiu doze amostras de metabasalto, cinco amostras de hornblenda metagabro e cinco amostras de metagabro. Os dados das amostras KE-417 (metabasalto) e KE-421-B (hornblenda metagabro) foram compiladas de Araújo *et al.* (2010b). Os dados litogeoquímicos são apresentados na Tabela 5.1.

5.1.1 – Diagramas binários de variação

Os elementos maiores foram plotados em diagramas binários de variação utilizando como índice de variação o teor de magnésio (Fenner) por melhor representar a variação composicional das rochas estudadas - Figura 5.1. O teor de MgO foi plotado *versus* Al₂O₃, CaO, K₂O, Na₂O, P₂O₅, SiO₂, TiO₂ e Fe₂O₃T.

No geral, são observados alguns *trends* apesar da dispersão de alguns elementos. As principais tendências observadas foram especialmente quanto a SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Na₂O e K₂O. Nos demais diagramas observam-se composições muito próximas em relação aos metabasaltos e hornblenda metagabros com os metagabros exibindo maior dispersão e/ou evolução distinta.

Tabela 5.1 – Análises representativas dos elementos maiores (%), menores e traços (ppm) das rochas metamáficas do Grupo Novo Oriente. MB: Metabasalto, HMG: Hornblenda metagabro e MG: Metagabro.

Amostra	NOJP-08A	NOJP-08B	NOJP-08C	NOJP-08D	NOJP-08E	NOJP-08F	NOJP-08G	NOJP-08H
Rocha	MB							
Elementos maiores (%)								
SiO ₂	50,86	50,39	50,74	49,80	51,14	50,98	49,71	52,30
TiO ₂	1,74	1,46	1,54	1,68	1,65	1,62	1,55	2,07
Al ₂ O ₃	14,51	12,39	14,27	13,62	14,55	14,37	13,21	11,68
Fe ₂ O ₃ ^T	12,79	12,50	13,74	13,54	13,04	13,38	13,27	12,18
MgO	5,94	5,00	5,94	6,01	5,59	6,41	4,15	5,19
CaO	8,94	15,11	8,57	12,50	8,74	8,51	14,73	13,24
Na ₂ O	3,63	1,64	3,32	0,98	3,46	3,32	2,07	1,06
K ₂ O	0,54	0,40	0,64	0,29	0,62	0,30	0,48	0,75
P ₂ O ₅	0,17	0,15	0,15	0,16	0,16	0,15	0,15	0,32
LOI	0,40	0,50	0,70	1,00	0,60	0,50	0,20	0,80
Total	99,52	99,54	99,61	99,58	99,55	99,54	99,52	99,59
Elementos menores (ppm)								
Cr	75,26	88,95	95,79	102,63	75,26	88,95	82,10	61,58
Ni	64,00	62,00	73,00	59,00	66,00	75,00	46,00	56,00
Co	69,40	59,30	60,90	52,20	58,70	66,00	85,60	55,70
Ba	145,00	80,00	113,00	51,00	95,00	54,00	95,00	297,00
Sr	309,50	607,20	309,80	682,80	287,30	281,80	855,40	343,40
Zr	141,20	114,30	116,70	117,20	144,30	128,60	116,70	268,10
Nb	9,40	7,00	8,60	8,70	9,40	8,10	7,60	17,10
Y	25,40	21,10	23,10	25,80	27,70	26,10	23,20	38,60
V	304,00	234,00	275,00	285,00	299,00	294,00	271,00	186,00
La	19,90	17,90	10,80	17,90	18,90	13,20	16,80	43,80
Ce	43,10	36,10	27,70	39,10	39,60	29,30	36,40	82,80
Pr	5,27	4,22	3,57	4,81	5,35	4,24	4,18	9,81
Nd	22,20	17,10	18,10	18,80	19,50	20,00	18,10	37,50
Sm	4,91	3,94	4,35	4,83	5,33	4,75	4,26	8,24
Eu	1,51	1,28	1,26	1,69	1,66	1,46	1,40	2,22
Gd	5,58	4,36	4,71	5,74	5,52	4,82	4,69	8,59
Tb	0,84	0,68	0,77	0,75	0,95	0,79	0,74	1,33
Dy	5,17	3,43	4,20	4,60	5,46	4,92	4,23	7,51
Ho	1,00	0,75	0,92	0,80	1,03	0,92	0,92	1,52
Er	2,70	2,24	2,53	2,38	2,77	2,63	2,48	4,10
Tm	0,38	0,30	0,36	0,37	0,39	0,37	0,31	0,60
Yb	2,24	1,83	2,06	2,09	2,20	2,30	2,05	3,91
Lu	0,33	0,25	0,30	0,29	0,32	0,30	0,29	0,58
Cs	0,10	1,00	0,30	0,30	0,20	0,10	1,60	1,50
Rb	7,20	7,00	12,40	1,40	5,50	1,90	4,30	20,80
Th	4,50	3,60	3,60	3,00	4,30	4,30	3,20	8,70
U	0,70	0,70	0,50	0,60	0,90	0,60	0,80	1,30
Ta	0,80	0,50	0,50	0,60	0,60	0,70	0,70	1,00
Pb	0,60	0,40	0,60	1,30	0,60	0,40	0,50	0,80
Hf	3,3	2,9	2,8	3,6	3,5	3,5	3,3	7

Tabela 5.1 – Continuação.

Amostra	NOJP-08I	NOJP-08J	NOJP-08L	KE-417	NOJP-09A	NOJP-09B	NOJP-09C
Rocha	MB	MB	MB	MB	MHG	HMG	HMG
Elementos maiores (%)							
SiO ₂	51,34	49,98	50,99	51,9	50,89	50,95	50,11
TiO ₂	1,48	1,68	1,80	1,75	1,43	1,53	1,28
Al ₂ O ₃	14,58	14,86	14,36	14,33	14,86	14,29	15,23
Fe ₂ O ₃ ^T	13,28	13,69	12,95	12,72	11,97	12,13	12,02
MgO	5,91	5,97	6,12	5,88	6,49	6,65	7,33
CaO	7,89	8,61	8,46	8,5	10,63	11,20	10,90
Na ₂ O	3,87	3,63	3,69	3,56	1,85	1,49	1,47
K ₂ O	0,45	0,43	0,44	0,56	0,42	0,44	0,25
P ₂ O ₅	0,14	0,17	0,17	0,19	0,13	0,12	0,11
LOI	0,70	0,60	0,60	0,2	0,90	0,80	0,80
Total	99,64	99,62	99,58	99,59	99,57	99,60	99,50
Elementos menores (ppm)							
Cr	109,47	68,42	75,26	68,42	82,10	88,95	212,10
Ni	72,00	56,00	67,00	59,00	75,00	73,00	105,00
Co	74,90	59,50	63,20	44,60	62,60	68,40	74,70
Ba	58,00	55,00	49,00	205,00	115,00	103,00	36,00
Sr	224,50	298,00	424,30	251,60	293,90	255,00	355,90
Zr	117,40	143,90	144,10	139,60	100,50	96,40	91,80
Nb	7,50	8,70	8,70	10,40	5,60	5,80	6,00
Y	25,00	27,30	25,00	26,10	20,20	20,90	17,60
V	296,00	292,00	265,00	302,00	273,00	291,00	248,00
La	12,60	19,00	11,80	18,40	14,90	19,90	12,50
Ce	29,40	42,80	27,80	39,30	32,30	39,50	26,40
Pr	3,87	5,13	4,00	5,32	3,83	4,65	3,19
Nd	17,00	21,10	18,70	21,40	15,80	18,60	13,90
Sm	4,24	5,05	4,65	5,03	3,78	4,26	3,09
Eu	1,59	1,56	1,27	1,38	1,20	1,60	1,10
Gd	5,00	5,23	5,06	4,97	4,04	4,39	3,48
Tb	0,77	0,87	0,81	0,85	0,64	0,72	0,57
Dy	4,41	4,94	4,47	4,56	3,83	4,06	3,18
Ho	0,91	0,99	0,90	0,97	0,77	0,76	0,69
Er	2,50	2,79	2,54	2,80	2,15	2,23	1,90
Tm	0,36	0,40	0,37	0,39	0,29	0,30	0,24
Yb	2,18	2,23	2,20	2,38	1,77	1,77	1,70
Lu	0,30	0,35	0,31	0,35	0,26	0,23	0,22
Cs	0,20	0,10	0,30	0,10	0,30	0,40	0,20
Rb	7,50	3,10	8,70	11,00	5,20	6,30	2,20
Th	3,20	4,60	4,80	4,30	2,50	2,60	2,10
U	0,50	0,70	0,70	0,60	0,60	1,40	0,40
Ta	0,60	0,60	0,70	0,70	0,40	0,50	0,40
Pb	0,50	0,40	0,50	0,80	2,20	3,50	2,50
Hf	3,5	3,9	4,2	4,1	2,9	2,9	2,6

Tabela 5.1 – Continuação.

Amostra	NOJP-09D	KE-421B	NOJP-01A	NOJP-01B	NOJP-01C	NOJP-01D	NOJP-02
Rocha	HMG	MHB	MG	MG	MG	MG	MG
Elementos maiores (%)							
SiO ₂	51,08	50,85	48,08	46,52	44,65	47,40	49,95
TiO ₂	1,48	1,46	1,03	1,60	0,98	0,80	1,05
Al ₂ O ₃	14,48	15,08	6,68	7,58	11,39	8,78	3,77
Fe ₂ O ₃ ^T	13,01	11,94	8,86	12,35	8,93	13,32	9,04
MgO	6,32	6,29	10,88	10,82	8,06	13,09	11,66
CaO	10,45	11,01	20,37	17,70	22,89	13,31	21,06
Na ₂ O	1,68	1,66	0,98	1,09	0,31	0,85	0,81
K ₂ O	0,32	0,49	0,30	0,58	0,10	0,30	0,41
P ₂ O ₅	0,14	0,13	0,59	0,20	0,63	0,10	0,13
LOI	0,60	0,7	1,50	0,90	1,40	1,30	1,40
Total	99,56	99,61	99,27	99,34	99,34	99,25	99,28
Elementos menores (ppm)							
Cr	88,95	68,42	273,68	294,21	191,58	540,52	588,41
Ni	71,00	59,00	82,00	115,00	35,00	230,00	97,00
Co	72,20	43,80	100,20	76,20	52,20	150,10	52,90
Ba	96,00	108,00	119,00	146,00	84,00	77,00	95,00
Sr	318,20	272,00	232,40	190,40	1192,00	142,00	63,40
Zr	103,80	98,80	95,00	177,70	103,20	58,20	126,90
Nb	6,60	6,70	1,90	3,60	2,30	1,70	1,90
Y	20,00	20,70	32,50	25,10	16,00	29,50	20,90
V	274,00	307,00	228,00	285,00	139,00	169,00	173,00
La	13,50	13,70	22,20	27,40	28,70	29,00	11,20
Ce	30,00	28,10	59,30	67,00	64,00	51,90	30,40
Pr	3,58	3,78	9,14	8,86	7,88	8,27	4,81
Nd	15,40	15,10	40,40	36,90	33,10	34,80	22,50
Sm	3,82	3,65	8,67	7,91	5,89	7,18	6,26
Eu	1,22	1,30	1,84	1,78	1,38	1,88	1,39
Gd	3,99	3,94	8,30	7,13	4,85	6,84	5,49
Tb	0,66	0,68	1,20	1,00	0,63	1,00	0,82
Dy	3,85	3,75	6,71	5,48	3,38	5,58	4,18
Ho	0,79	0,75	1,22	0,91	0,58	0,94	0,72
Er	2,21	2,18	3,03	2,52	1,61	2,69	2,14
Tm	1,05	0,28	0,40	0,33	0,20	0,36	0,27
Yb	1,69	1,91	2,28	1,77	1,14	2,19	1,63
Lu	0,22	0,26	0,32	0,26	0,15	0,26	0,20
Cs	0,30	0,60	1,80	0,30	0,70	0,10	2,10
Rb	2,40	8,80	6,50	5,70	4,40	3,70	15,70
Th	2,50	2,30	1,60	2,60	2,40	1,30	1,70
U	0,40	0,70	0,50	0,80	0,80	0,40	1,30
Ta	0,60	0,50	0,30	0,40	0,20	0,20	0,30
Pb	4,90	2,60	6,50	5,40	8,30	1,60	1,60
Hf	2,8	2,9	3,7	5,3	3,3	1,9	4,3

A maioria das amostras apresentam composição básica com os teores de SiO_2 entre 44,6 e 52,3%, com média de 50,03%, enquanto que os de MgO variam de 4,15 a 13,09% e média de 7,07%. No diagrama $\text{MgO} \times \text{SiO}_2$, o teor de magnésio diminui dos metagabros para os metabasaltos. Os hornblenda metagabros ocupam uma posição intermediária entre ambos tendendo a ficarem mais próximos dos termos mais ricos em sílica (Figura 5.1-A).

O CaO varia de 7,89 e 22,89% e apresenta comportamento distinto entre os grupos de rocha (Figura 5.1-B). Um primeiro grupo, representado pelos metagabros, é caracterizado por mais alto CaO o que pode ser justificado pela abundância em fases minerais como clinopiroxênio, plagioclásio mais cálcico e hornblenda. Um segundo, de mais baixo CaO , é formado pelos metabasaltos e hornblenda metagabros.

Os teores de TiO_2 (0,80 a 2,07%), Na_2O (0,31 a 3,87%) e K_2O (0,10 a 0,75%), aumentam com o grau de diferenciação sendo os maiores teores observados nos metabasaltos (Figura 5.1-C a E). No caso do TiO_2 , esta variação na composição é representada por um aumento na proporção de titanita e ilmenita. Os menores teores destes elementos são observados nos metagabros caracterizando-o como o segmento mais primitivo.

O diagrama $\text{MgO} \times \text{Al}_2\text{O}_3$ (3,77 a 12,23%), diferentemente dos demais, não apresenta um único sentido de evolução sendo marcado por um enriquecimento de Al_2O_3 dos metagabros para os hornblenda metagabros seguido de um relativo empobrecimento representado pelas rochas do grupo dos metabasaltos (Figura 5.1-F).

O P_2O_5 ocorre em baixa proporção, 0,10 a 0,63%, com os três grupos exibindo composições muito próximas, em geral menor que 0,20%. Composições anômalas são observadas em uma amostra de metabasalto e duas de metagabros, a qual reflete proporções modais maiores em apatita (Figura 5.1-G). Comportamento similar é observado com o $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$ onde os teores ficam principalmente entre 11,94 e 13,74% contemplando os três grupos de rocha. Composições com anomalias negativas são observadas em três amostras de metagabro cujos teores estão entre 8,57 e 9,04% (Figura 5.1-H).

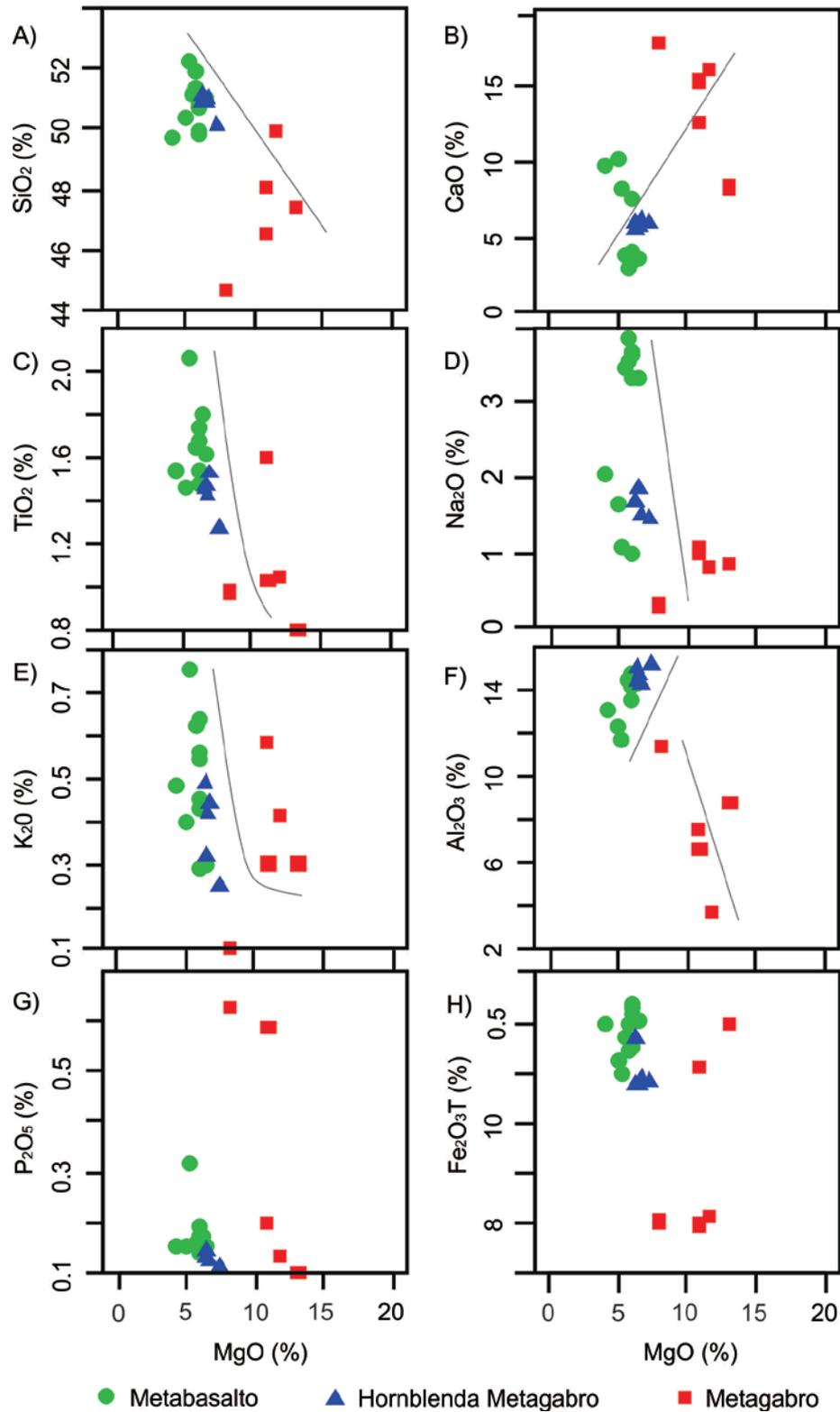


Figura 5.1 – Diagramas binários de variação (Fenner) para as rochas metamáficas do Grupo Novo Oriente – A) MgO x SiO₂; B) MgO x CaO; C) MgO x TiO₂; D) MgO x Na₂O; E) MgO x Al₂O₃; F) MgO x Fe₂O₃T; G) MgO x P₂O₅ e H) MgO x K₂O.

Assim como foi feito com os elementos maiores, foram construídos diagramas binários com o teor de MgO *versus* Cr, Ni, Co, Zr, Y, Nb, Sr, e Ba (Figura 4.2-A a H). No geral, observa-se uma menor dispersão dos elementos traços caracterizada por alinhamentos mais consistentes que sugerem *trends* de diferenciação constituídos pelos três grupos de rochas.

As concentrações dos elementos traços compatíveis com a mineralogia de rochas metamáficas apresentam uma boa correlação entre os dados geoquímicos e petrográficos definidos para os três grupos de rocha. As maiores concentrações de Cr, Ni e Co (Figura 5.2-A a C) são observadas nos metagabros devido a maior proporção modal de clinopiroxênio e hornblenda. Os teores mais elevados de Cr são observados nas amostras NOJP-01D e NOJP-02, com 540,52 e 588,41 ppm, respectivamente, e a amostra mais enriquecida em níquel, apresenta 230 ppm (NOJP-01D).

As concentrações de Zr e Y, elementos *High Field Strength* (HFS), se comportam de maneira similar aos teores de TiO₂, aumentando à medida que diminui a concentração de MgO. O grupo mais diferenciado, caracterizado pelos maiores valores nestes elementos, é representado pelos metabasaltos, os quais apresentam maiores proporções de hornblenda e zircão.

O comportamento dos *Large Ion Lithophile Elements* (LILE) Sr e Ba, elementos incompatíveis com a mineralogia de rochas metamáficas, é considerado normal com os valores mais baixos sendo observado nos metagabros e aumentando a medida que diminui o teor de MgO (Figura 5.2-G e H).

As razões Y/Nb e Zr/Y variam de 2,3 a 17,4 e 1,97 a 7,08, respectivamente (Figura 5.3-A). O grupo dos metagabros, mais empobrecido, apresenta as maiores razões Y/Nb e mais baixas Zr/Y (Figura 5.3-B). As menores razões Y/Nb e mais altas Zr/Y são observadas nos metabasaltos, grupo mais enriquecido. Os meta-hornblenda gabros exibem razões intermediárias entre os dois grupos.

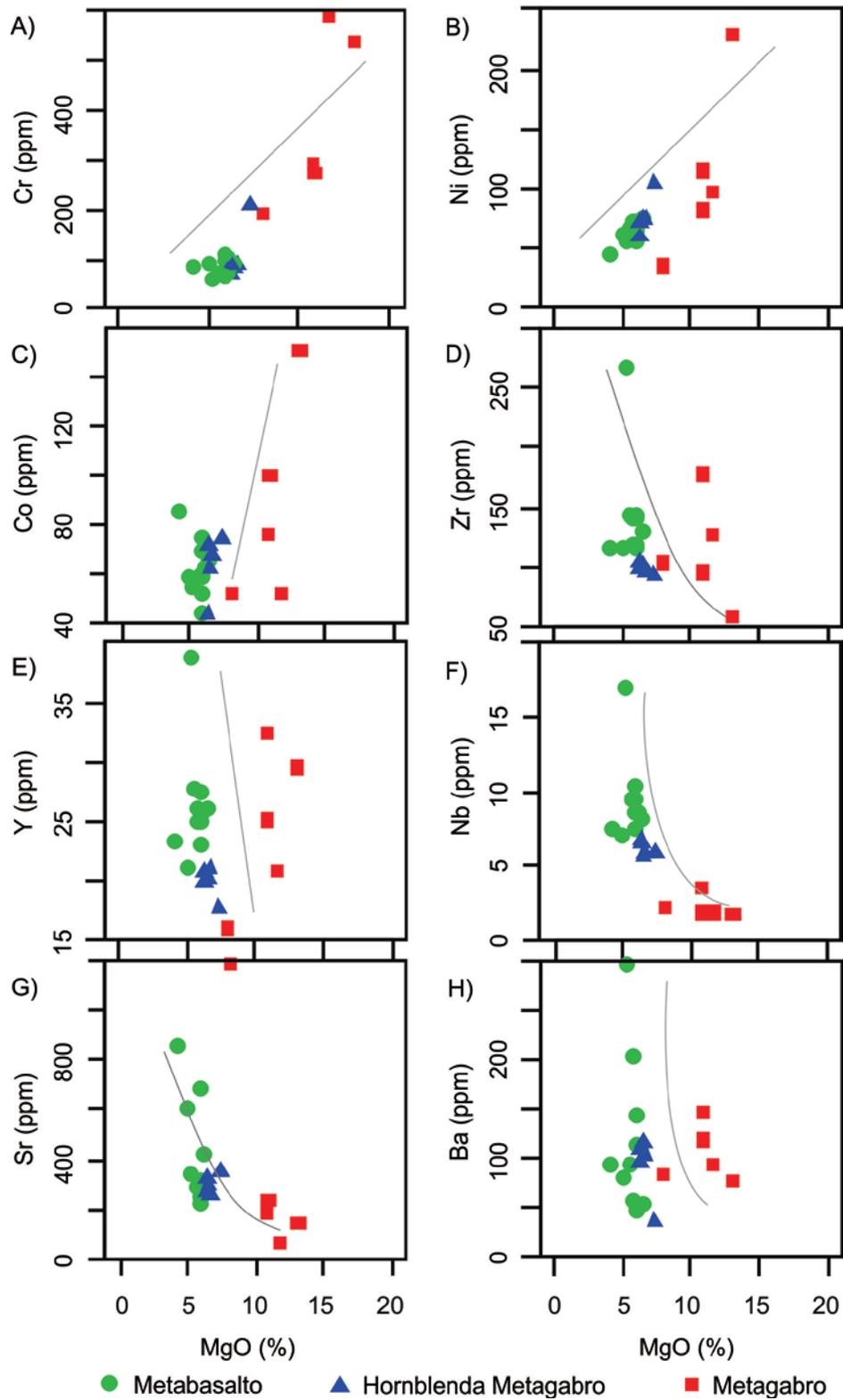


Figura 5.2 – Diagramas binários de variação (MgO x elementos traços) para as rochas metamáficas do Grupo Novo Oriente - A) MgO x Cr; B) MgO x Ni; C) MgO x Co; D) MgO x Zr; E) MgO x Y; F) MgO x Nb; G) MgO x Sr e H) MgO x Ba.

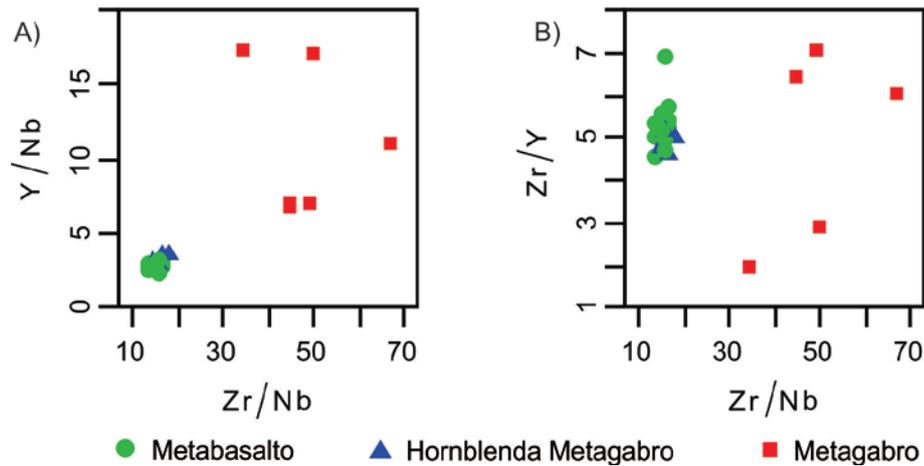


Figura 5.3 – Diagramas binários de variação com as razões Zr/Nb x Y/Nb (A) e Zr/Nb x e Zr/Y (B).

5.1.2 – Diagramas de classificação de rocha e séries magmáticas

As amostras foram plotadas no diagrama SiO_2 x $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (TAS) e os três grupos apresentam, em sua maioria, composição basáltica (Figura 5.4-A). Apenas as amostras NOJP-08H e KE-417 apresentam composição de basaltos andesíticos. A amostra NOJP-01C, mais pobre em SiO_2 , exibe composição próxima dos picrobasaltos.

Na disposição das amostras no diagrama de Jensen (1976), ocorre a distribuição entre os grupos com as amostras plotando no campo dos basaltos toleíticos de alto-Fe (metabasaltos e hornblenda metagabros) e basaltos komatiíticos (metagabros) - Figura 5.4-B. A amostra NOJP-01C (metagabro) é classificada segundo este diagrama como basalto toleítico de alto-Mg.

No diagrama de Winchester & Floyd (1977), que utiliza a razão entre elementos de baixa mobilidade (Nb/Y x Zr/TiO_2), percebe-se novamente a divisão entre os metabasaltos, que plotam no campo dos basaltos subalcalinos, e as rochas do grupo dos metagabros, que posicionam-se no campo basalto/andesito (Figura 5.4-C). O caráter toleítico das rochas metamáficas do Grupo Movo Oriente é bem discriminado no diagrama AFM de distinção entre séries magmáticas de Irvine & Baragar, 1971. Neste diagrama fica claro ainda o enriquecimento em ferro dos metagabros para os metabasaltos (Figura 5.4-D).

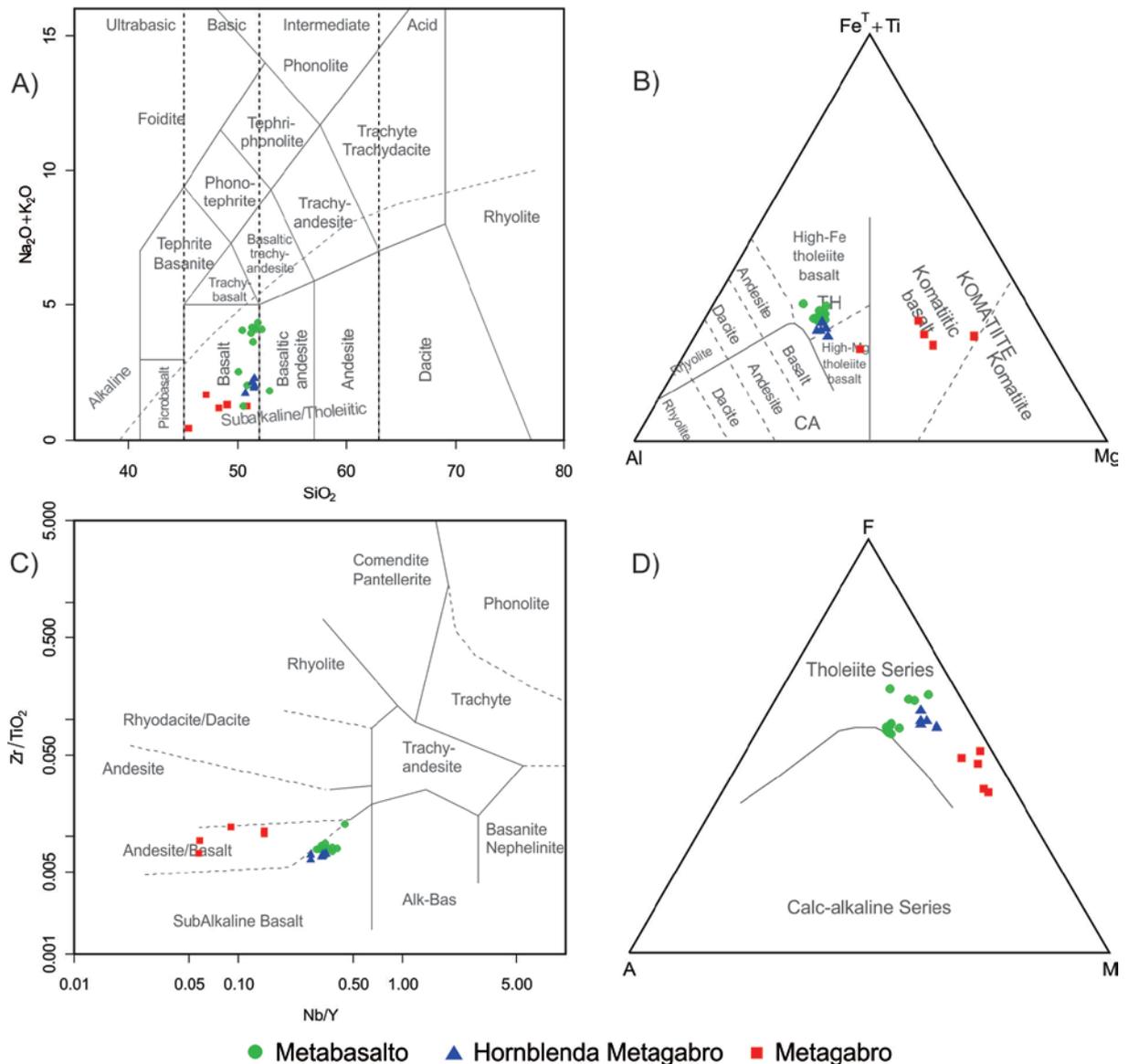


Figura 5.4 – Diagramas de classificação de rocha e discriminação de séries magmáticas para as rochas metamáficas do Grupo Novo Oriente: A) $\text{SiO}_2 \times \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (TAS) de Le Bas *et al.* (1986); B) $\text{Fe}^{\text{T}}+\text{Ti} \times \text{Al} \times \text{Mg}$ de Jensen (1976); C) $\text{Nb}/\text{Y} \times \text{Zr}/\text{TiO}_2$ de Winchester & Floyd (1977); D) $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} \times \text{Fe}_2\text{O}_3\text{T} \times \text{MgO}$ (AFM) de Irvine e Baragar (1971).

5.1.3 – Padrões de Elementos Terras Raras e diagramas multi-elementares

A distribuição dos Elementos Terras Raras (ETR) das rochas metamáficas do Grupo Novo Oriente normalizadas pelo manto primitivo e comparados com os padrões da crosta máfica inferior, E- e N-MORB são apresentados na Figura 5.5. As amostras exibem uma disposição semelhante apresentando um padrão muito

fracionado marcado pelo enriquecimento de ETR leves e empobrecimento em ETR pesados (Figura 5.5-A a C).

No segmento La-Sm apresentam enriquecimento de até 10^2 vezes em relação ao manto primitivo e apresentam padrão paralelo ao da crosta inferior e ao E-MORB. Quanto aos ETR pesados exibem padrão relativamente plano a empobrecido similar a crosta inferior (Figura 5.5-A a C). As razões La/Yb_N variam entre 3,65 e 17,13. Os valores mais baixos são observados nas rochas do grupo dos metabasaltos enquanto que os valores mais altos são observados nos metagabros (Figura 5.5-A). Padrão semelhante é observado na razão Ce/Yb_N (3,33 a 14,78).

Os diagramas multi-elementares mostram o comportamento das rochas metamáficas do Grupo Novo Oriente em relação ao manto primitivo, também comparados com padrões da crosta máfica inferior (Rudnik & Gao, 2003), E-MORB e N-MORB (Sun & McDonough, 1989). No geral, as amostras apresentam um padrão enriquecido marcado pela superposição entre os grupos.

Os metagabros exibem um padrão mais irregular e destacam-se pelas anomalias negativas de Nb, Sr e Zr (Figura 5.5-D). Exibem ainda anomalias positivas e negativas de Cs, Pb e Sr. O grupo dos hornblenda metagabros apresenta um padrão similar aos metabasaltos divergindo apenas quanto ao elemento Pb, que neste grupo é marcado por anomalias positivas (Figura 5.5-E). O grupo dos metabasaltos (Figura 5.5-D) é caracterizado por fortes anomalias negativas de Rb e Pb. Anomalias negativas de Nb e P também são observadas, porém são mais suaves. Anomalias positivas são observadas para os elementos Cs, Th, La, Sr e Nd. Em geral o padrão destes dois grupos acompanha o definido para o E-MORB e a crosta máfica inferior.

5.1.4 – Diagramas de discriminação tectonomagmática

O diagrama Ti x V de Shervais (1982) – Figura 5.6-A, mostra que as amostras plotam francamente no campo dos basaltos de fundo oceânico, mais precisamente no intervalo de razões Ti/V entre 20 e 50. Apenas a amostra NOJP-08H exibe razão Ti/V entre 50 e 100.

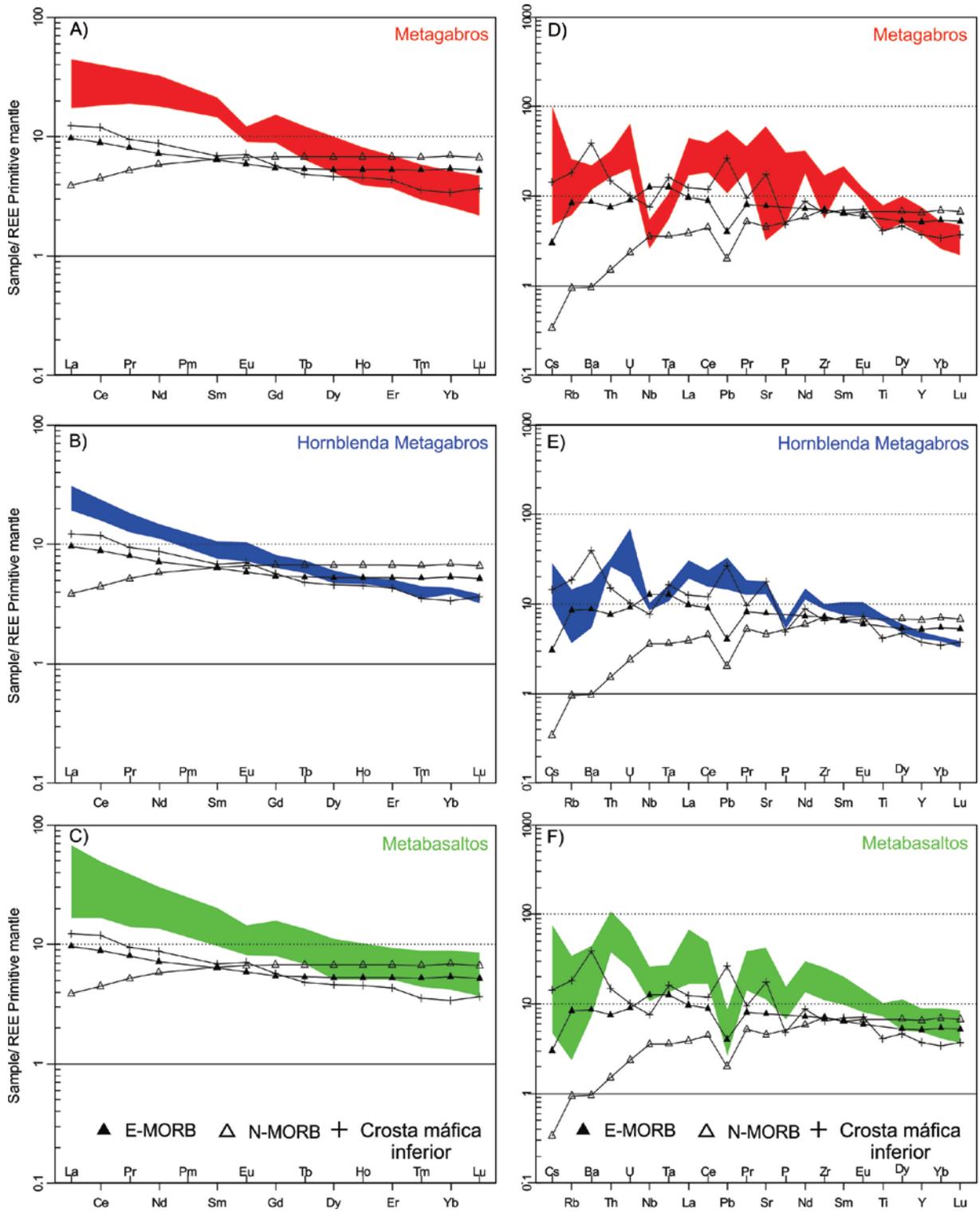


Figura 5.5 – Padrões de Elementos Terras-Raras e diagramas multi-elementares das rochas metamáficas do Grupo Novo Oriente comparados ao E-MORB, N-MORB e crosta inferior normalizados pelo manto primitivo de McDonough & Sun (1995). E-MORB e N-MORB: Sun & McDonough (1989); crosta inferior: Rudnik & Gao (2003).

No diagrama Zr x Ti os metabasaltos e os hornblenda metagabros plotam no campo dos MORB na sua porção superposta às lavas intra-placa (Figura 5.6-B). Os metagabros, apesar de apresentarem maior dispersão, exibem um *trend* paralelo ao MORB dividindo-se entre os campos de arco de ilha e intra-placa. A composição química similar aos MORB's para as rochas metamáficas do Grupo Novo Oriente também indicado pelo diagrama $\text{TiO}_2 \times 10\text{MnO} \times 10\text{P}_2\text{O}_5$ - Figura 5.6-C. Além de um quimismo similar aos MORB's, as amostras exibem também uma composição de basaltos intra-placa como pode ser observado no diagrama Zr x Zr/Y de Pearce & Norry (1979) - Figura 5.6-D.

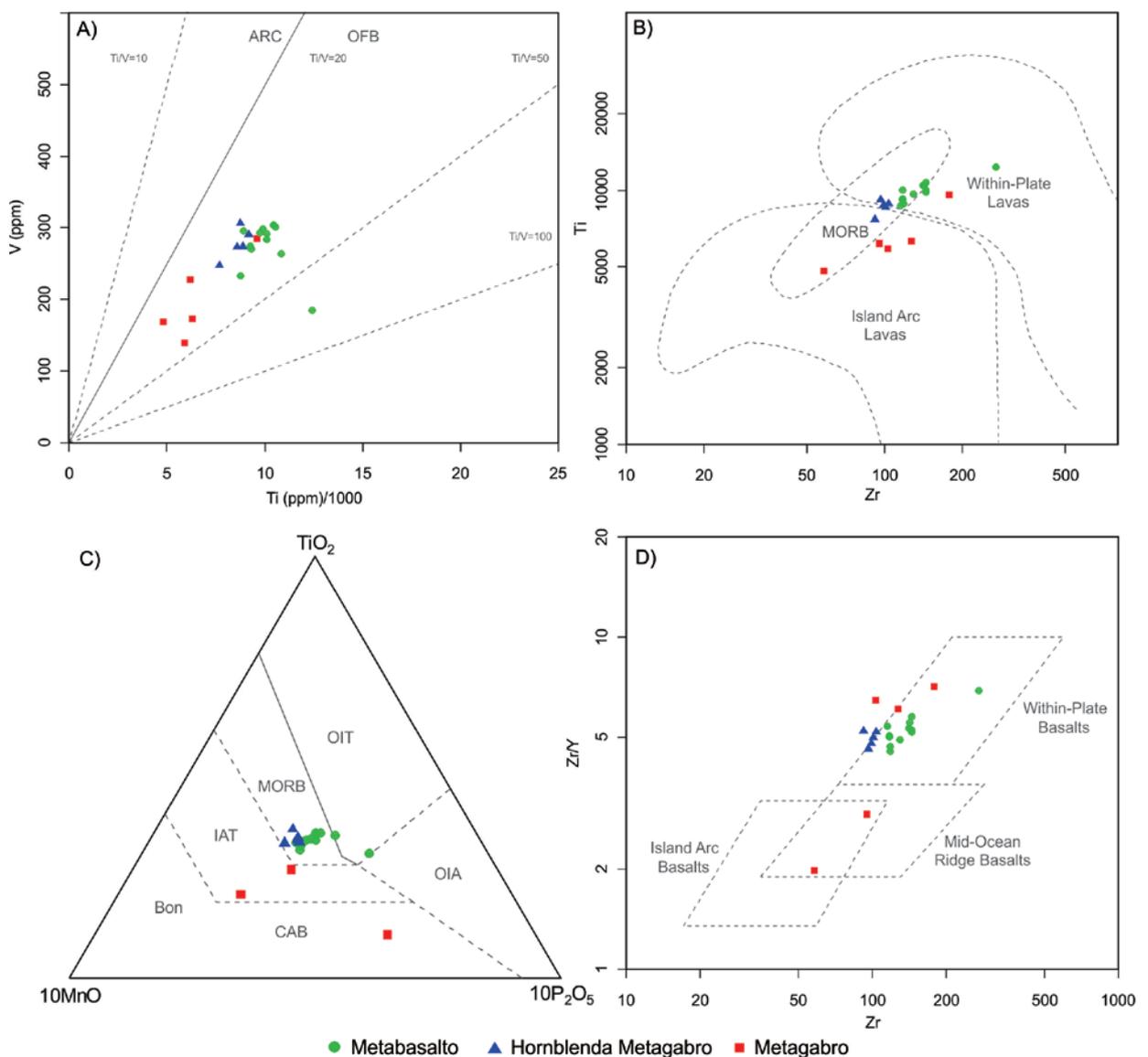


Figura 5.6: Diagramas de discriminação tectonomagmática: A) Ti x V (Shervais, 1982); B) Zr x Ti (Pearce, 1982); C) $\text{TiO}_2 \times 10\text{MnO} \times 10\text{P}_2\text{O}_5$ (Mullen, 1983); e D) Zr x Zr/Y (Pearce & Norry, 1979).

No sistema triangular Th-Hf-Ta-Zr-Nb de Wood (1980) – Figura 5.7, as amostras plotam no campo do basaltos cálcio-alcálicos. Apesar deste sistema não distinguir entre E-MORB's e basaltos intra-placa, este diminui a probabilidade de um ambiente de arco de ilha para a geração dessas rochas. O caráter continental dos metabasaltos e hornblenda metagabros pode ser observado no diagrama $MgO \times FeO^T \times Al_2O_3$. Os metagabros, grupo mais enriquecido em MgO , estão distribuídos entre os campos fundo e cadeia oceânica e ilha oceânica.

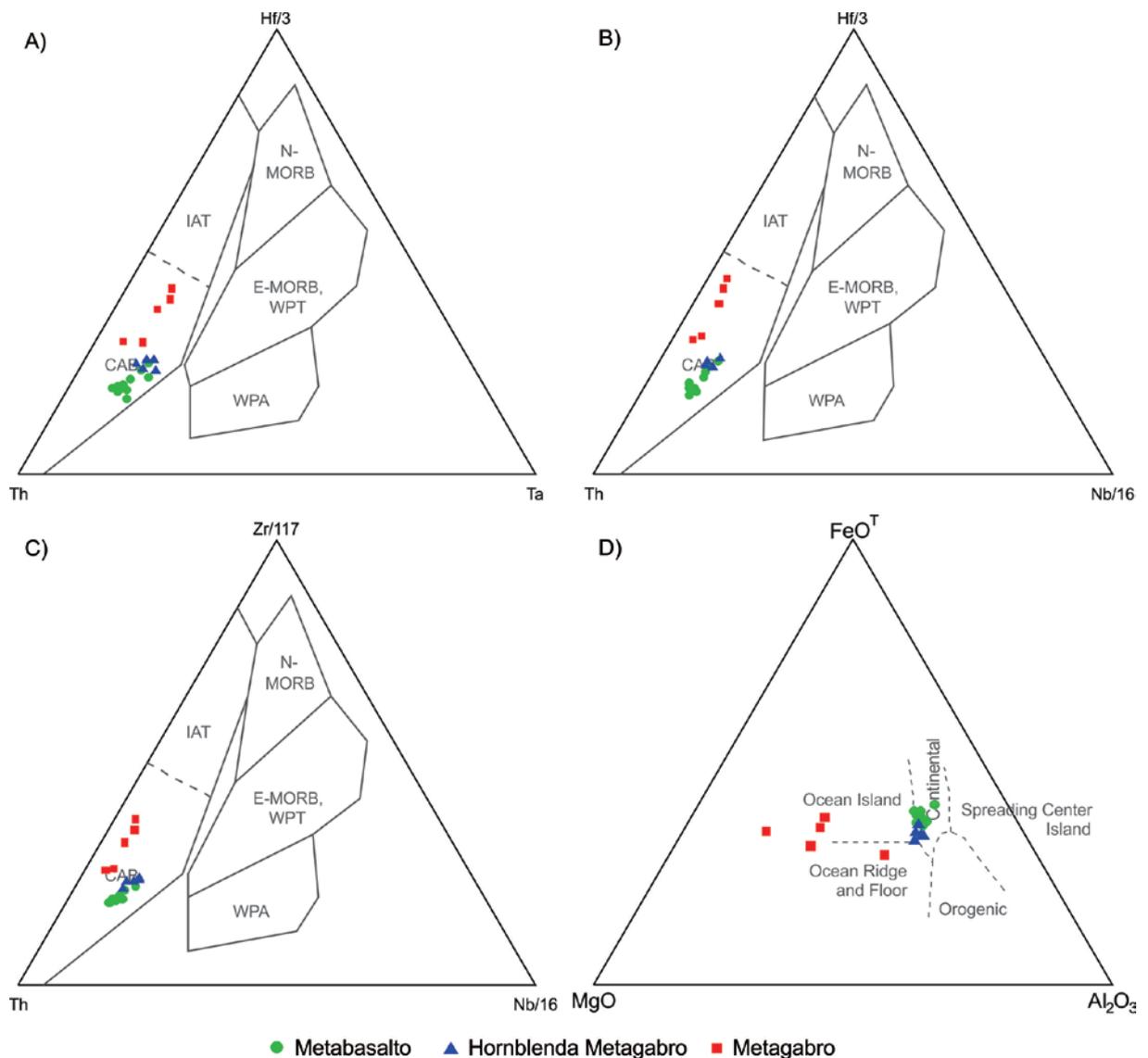


Figura 5.7: A-C) Sistema triangular Th-Hf-Ta-Zr-Nb de Wood (1980) para as rochas metamáficas do Grupo Novo Oriente; e D) Diagrama $MgO \times FeO^T \times Al_2O_3$ de Pearce *et al.* (1977).

5.2 – Rochas Metaultramáficas

A caracterização litogeoquímica das rochas metaultramáficas do Grupo Novo Oriente incluiu amostras de clorititos, actinolititos, serpentinitos e talco xistos. As amostras de rochas metaultramáficas KE-278 e KE-283 foram compiladas de de Araújo *et al.* (2010b). Todas as amostras são da região do Morro dos Pereiras. Os dados litogeoquímicos são apresentados na Tabela 5.2.

5.2.1 – Diagramas binários de variação

Assim como foi feito com as rochas metamáficas, foram confeccionados diagramas com a concentração de MgO no eixo da abscissa, para observar a variação das proporções dos elementos maiores e traços nas rochas metaultramáficas (Figuras 5.8 e 5.9).

O percentual de Al_2O_3 apresenta-se mais baixo nos serpentinitos (~0,39%), tendendo a aumentar em direção aos actinolititos (~7,24%), talco xistos (14,13%) e clorititos (21,44%). O aumento na concentração de alumínio pode ser explicado pela formação de clorita a partir de minerais acessórios (Cr-espinélio) nos actinolititos, clorititos e talco xistos.

Os percentuais de CaO e Na_2O tendem a aumentar à medida que decresce o teor de MgO nos actinolititos, devido à formação de actinolita e outros anfibólios, caracterizando estas rochas como mais diferenciadas.

Os teores de SiO_2 tendem a aumentar nos actinolititos (~49,16%) e em amostras com veios de quartzo tardios cortando a matriz serpentínica (55,71% de SiO_2). Os valores de SiO_2 tendem a diminuir nos clorititos, chegando a apresentar 27,88% de SiO_2 , percentual que indica possível liberação de sílica durante processos de alteração hidrotermal.

Os teores de TiO_2 , de maneira silimilar aos teores de Al_2O_3 tendem a aumentar à medida que as rochas se diferenciam. No caso dos clorititos os valores de TiO_2 (~2,08%) tendem a se apresentar maiores devido à presença de ulvoespinélios e à formação de ilmenita.

Tabela 5.2 – Análises representativas dos elementos maiores (%), menores e traços (ppm) das rochas metaultramáficas do Grupo Novo Oriente. CL: Cloritito; ACT: Actinolitito; SP: Serpentinito; TCX: Talco xisto; UM: Metaultramáfica.

Amostra	NOJP-04A	NOJP-04B	NOJP-04D	NOEU-04A	NOEU-04B	NOJP-04C
Rocha	CL	CL	ACT	ACT	SP	SP
Elementos maiores (%)						
SiO ₂	29,49	27,88	48,20	50,13	39,49	39,46
TiO ₂	1,65	2,51	0,29	0,45	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	20,93	21,95	7,59	6,09	0,45	0,46
Fe ₂ O ₃	5,73	6,86	10,37	8,35	7,36	8,59
MgO	29,16	27,57	19,47	20,21	36,69	36,19
CaO	0,03	0,45	9,02	9,70	0,10	0,03
Na ₂ O	0,01	0,01	0,40	0,30	0,01	0,01
MnO	0,04	0,04	0,19	0,2	0,09	0,09
P ₂ O ₅	0,10	0,33	0,03	0,03	0,02	0,02
LOI	12,10	11,70	3,80	3,90	14,50	13,80
Total	99,24	99,30	99,36	99,18	98,61	98,66
Elementos menores (ppm)						
Cr	27	62	1266	821	2463	2901
Ni	1146	1543	753	1201	2555	2659
Co	134,30	135,80	73,20	57,70	109,70	105,60
Ba	244,00	21,00	5,00	7,00	13,00	10,00
Sr	62,40	8,90	6,80	8,80	1,60	1,50
Zr	169,60	240,20	13,00	12,50	0,60	0,80
Nb	18,00	15,60	1,00	0,50	0,10	0,10
Y	34,60	6,70	13,00	11,10	0,50	0,30
V	104,00	131,00	123,00	126,00	8,00	12,00
La	57,20	10,50	3,00	2,40	0,20	0,30
Ce	62,30	16,10	5,00	3,70	0,20	0,20
Pr	12,75	2,64	0,99	0,78	0,02	0,02
Nd	54,10	9,70	5,00	3,90	0,30	0,30
Sm	10,90	2,21	1,31	1,24	0,05	0,05
Eu	3,04	0,48	0,64	0,40	0,02	0,02
Gd	10,00	1,81	1,68	1,68	0,05	0,05
Tb	1,48	0,25	0,33	0,30	0,01	0,01
Dy	8,52	1,39	2,45	2,04	0,07	0,05
Ho	1,38	0,22	0,49	0,37	0,02	0,02
Er	3,31	0,51	1,33	1,14	0,06	0,05
Tm	0,43	0,08	0,21	0,20	0,01	0,01
Yb	2,29	0,55	1,30	1,17	0,05	0,05
Lu	0,30	0,06	0,17	0,17	0,01	0,01
Cs	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Rb	0,10	0,10	0,10	0,60	0,10	0,10
Th	8,30	0,40	0,20	0,20	0,20	0,20
U	3,40	1,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Ta	0,80	0,90	0,10	0,10	0,10	0,10
Pb	0,10	0,10	0,10	0,10	0,60	0,30

Tabela 5.2 – Continuação.

Amostra	NOEU-05	NOEU-26D	NOEU-29B	KE-278	KE-283
Rocha	SP	TCX	TCX	MU	MU
Elementos maiores (%)					
SiO ₂	40,60	38,17	41,7	48,41	36,68
TiO ₂	0,01	0,04	0,01	0,75	0,01
Al ₂ O ₃	0,38	14,13	0,53	12,16	0,37
Fe ₂ O ₃	8,23	3,75	6,87	9,52	7,01
MgO	36,54	31,25	35,65	13,53	38,64
CaO	0,02	0,01	0,02	12,89	0,03
Na ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,79	0,01
MnO	0,05	0,02	0,06	0,29	0,08
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,02	0,14	0,03
LOI	12,80	12	13,9	0,8	15,9
Total	98,58	99,34	98,69	99,58	98,77
Elementos menores (ppm)					
Cr	2935	34	2306	616	2326
Ni	2467	911	2294	375	2163
Co	111,00	105,5	55,2	41,00	111,30
Ba	20,00	5	15	28,00	6,00
Sr	1,30	0,6	1,7	53,40	1,70
Zr	0,60	87,8	0,4	78,20	0,10
Nb	0,10	10,8	0,1	6,80	0,03
Y	0,20	10,4	0,3	22,00	0,20
V	8,00	8	8	165,00	30,00
La	0,20	5,5	0,5	12,30	0,30
Ce	0,10	10,3	0,1	25,30	0,30
Pr	0,02	1,05	0,02	3,82	0,03
Nd	0,30	3,9	0,3	15,20	0,30
Sm	0,05	0,8	0,05	3,51	0,05
Eu	0,02	0,08	0,02	1,12	0,02
Gd	0,05	1,07	0,05	3,93	
Tb	0,01	0,27	0,01	0,67	0,01
Dy	0,05	2,06	0,05	3,72	0,05
Ho	0,02	0,49	0,02	0,82	0,02
Er	0,03	1,39	0,03	2,11	0,03
Tm	0,01	0,21	0,01	0,36	0,01
Yb	0,05	1,41	0,05	2,24	0,05
Lu	0,01	0,12	0,01	0,34	0,01
Cs	0,10	0,1	0,1	1,70	0,10
Rb	0,10	0,1	0,1	9,50	0,40
Th	0,20	9,7	0,2	3,10	0,20
U	0,10	0,7	0,1	0,70	0,10
Ta	0,10	1,4	0,1	0,40	0,10
Pb	0,10	0,3	0,1		

Os teores de MgO apresentam maior concentração nos serpentinitos (~33,40%), enquanto tendem a diminuir à medida que as rochas se tornam mais

alteradas, como no caso dos talco xistos (31,25%), clorititos (~28,33%) e actinolititos (~19,84%).

A concentração de $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$ é menor nos talco xistos (~5,3%) e nos clorititos (~6,3%) e tende a aumentar nos serpentinitos (~8,2%) e nos actinolititos (~9,4%), devido à presença de cristais de Cr-magnetita e Cr-espinélio.

Os teores de MnO são mais baixos nos clorititos, mas tendem a aumentar com a diminuição da concentração de MgO.

As concentrações de P_2O_5 , similar aos teores de Na_2O , apresentam-se muito baixas, por ser o fósforo elemento incompatível com as fases minerais de rochas mantélicas, tendendo a concentrar-se na fase líquida.

As concentrações dos elementos traços compatíveis com a mineralogia das rochas metaultramáficas (Cr, Ni, Zr e Y) é bastante variável. As maiores concentrações de Cr ocorrem nos serpentinitos e actinolititos, devido à ocorrência dos minerais acessórios Cr-espinélio e Cr-magnetita. Os teores de Cr e Ni tendem a aumentar junto com o teor de MgO, com as maiores concentrações nos serpentinitos. A grande concentração de Ni na fase silicática (serpentina) é proveniente da olivina já totalmente serpentinizada.

As concentrações de Y e Zr, elementos *High Field Strength* (HFS), se comportam de maneira similar aos teores de TiO_2 , apresentando os maiores valores nos clorititos.

O comportamento dos elementos incompatíveis com a mineralogia das rochas metaultramáficas ou LILE (Ba e Sr) é considerado normal, com baixos valores em todas as amostras, com exceção de uma amostra de cloritito e a amostra KE-278. No entanto pode ser observado leve aumento à medida que diminui a concentração de MgO.

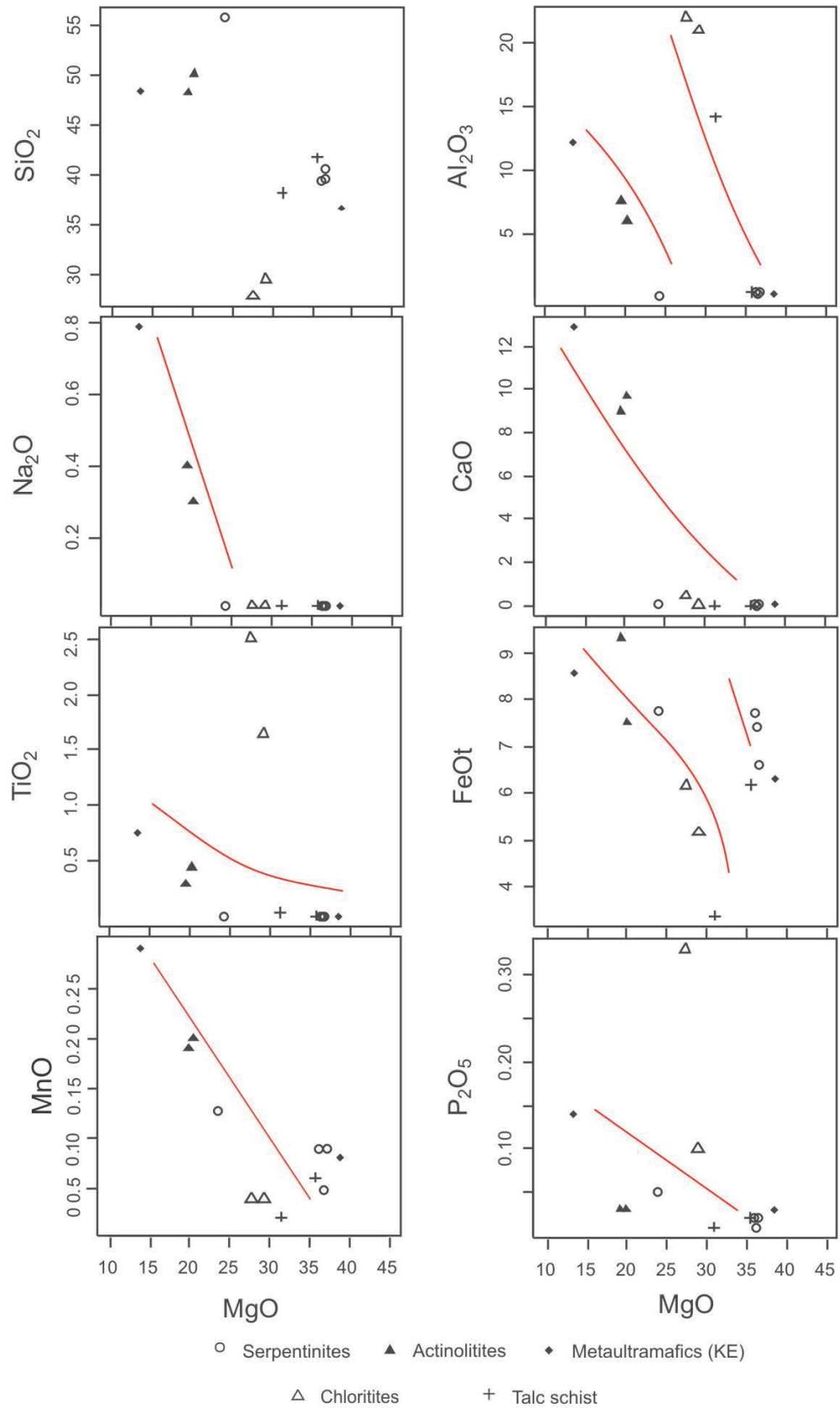


Figura 5.8 – Diagramas binários de variação (Fenner) para as rochas metaultramáficas do Grupo Novo Oriente.

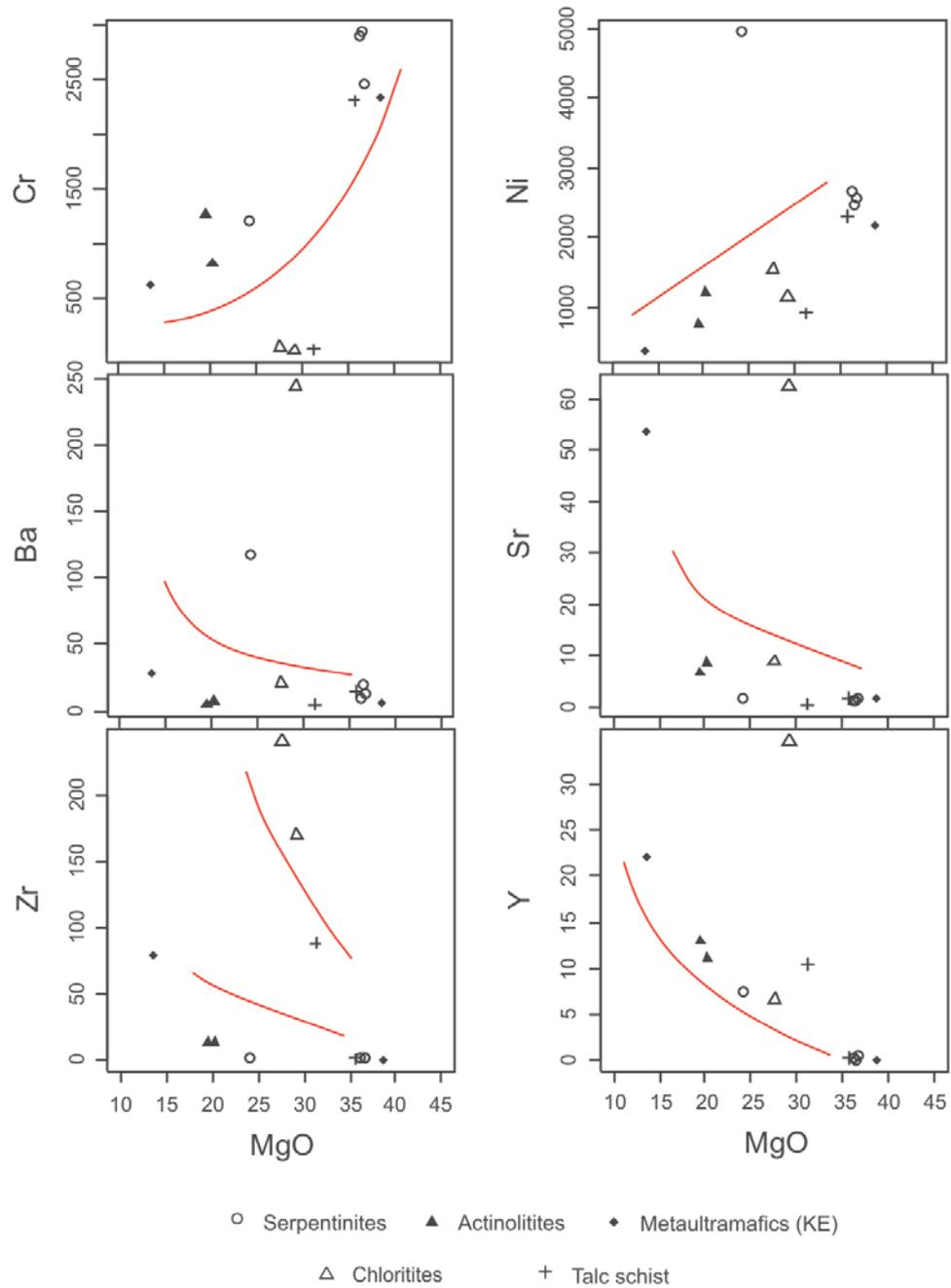


Figura 5.9 – Diagramas binários de variação (MgO x elementos traços) para as rochas metamórficas do Grupo Novo Oriente.

5.2.1.2 – Padrões de ETR's e diagramas multi-elementares

A utilização de spidergramas tem como premissa observar o comportamento dos Elementos Terras Raras - ETR nas rochas metaultramáficas, já que estes elementos são considerados imóveis durante o metamorfismo de baixo grau e processos de alteração hidrotermal (serpentinização). O comportamento dos elementos incompatíveis também pode ser verificado em spidergramas multi-elementares. Foram confeccionados spidergramas normalizados ao manto primitivo de McDonough & Sun (1995) para os ETR (Figura 5.10) e multi-elementares (Figura 5.11).

Como resultados para os ETR foram observados quatro padrões de comportamento para as rochas analisadas.

Os serpentinitos e a amostra KE-283 mostraram-se empobrecidos em ETR quando comparados ao manto primitivo. São caracterizados por enriquecimento em La, leve empobrecimento em Ce e distribuição relativamente plana em direção aos HETR. Quando comparado à composição média de crosta inferior (Rudnick e Gao, 2003), os serpentinitos mostram-se empobrecidos na ordem de até 10^2 vezes em ETR.

Os serpentinitos plotam de maneira semelhante aos tipos oriundos da alteração de dunitos e harzburgitos de zona abissal, de cunha mantélica e zonas de subducção apresentados por Deschamps *et al.* (2013). Os serpentinitos analisados apresentam distribuição de ETR semelhante aos de zona de subducção oriundos de peridotitos sub-continentais exumados e hidratados durante rifteamento em OCT (*ocean-continental transition*).

Os actinolitos mostram-se enriquecidos em ETR quando comparados ao manto primitivo, com suave empobrecimento em Ce, mostrando uma distribuição relativamente plana dos LETR aos HETR. Adicionalmente, os actinolitos apresentam uma distribuição de ETR similar à composição média da crosta inferior.

Os clorititos e a amostra KE-278 apresentam enriquecimento em ETR quando comparados ao manto primitivo. Ocorre enriquecimento em LETR em relação aos HETR, com pequeno empobrecimento em Ce. Além disso, os clorititos de maneira similar aos actinolitos, mostram distribuição de ETR similar à composição média da crosta inferior.

Por último, os talco xistos mostram-se enriquecidos em ETR quando relacionados ao manto primitivo, além de forte anomalia negativa de Eu. Quando comparados à composição média de crosta inferior (Rudnick & Gao, 2003), os talco xistos mostram-se empobrecidos na ordem de até 10^2 vezes em ETR.

De maneira similar aos ETR, para os elementos incompatíveis foram observados quatro padrões de comportamento para as rochas analisadas (Figura 5.11).

Os serpentinitos e a amostra KE-283 apresentam leve enriquecimento em Cs, Ba, Th, U, Ta, Pb e P quando comparados ao manto primitivo. Também apresentam empobrecimento em Rb, Nb, Ce, Pr, Sr, Zr, Ti e Y. Além disso, quando comparados à composição média da crosta inferior os serpentinitos são empobrecidos em elementos incompatíveis. No que se refere à composição média dos serpentinitos apresentados por Deschamps *et al.* (2013), os serpentinitos analisados mostram anomalias positivas em Cs, Ba, U, Pb e P, além das anomalias negativas em Rb, Nb, Ce, Pr, Zr e Ti.

Os actinolitos e a amostra KE-278 apresentam enriquecimento em elementos incompatíveis quando comparados ao manto primitivo. São caracterizados por forte enriquecimento em Cs, Th, U, La, Ce, Nd e Sm, bem como empobrecimento em Rb, Nb, Pb, Sr, Zr e empobrecimento em Eu. Adicionalmente, se comparados à composição média da crosta inferior, estas rochas são caracterizadas como enriquecidas em elementos incompatíveis, comportando-se de maneira similar à distribuição da crosta inferior.

Os clorititos apresentam-se como rochas enriquecidas em elementos incompatíveis quando relacionadas ao manto primitivo. Mostram enriquecimento em Cs, Ba, Th, U, Nb, Ta, La, Ce, Pr e Nd, bem como fortes anomalias negativas de Rb, Pb e Sr. Além disso, os clorititos apresentam alguma semelhança na distribuição dos elementos traços à distribuição média da crosta inferior.

Comparados ao manto primitivo, os talco xistos mostram enriquecimento em Cs, Ba, Th, U, Nb, Ta, La, Pb, P e Nd, bem como fortes anomalias negativas em Rb, Nb, Ce, Pr, Sr, Zr e Ti. No que se refere à distribuição média da crosta inferior, os talco xistos são mais empobrecidos em elementos incompatíveis.

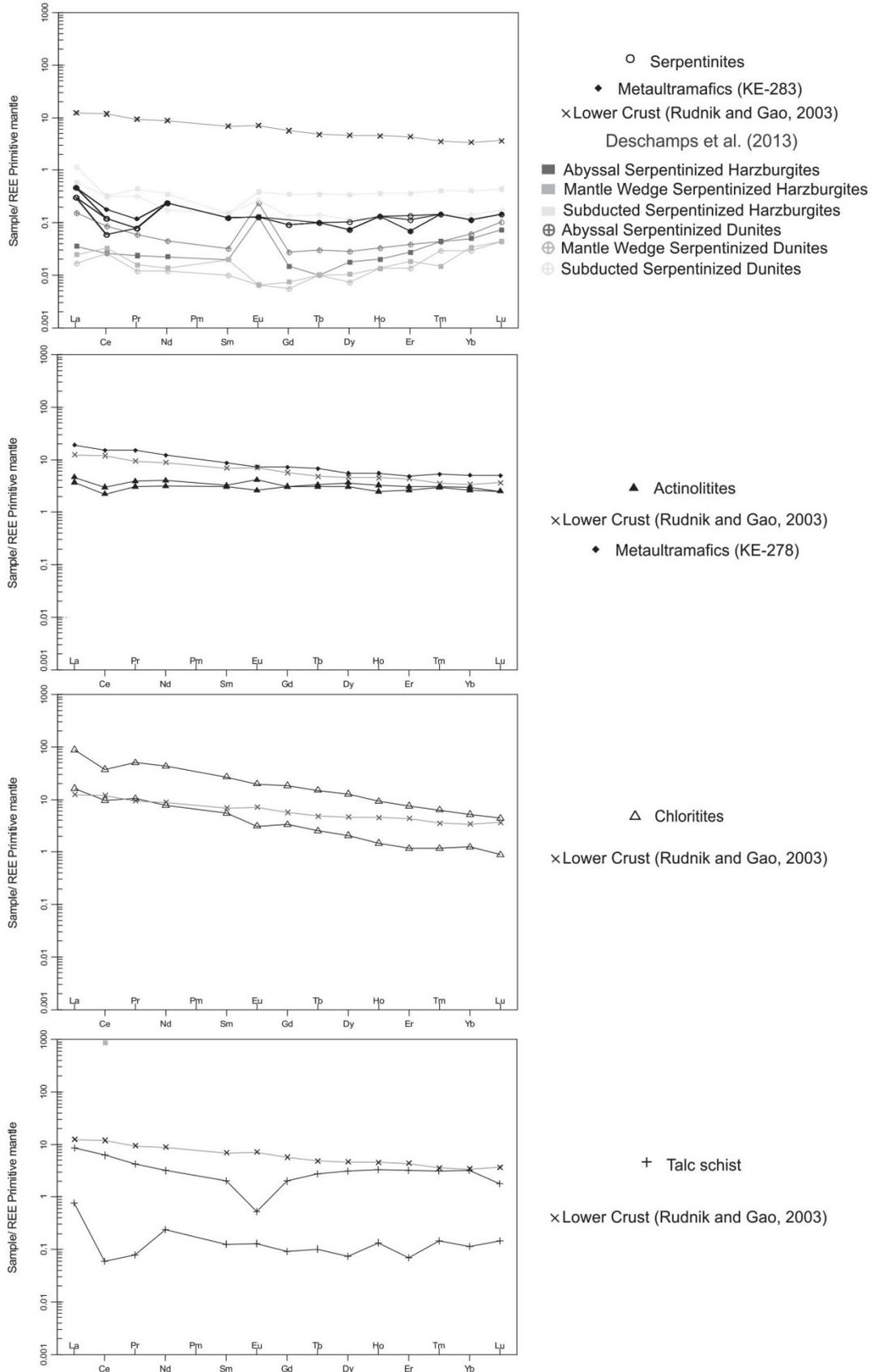


Figura 5.10: Padrão de distribuição dos Elementos Terras Raras normalizado ao manto Primitivo (McDonough & Sun, 1995).

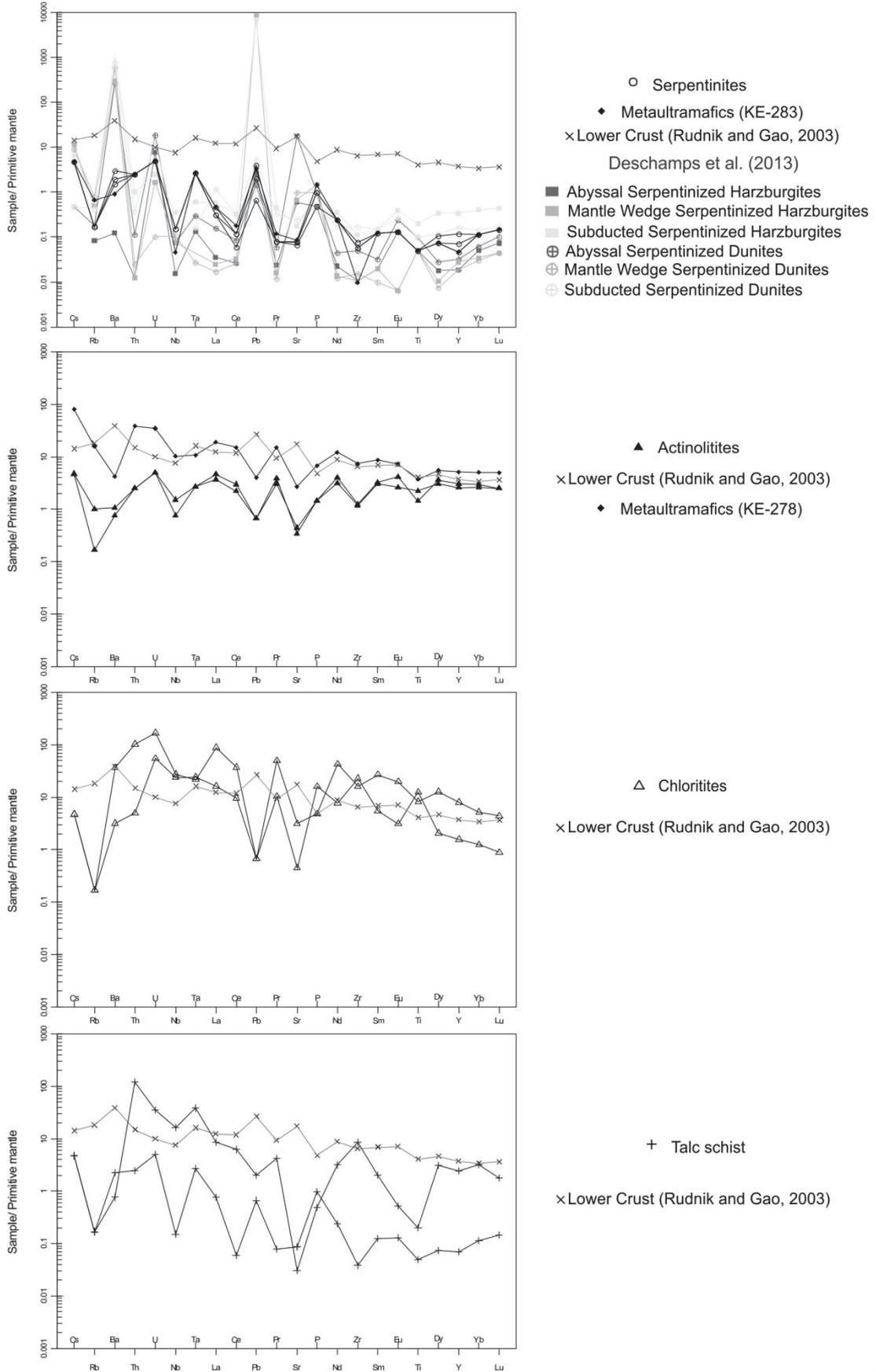


Figura 5.11: Diagrama multi-elementar normalizado ao Manto Primitivo (McDonough & Sun, 1995) mostrando a variação dos elementos incompatíveis.

5.2.1.3 – Diagramas ternários

Para a obtenção do quimismo das rochas estudadas e também indícios para o auxílio na interpretação do ambiente de formação destas rochas, foram confeccionados digramas ternários ou triangulares segundo Irvine & Baragar (1971) e Coleman (1977). Entretanto a utilização desses diagramas deve ser feita com cuidado, pois os processos metassomáticos/hidrotermais envolvem a atividade de fluidos ricos em elementos móveis (FME, e.g. B, Li, Cl, As, Sb, Pb, U, Cs, Sr, Ba) e podem provocar alterações dos elementos traços e ETR (O’Hanley, 1996; Hattori & Guillot, 2007; Deschamps *et al.*, 2010, 2011, Kodolányi *et al.*, 2012).

No diagrama ternário AFM (Irvine & Baragar, 1971) ou do sistema $(K_2O+Na_2O)-Fe_2O_3-MgO$ (Coleman, 1977) (Figuras 4.12-A-B), os serpentinitos, clorititos, talco xistos e a amostra KE-283 plotam no campo dos peridotitos metamórficos do tipo alpino. Já os actinolititos plotam no campo dos cumulados ígneos máfico-ultramáficos. No diagrama ternário do sistema $CaO-Al_2O_3-MgO$ (Coleman, 1977) os serpentinitos, os talco xistos e a amostra KE-283 plotam no campo dos peridotitos metamórficos do tipo alpino, com os clorititos plotando fora deste campo. Os actinolititos plotam no campo dos cumulados ultramáficos e a amostra KE-278 plota no campo dos cumulados máficos.

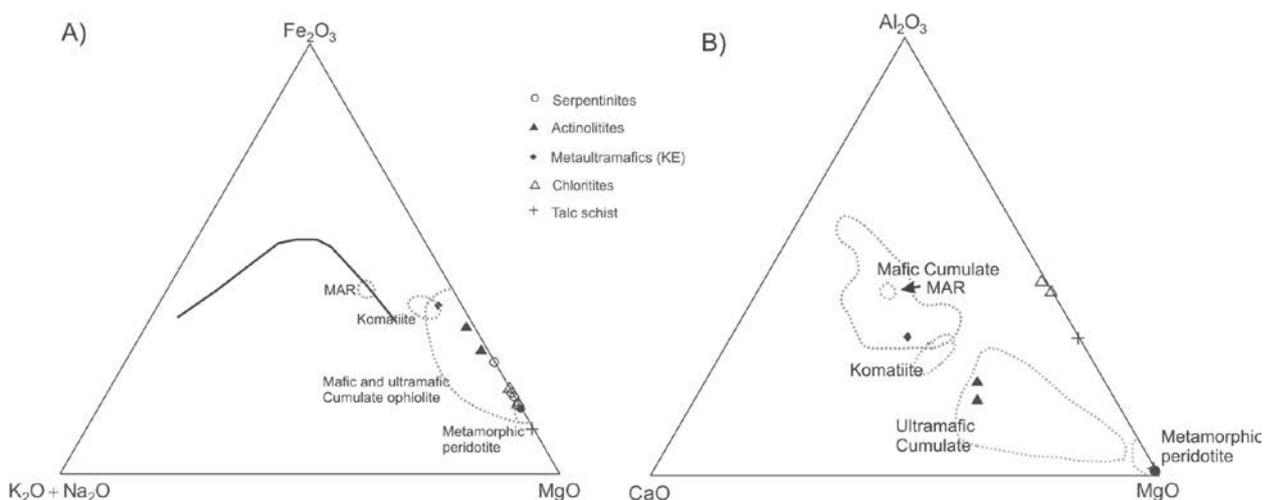


Figura 5.12: A) Diagrama ternário AFM (Irvine & Baragar, 1971; Coleman, 1977); B) Diagrama ternário $CaO-Al_2O_3-MgO$ (Coleman, 1977).

6 – GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Dentre as diversas aplicações dos isótopos radiogênicos, uma das mais complexas é a sua utilização no estudo de sequências máfica-ultramáficas para determinar a idade de rochas e minerais ou ainda em estudos petrogenéticos para identificar processos geológicos e fontes (Dickin, 2005; Faure & Mensing, 2005; Rollinson, 1993). Os dados e a análise apresentados neste capítulo baseiam-se em medidas realizadas pelo método Sm-Nd e obtenção da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em vinte e duas amostras de rochas metamáficas e metaultramáficas do Grupo Novo Oriente (Figura 6.1). O estudo isotópico foi feito em termos da razão entre os isótopos de Sm e Nd ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$), do fator $f^{\text{Sm-Nd}}$, da notação ϵ_{Nd} , a partir de idades modelo T *Depleted Mantle* (DM) Nd, da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e da correlação entre os dois tipos de isótopos. As análises incluíram nove amostras de metabasalto e quatro de hornblenda metagabro da Formação Bonsucesso, cinco amostras de metagabro, duas de cloritito, uma de serpentinito e uma de actinolitito da Formação Caraúbas. Os dados isotópicos são apresentados nas Tabelas 6.1 e 6.2.

6.1 – Isótopos de Nd

Apesar do sistema Sm-Nd preservar as características isotópicas originais do processo de diferenciação manto-crosta, durante processos de evolução da crosta continental ou alteração (e.g. Pimentel & Silva, 2003), a composição isotópica das rochas pode ser submetida a processos de fracionamento isotópico em decorrência, por exemplo, de metamorfismo, em especial aqueles de alto grau (Barbosa *et al.*, 2013; Carneiro *et al.*, 2004; Tassinari *et al.*, 2004; Oliveira *et al.*, 2002; Burton & O'Nions, 1992; Ben Othman *et al.*, 1984).

O sistema isotópico dos litotipos analisados no presente trabalho é caracterizado por uma variação relativamente restrita das razões Sm-Nd (0,1102 – 1,1741) o que deve estar relacionada às combinações de teores de Sm e/ou Nd de cada amostra. As razões Sm-Nd obtidas são relativamente baixas para rochas máficas e ultramáficas, o que se reflete nos teores incompatíveis observados (Sm e Nd elevados) em relação à composição original dos tipos de rochas estudadas (Lesnov, 2010; Rollinson, 1993).

Tabela 6.1: Composição isotópica Sm-Nd das rochas metamáficas e metaultramáficas do Grupo Novo Oriente. MG: Metagabro; CL: Cloritito; SP: Serpentinito; ACT: Actinolítico; MB: Metabasalto; HMG: Hornblenda Metagabro.

AMOSTRA	ROCHA	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$f^{\text{Sm-Nd}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	T_{DM} (Ga)	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$ (2,1)	ϵ_{Nd} (2,1)
NOJP-01A	MG	9,185	42,376	0,1310	0,5118	0,000006	-0,33	-16,42	2,29	0,50998	+1,27
NOJP-01B	MG	8,141	39,210	0,1255	0,5118	0,000013	-0,36	-16,85	2,18	0,51004	+2,34
NOJP-01C	MG	6,379	34,983	0,1102	0,5117	0,000029	-0,44	-16,66	1,99	-	-
NOJP-01D	MG	8,273	41,694	0,1199	0,5118	0,000006	-0,39	-17,19	2,08	-	-
NOJP-02	MG	6,998	35,552	0,1190	0,5117	0,000014	-0,40	-17,68	2,11	0,51009	+3,30
NOJP-04A	CL	6,084	30,639	0,1200	0,5118	0,000015	-0,39	-16,92	2,06	-	-
NOJP-04B	CL	2,208	9,967	0,1339	0,5119	0,000008	-0,32	-15,23	2,25	0,51000	+1,69
NOJP-04C	SP	0,046	0,179	0,1564	0,5118	0,000070	-0,20	-15,79	3,29	0,50968	-4,68
NOJP-04D	ACT	1,906	6,617	0,1741	0,5129	0,000018	-0,11	+5,81	0,47	-	-
NOJP-08A	MB	5,356	23,124	0,1400	0,5119	0,000018	-0,29	-14,74	2,39	0,50994	+0,52
NOJP-08B	MB	4,313	18,900	0,1379	0,5119	0,000015	-0,30	-13,70	2,22	0,51003	+2,14
NOJP-08C	MB	4,688	16,976	0,1669	0,5121	0,000012	-0,15	-11,32	3,29	0,50975	-3,35
NOJP-08D	MB	4,679	19,883	0,1422	0,5120	0,000012	-0,28	-11,77	2,14	0,51007	+2,89
NOJP-08E	MB	5,284	22,129	0,1443	0,5120	0,000010	-0,27	-13,22	2,37	0,50996	+0,88
NOJP-08F	MB	4,708	18,980	0,1499	0,5120	0,000012	-0,24	-12,19	2,46	0,50994	+0,40
NOJP-08G	MB	4,606	19,518	0,1426	0,5121	0,000016	-0,28	-11,39	2,11	0,51008	+3,18
NOJP-08H	MB	9,572	43,974	0,1316	0,5118	0,000004	-0,33	-15,53	2,22	0,51002	+2,03
NOJP-08I	MB	4,743	18,771	0,1527	0,5120	0,000011	-0,22	-12,61	2,63	0,50988	-0,78
NOJP-09A	HMG	3,790	16,255	0,1409	0,5120	0,000011	-0,28	-12,13	2,14	0,51007	+2,90
NOJP-09B	HMG	4,695	21,113	0,1344	0,5118	0,000021	-0,32	-15,83	2,33	0,50997	+0,94
NOJP-09C	HMG	3,437	14,452	0,1438	0,5120	0,000006	-0,27	-11,55	2,16	0,51006	+2,72
NOJP-09D	HMG	4,394	18,687	0,1421	0,5120	0,000009	-0,28	-12,06	2,17	0,51005	+2,65

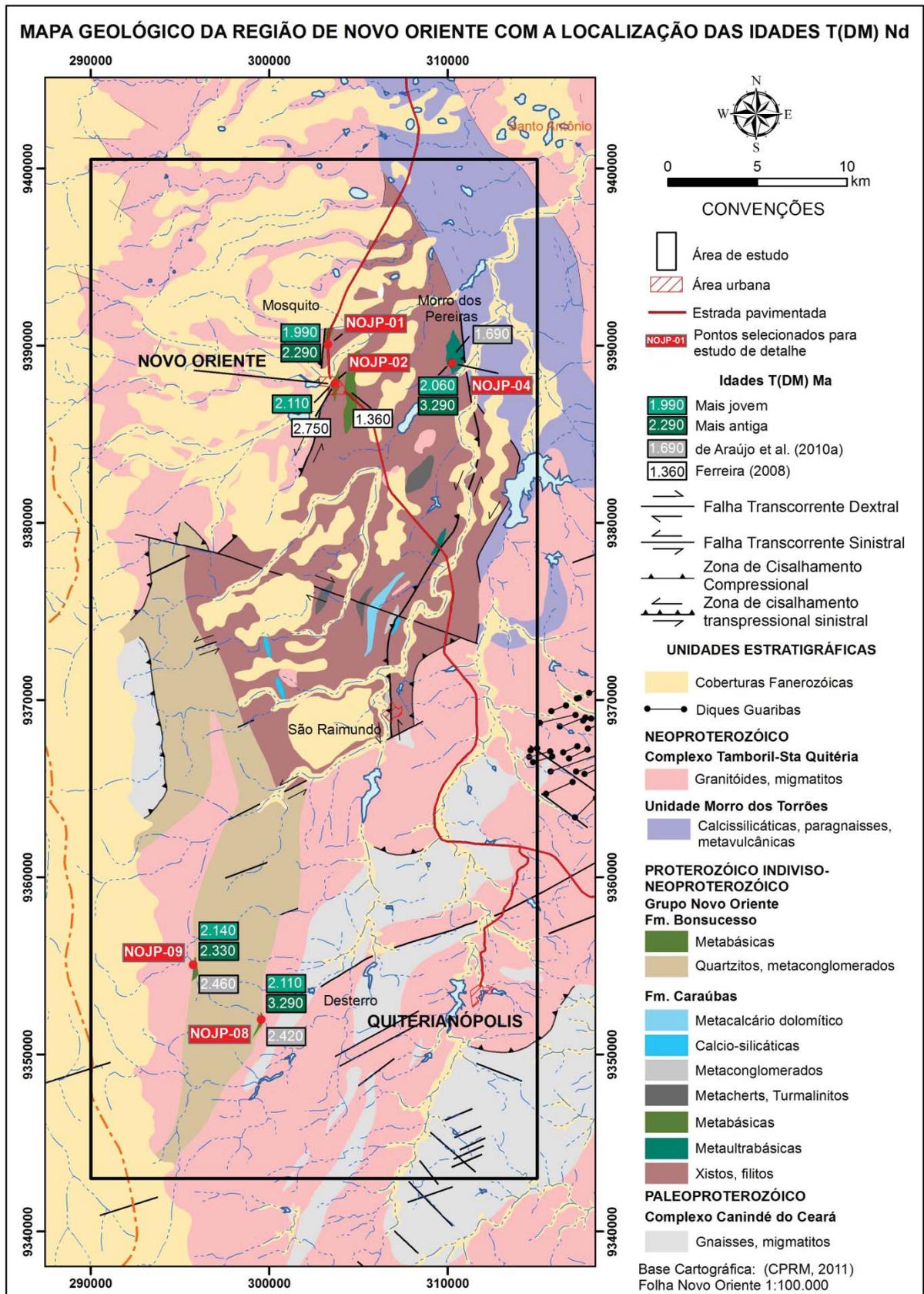


Figura 6.1: Mapa geológico da região de Novo Oriente mostrando a distribuição das amostras analisadas e dados isotópicos de Nd.

Os dados isotópicos obtidos foram plotados no diagrama $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e alguns *trends* podem ser observados (Figura 6.2). As razões mais baixas de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são observadas no grupo dos metagabros e aumentam em direção aos meta-hornblenda gabros e metabasaltos. O grupo de rochas metaultramáficas, representadas por duas amostras de cloritito e uma de serpentinito, são caracterizadas pelo intervalo restrito dos valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,5118 - 0,5119). A amostra NOJP-04D, um actinolito, apresenta valores discrepantes em relação ao conjunto sugerindo que a mesma pode ter experimentado uma evolução distinta ou mesmo ter passado por perturbações em decorrência do seu fracionamento isotópico (Figura 6.2).

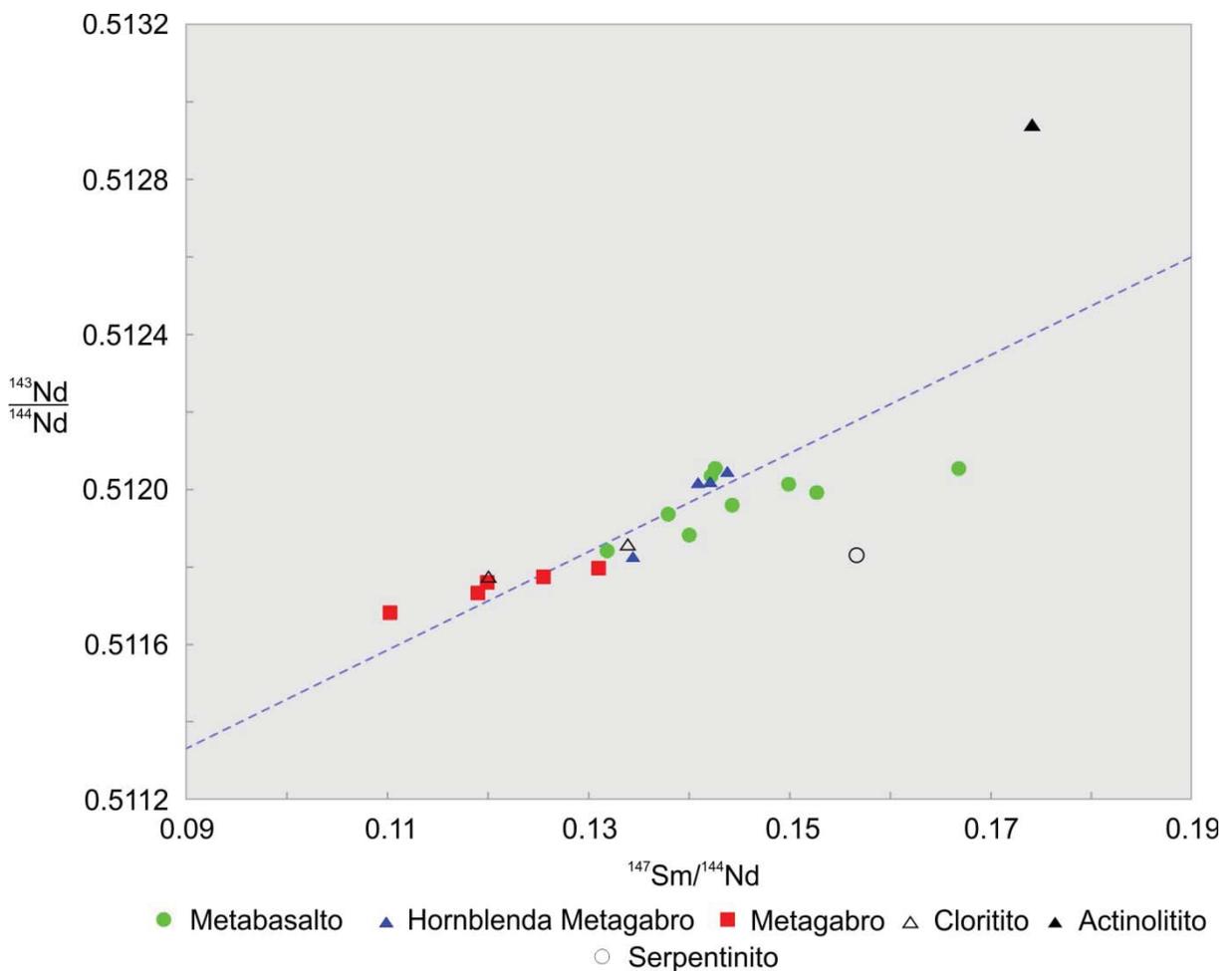


Figura 6.2: Diagrama de correlação $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mostrando a dispersão dos dados isotópicos.

O parâmetro $f^{\text{Sm-Nd}}$, um fator de fracionamento que compara o enriquecimento na razão Sm-Nd de uma dado reservatório relativo ao CHUR, pode ser usado para uma melhor caracterização do sistema isotópico das amostras (Barbosa *et al.*, 2013;

Carneiro *et al.*, 2004; Rollinson, 1993, De Paolo, 1981). A utilização desse parâmetro mostrou com melhor clareza a heterogeneidade anômala das amostras analisadas exemplificado pelos valores entre -0,11 e -0,44, mesmo se considerando a assinatura isotópica típica de partes máficas da crosta (e. g. Bennet & DePaolo, 1987). Os valores obtidos sugerem o fracionamento isotópico de parte das rochas metamáficas e metaultramáficas estudadas o qual pode estar relacionado ao magmatismo granítico correlato ao Arco Magmático de Santa Quitéria ou ainda ao evento metamórfico/deformacional que afetou os litotipos do Grupo Novo Oriente, provavelmente associado ao Ciclo Brasileiro/Pan Africano por volta de 620 Ma (de Araújo *et al.*, 2010b). Esse fracionamento do sistema Sm-Nd pode ser observado ainda na dispersão das 22 amostras no diagrama de correlação $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, com indefinição de um *trend* principal, o que inviabiliza o cálculo de uma idade isocrômica para o conjunto (Figura 6.2).

O actinolito do Morro dos Pereiras (amostra NOJP-04D) apresenta o valor de $f^{\text{Sm/Nd}}$ igual a -0,11 e poderia corresponder a seu sistema isotópico original. No entanto, a idade modelo T_{DM} de 467 Ma, sem significado geológico, obtida para essa amostra, sugere que o seu sistema isotópico está perturbado (Tabela 6.1). O valor mais confiável e compatível para rochas máficas foi obtido na amostra NOJP-08C, um metabasalto da Formação Bonsucesso com o fator de fracionamento igual a -0,15. As amostras com valores entre -0,20 e -0,27, possivelmente representam o seu sistema isotópico original uma vez que este intervalo é típico de materiais acrescidos à crosta continental (Taylor & McLennan, 1985). As demais amostras, cujos valores variam entre -0,28 e -0,44, apresentam parâmetro compatível com a crosta continental de natureza félsica indicando algum fracionamento no sistema isotópico dessas amostras.

O estudo isotópico de Nd foi feito ainda com base no parâmetro épsilon (ϵ_{Nd}) – De Paolo & Wasseburg (1976), o qual consiste na medida da diferença entre a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ da amostra (ou uma suíte) e um valor de referência, no caso o CHUR (Rollinson, 1993). O valor de $\epsilon_{\text{Nd},0}$ foi calculado para cada amostra e podem ser observados na Tabela 6.1. Os valores de ϵ_{Nd} para os dias atuais $t(0)$ são fortemente negativos e variam gradativamente de -10,53 a -17,19. Apenas a amostra NOJP-04D (actinolito) exhibe épsilon de Nd positivo (+5,81) corroborando que o sistema isotópico dessa amostra foi perturbado. Os valores similares que variam

gradualmente dentro de um intervalo relativamente restrito sugerem que as rochas estudadas experimentaram trajetórias evolutivas comuns decorrentes de uma mesma origem e/ou de processos de contaminação crustal ou alteração.

Os valores negativos de $\epsilon_{Nd,0}$ obtidos possibilitaram o cálculo da idade modelo T_{DM} para as rochas metamáficas e metaultramáficas analisadas a fim de aferir a idade da separação do reservatório do qual foram originadas. Os valores de T_{DM} foram calculados usando o modelo de De Paolo (1981) e os resultados podem observados na Tabela 6.1.

A maior parte das amostras analisadas apresentou idades paleoproterozóicas com valores entre 1,99 e 2,46 Ga, como pode ser verificado no histograma da Figura 6.3. Três amostras apresentaram idades arqueanas: uma neoarquena (NOJP-08I) – 2,63 Ga e duas (NOJP-08C e NOJP-04C) mesoarqueanas – 3,29 Ga. Resultados anômalos ficaram por conta de duas amostras de rochas metaultramáficas do Morro dos Pereiras: um serpentinito (NOEU-05), a qual não foi possível obter as razões entre os isótopos de Sm e Nd, e um actinolítico (NOJP-04D) que apresentou uma idade modelo de 467 Ma, sem correlação geológica local ou regional. A distribuição das idades pode ser observada ainda no mapa da Figura 6.1.

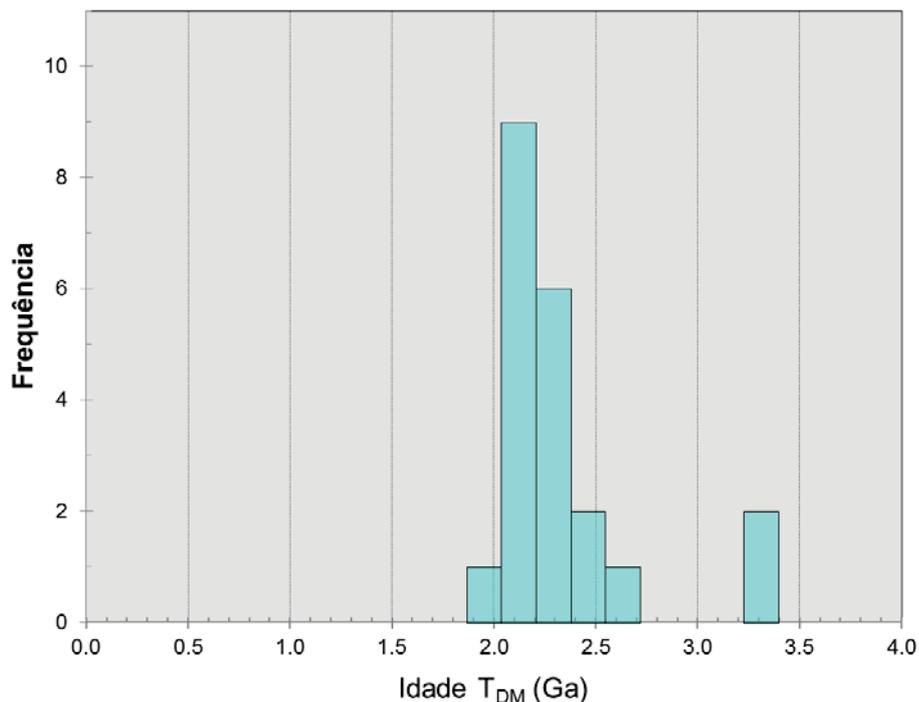


Figura 6.3: Histograma apresentando a distribuição das idades T_{DM} Nd obtidas para as rochas metamáficas e metaultramáficas do Grupo Novo Oriente.

Como não foi possível a obtenção de uma idade isocrônica Sm-Nd para as amostras analisadas e com base nas idades T_{DM} obtidas, foi utilizada a idade U-Pb em zircão obtida por de Araújo *et al.* (2012a) de aproximadamente 2,1 Ga (2.083 ± 28 Ma) em um metabasalto da Formação Bonsucesso (ponto NOJP-08) para a construção do diagrama de evolução isotópica de Nd (Figura 6.4). Os valores de ϵ_{Nd} foram recalculados para as amostras com T_{DM} maior que 2,1 Ga. No diagrama, podem ser observados dois *trends*: o primeiro, aponta para uma derivação juvenil paleoproterozóica representada pelas amostras com T_{DM} variando de 2,10 a 2,46 Ga e $\epsilon_{Nd,2,1}$ entre +0,40 e +3,30; e o segundo, representado por amostras com idades T_{DM} arqueanas, de 2,63 a 3,29 Ga, e $\epsilon_{Nd,2,1}$ levemente negativo (-0,15 a -0,22) sugerindo alguma mistura de fontes mais antigas que foram assimiladas pelas rochas estudadas.

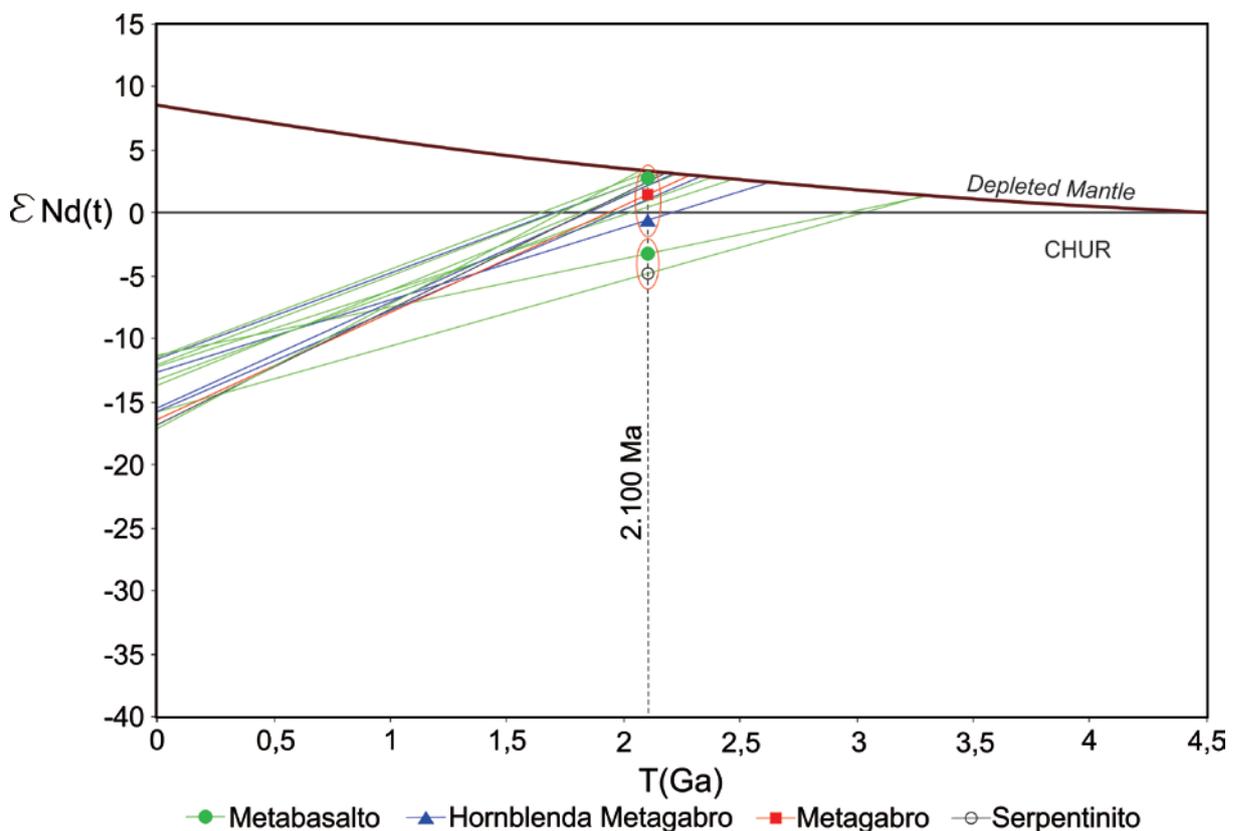


Figura 6.4: Diagrama ϵ_{Nd} versus tempo exibindo a tendência evolutiva das rochas metamáficas e metaultramáficas do Grupo Novo Oriente.

As razões isotópicas foram representadas no diagrama de correlação $\epsilon_{Nd,2,1}$ vs $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ modelado para $t = 2,1$ Ga (Figura 6.5), a partir da idade U-Pb em zircão

obtida por de Araújo *et al.* (2010a) e segundo os valores de T_{DM} obtidos no presente trabalho.

Foram plotadas no diagrama amostras dos cinco grupos de rocha com idades T_{DM} Nd maior que 2,1 Ga bem como os parâmetros DM e CHUR para efeito de comparação. Observa-se que a maior parte das amostras posiciona-se no campo a esquerda dos componentes DM e CHUR ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} < 0,20$) – Figura 6.5. Esse comportamento sugere um enriquecimento mantélico a partir de uma fonte originalmente empobrecida, evidenciado pelos valores de $\epsilon_{Nd,2,1}$ entre os parâmetros DM e CHUR (Carneiro *et al.*, 2004). De outra parte, valores de $\epsilon_{Nd,2,1}$ negativos admitem a possibilidade de interação das amostras com a crosta continental ou perturbações no sistema isotópico das mesmas (Figura 6.4).

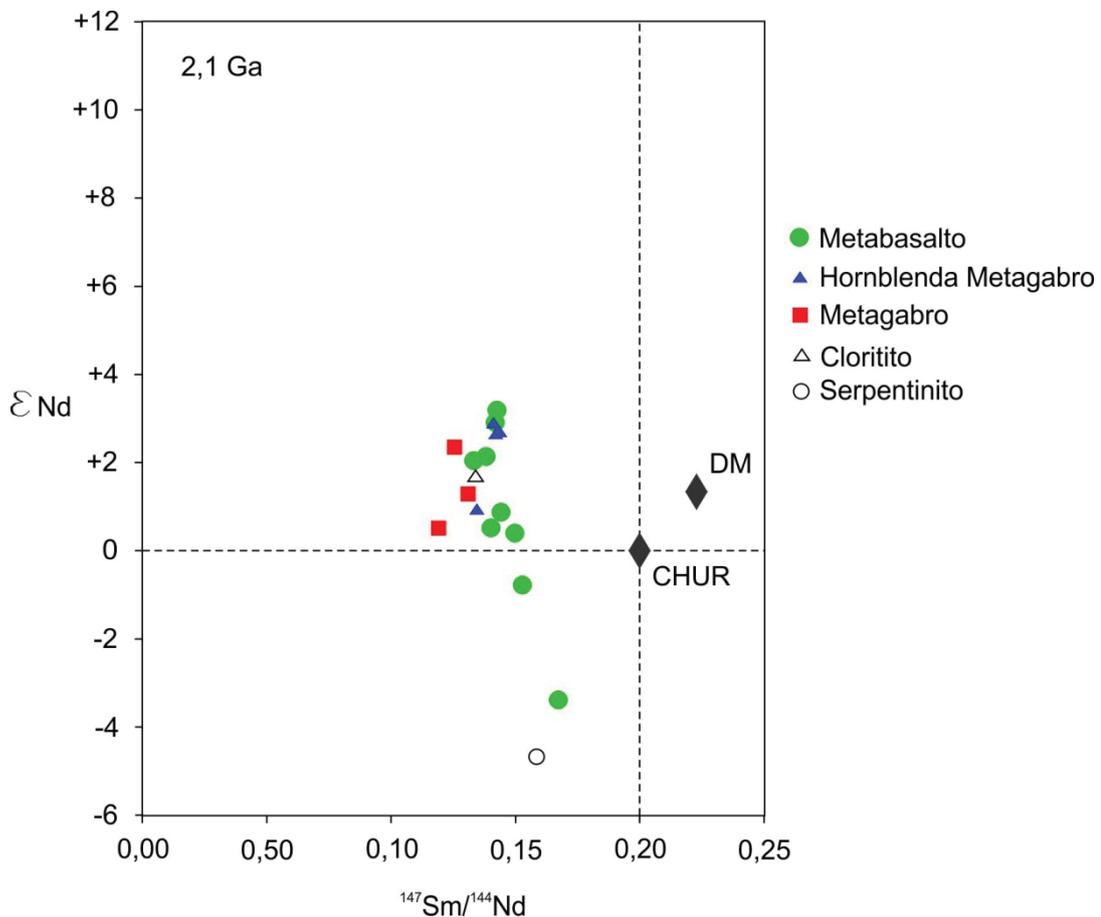


Figura 6.5: Diagrama de correlação isotópica ϵ_{Nd} vs $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ para as rochas metamáficas e metaultramáficas de Novo Oriente comparado aos parâmetros CHUR e *Depleted Mantle* (DM).

6.2 – Isótopos de Sr

Além das análises pelo método Sm-Nd foi feita a obtenção de razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com o objetivo de avaliar o efeito das transformações as quais as rochas estudadas foram submetidas, uma vez que os isótopos de Sr isoladamente não permitem nenhuma indicação geocronológica e face a reconhecida mobilidade durante processos metamórficos (Carneiro *et al.*, 2004).

A variação isotópica das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ é incompatível com a natureza das rochas investigadas (Rollinson, 1993; Dickin, 2005) , o que sugere a hipótese de modificações no sistema isotópico original das amostras estudadas. As razões mais baixas encontram-se em torno de 0,70637 e foram observadas em amostras de metabasaltos. A partir desse valor observa-se um aumento gradativo até 0,71098, incluindo amostras de metagabros e hornblenda metagabros. As razões mais altas são representadas por um grupo de amostras que incluem hornblenda metagabro, metagabro, serpentinito e cloritito cujos valores variam de 0,71554 a 0,72013.

Mesmo com evidências de fracionamento isotópico das amostras foi feita uma tentativa de correlação entre os isótopos de Nd e Sr e os resultados podem ser observados nas figuras 6.6 a 6.8.

Maaloe & Aoki (1977), buscando definir a composição do manto superior a partir de xenólitos mantélicos, reconheceram as diferenças composicionais entre xenólitos de espinélio peridotitos, derivados de uma litosfera proterozóica e mais jovem, e granada peridotitos, derivados de cratons arqueanos. As diferenças composicionais podem ser observadas também em termos dos isótopos de Nd e Sr resultando nos limites observados na Figura 6.6. Como pode ser observado, as rochas metamáficas e metaultramáficas do Grupo Novo Oriente plotam prontamente no campo dos granadas peridotitos sugerindo que o reservatório mantélico que originou as mesmas consistia de uma litosfera subcontinental antiga já estabilizada.

Menzies (1989) adotou uma terminologia para interpretar xenólitos mantélicos que foi baseada nos membros finais DM (fonte empobrecida), EMI (fonte enriquecida por litosfera continental reciclada) e EMII (fonte enriquecida derivada da mistura de uma fonte empobrecida e sedimentos oceânicos) a partir das fontes dos OIB de Zindler & Hart (1986) definindo os limites composicionais observados na Figura 6.7.

Tabela 6.2: Composição isotópica Sr-Sr das rochas metamáficas e metaultramáficas do Grupo Novo Oriente. MG: Metagabro; CL: Cloritito; SP: Serpentinito; ACT: Actinolítico; MB: Metabasalto; MHG: Meta-hornblenda gabro.

AMOSTRA	ROCHA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$\epsilon_{\text{Sr}}\text{t}(0)$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})\text{t}(2,1)$
NOJP-01A	MG	6,50	232,40	0,71098	0,00001	91,12	0,70853
NOJP-01B	MG	5,70	190,40	0,71096	0,00001	90,84	0,70834
NOJP-01C	MG	4,40	119,20	0,71554	0,00001	155,84	-
NOJP-01D	MG	3,70	142,00	0,70999	0,00001	77,07	-
NOJP-02	MG	15,70	63,40	0,72013	0,00001	220,99	0,69842
NOJP-04A	CL	0,10	62,40	0,71788	0,00001	189,05	-
NOJP-04B	CL	0,10	8,90	0,71659	0,00002	170,74	0,71561
NOJP-04C	SP	0,10	1,50	0,71049	0,00001	84,17	0,70465
NOJP-04D	ACT	0,10	6,80	0,70960	0,00002	71,53	-
NOJP-08A	MB	7,20	309,50	0,70860	0,00001	57,34	0,70656
NOJP-08B	MB	7,00	607,20	0,70763	0,00001	43,57	0,70662
NOJP-08C	MB	12,40	309,80	0,70928	0,00001	66,99	0,70577
NOJP-08D	MB	1,40	682,80	0,70673	0,00001	30,80	0,70655
NOJP-08E	MB	5,50	287,30	0,70964	0,00001	72,10	0,70796
NOJP-08F	MB	1,90	281,80	0,70874	0,00001	59,33	0,70815
NOJP-08G	MB	4,30	855,40	0,70637	0,00001	25,69	0,70593
NOJP-08H	MB	20,80	343,40	0,70936	0,00001	68,13	0,70405
NOJP-08I	MB	7,50	224,50	0,71071	0,00001	87,29	0,70778
NOJP-09A	MHB	5,20	293,90	0,71042	0,00001	83,17	0,70887
NOJP-09B	MHB	6,30	255,00	0,71057	0,00001	85,30	0,70841
NOJP-09C	MHB	2,20	355,90	0,71752	0,00001	183,94	0,71698
NOJP-09D	MHB	2,40	318,20	0,71012	0,00001	78,91	0,70946
NOEU-05	SP	0,10	1,30	0,71576	0,00022	158,96	0,70902

Plotando os valores das amostras analisadas observa-se que a maioria delas distribuem-se segundo a tendência do *mantle array*, exceto um grupo de amostras que plotam no campo EMII e da amostra NOJP-04D (actinolítico) fracionada e sem correlação com as demais amostras (Figura 6.7).

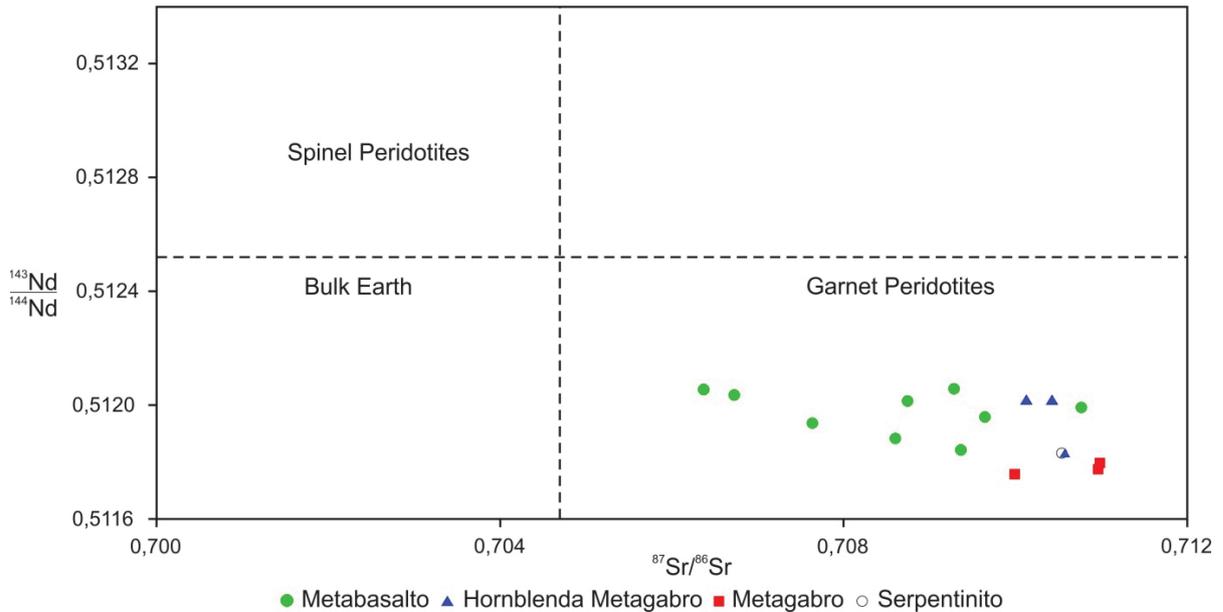


Figura 6.6: Diagrama de correlação isotópica $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com os limites composicionais entre espinélio e granada peridotitos para as rochas metamáficas e metaultramáficas de Novo Oriente. A partir de Dickin (2005) e Hawkesworth *et al.* (1990).

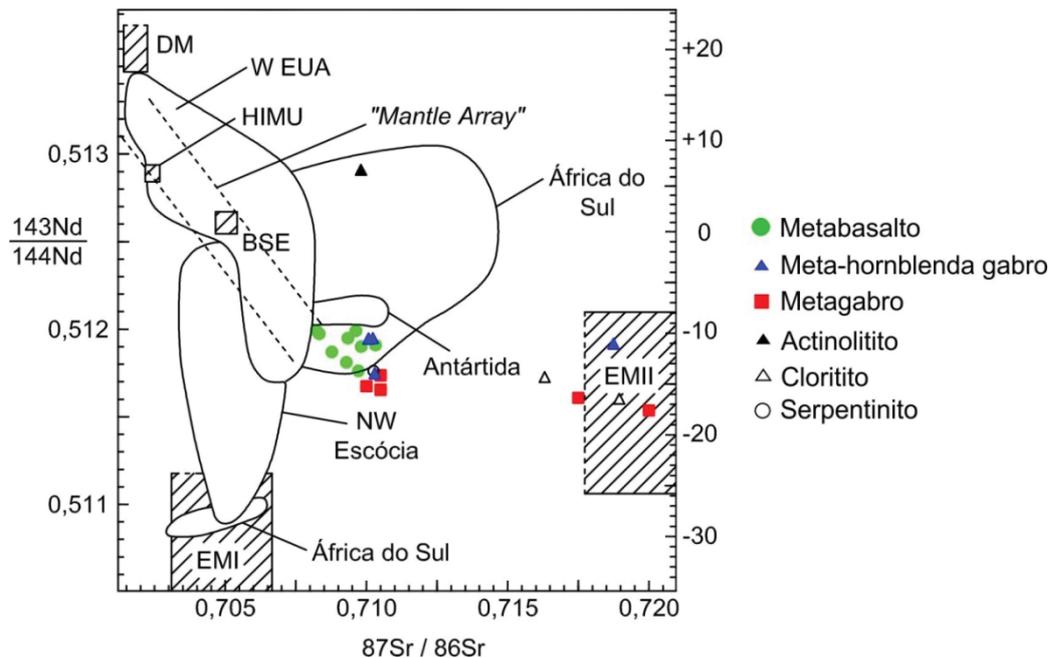


Figura 6.7: Diagrama de correlação isotópica $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com os limites composicionais a partir de Menzies (1989) para as rochas metamáficas e metaultramáficas de Novo Oriente.

Apesar da reconhecida mobilidade do Rb e Sr em condições metamórficas, as elevadas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{2,1}$ obtidas para as rochas analisadas (0,71774 a 0,70405) podem admitir a possibilidade de contaminação em nível crustal raso, possivelmente a partir de fluidos associados ao desenvolvimento de falhas de empurrão e zonas de cisalhamento transcorrentes que resultou na configuração estrutural do Grupo Novo

Oriente bem como suas rochas metamáficas e metaultramáficas. A heterogeneidade isotópica do conjunto de amostras pode ser ainda observada no diagrama ϵ_{Nd} vs $^{87}Sr/^{86}Sr_{2,1}$ (Figura 6.8), em especial em relação as razões entre os isótopos de Sr que são distintas em relação ao parâmetro de referencia CHUR modelado para $t = 2,1$ Ga.

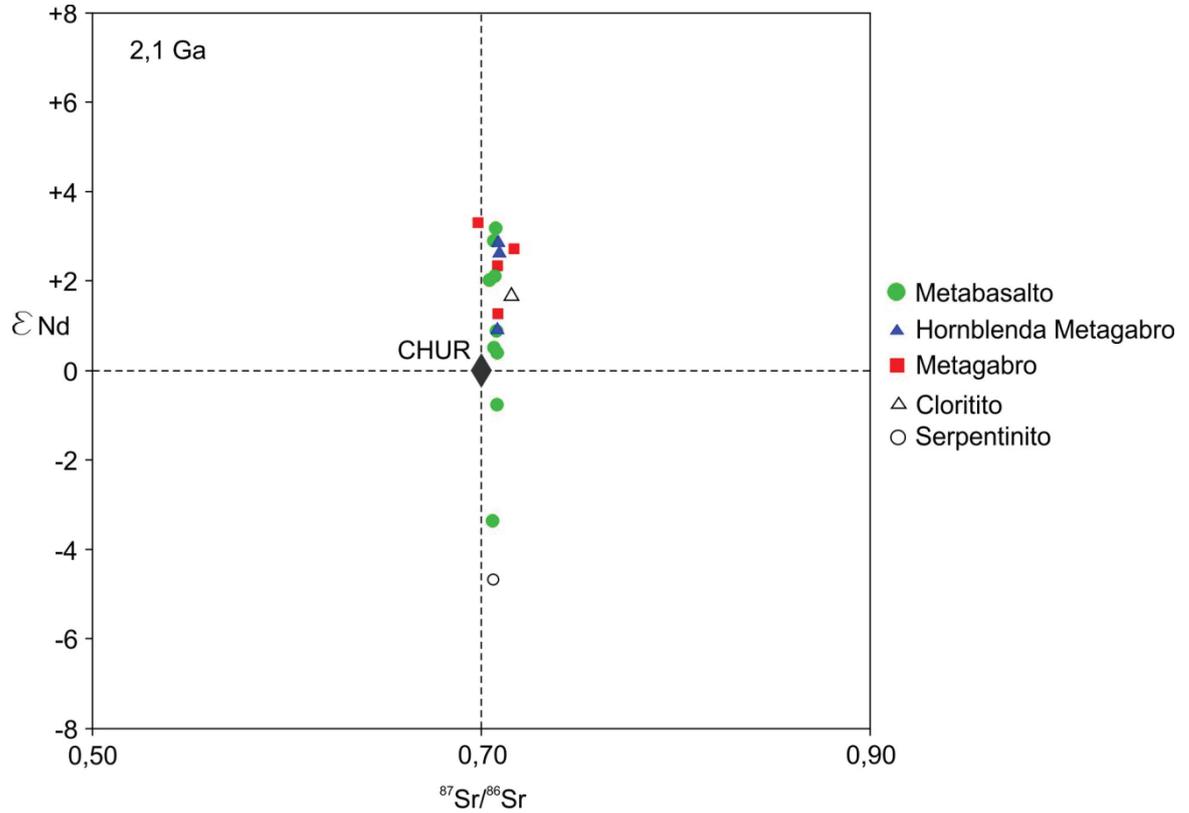


Figura 6.8: Diagrama ϵ_{Nd} vs $^{87}Sr/^{86}Sr_{2,1}$ para as rochas metamáficas e metaultramáficas de Novo Oriente comparadas ao parâmetro CHUR.

7 –DISCUSSÃO

7.1 – Rochas Metamáficas

As rochas da sequência metamáfica do Grupo Novo Oriente constituem menos de 10% de todo o grupo, ocorrem na forma de lentes e corpos tabulares intercalados nas formações Bonsucesso e Caraúbas, são concordantes com a foliação regional N-S e metamorfisadas no fácies anfibolito. Predominantemente é composta por: metagabros, hornblenda metagabros e metabasaltos. Os dois primeiros grupos corresponderiam a intrusões na sequência metassedimentar enquanto que estruturas primárias observadas nos metabasaltos sugerem um modo de ocorrência na forma de *sills* ou até mesmo derrames.

O estudo geoquímico de rocha total permitiu melhor caracterização em termos do grau de evolução, cogeneticidade e ambiência tectônica dos três grupos de rocha. Os diagramas binários de variação possibilitaram reconhecer o grupo dos metagabros como o mais primitivo e os hornblenda metagabros e metabasaltos mais evoluídos.

O grupo dos metagabros ocorre intercalado na sequência metapelítica (Formação Caraúbas) sendo as rochas com os menores teores de SiO_2 , TiO_2 , Na_2O , K_2O , ZrO , Y, Nb e Sr e maiores de MgO, CaO, Cr, Ni e Co. Apresentam as maiores razões Y/Nb, Zr/Nb e mais baixas razões Zr/Y confirmando o caráter mais empobrecido deste grupo. Consistem de rochas de composição básica e nos diagramas de classificação de seus equivalentes vulcânicos plotam nos campos do basalto e basalto/andesito. Possuem afinidade toleítica e por serem o grupo mais rico em MgO, divergem dos outros dois grupos no diagrama de Jensen (1976), com a maioria das amostras plotando no campo dos basaltos komatiíticos e uma amostra (NOJP-01C) no campo dos basaltos toleíticos ricos em Mg.

Os padrões dos ETR, quando normalizados ao manto primitivo de McDonough & Sun (1995), são similares aos outros dois grupos em relação ao padrão inclinado enriquecido em ETR leves sugerindo uma fonte do tipo enriquecida. Apresentam leve anomalia negativa de Eu sugerindo alguma retenção de plagioclásio na fonte, também marcado pelas anomalias negativas de Sr no diagrama multi-elementar. O segmento dos ETR pesados sugerem uma fonte enriquecida similar a dos E-MORB's mas também com participação crustal segundo o seguimento Ho-Lu similar a crosta máfica inferior. No diagrama multi-elementar

apresentam valores de Rb e Ba similares ao de rochas mais enriquecidas, ao contrário dos valores de Nb e Ta, que apresentam valores similares ao N-MORB, bem mais baixos do que os E-MORB e a crosta máfica inferior. Anomalias negativas destes dois últimos elementos também são frequentemente associadas a processos envolvendo subducção (Wilson, 1991).

O grupo dos hornblenda metagabros ocorre intercalado apenas na sequência metapsamítica (Fomação Bonsucesso) e apresenta-se como um termo intermediário entre os outros dois grupos tendendo a ficarem mais próximos dos metabasaltos. Isso pode ser melhor observado nos diagramas binários de variação para SiO_2 , TiO_2 , Na_2O , K_2O e principais elementos menores. Possuem baixas razões Y/Nb, Zr/Nb e altas razões Zr/Y assim como o grupo dos metabasaltos, sugerindo uma origem comum para os dois grupos. Tem composição basáltica e assim como os metabasaltos podem ser classificados como basaltos toleíticos de alto FeO e basaltos subalcalinos., segundo os diagramas de Jensen (1976) e Winchester & Floyd (1977), respectivamente. A afinidade toleítica e o grau de fracionamento em relação aos outros dois grupos são reforçados no diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971).

O padrão de ETR dos hornblenda metagabros é o mais homogêneo entre os três grupos confirmando uma mesma fonte para as rochas do grupo. Caracteriza-se pelo enriquecimento em ETR leves e pela participação crustal na fonte dos protólitos sugerida pelo padrão similar a crosta máfica inferior principalmente no segmento Dy-Lu. Apresentam leve anomalia positiva de Eu provavelmente associada um discreto fracionamento e/ou acumulação de plagioclásio/piroxênio. No diagrama multi-elementar destaca-se as anomalias negativas de Rb-Ba, com valores similares ao E-MORB, e Nb-Ta, menos pronunciadas do que no grupo dos metagabros. Valores similares a crosta máfica inferior são observados nas anomalias positivas de Pb, negativas de Sr e no segmento Ti-Lu.

O grupo dos metabasaltos, assim como os hornblenda metagabros, também ocorre intercalado na sequência metapsamítica e consiste do grupo mais diferenciado caracterizado pelos maiores teores de SiO_2 , TiO_2 , Na_2O , K_2O , Fe_2O_3^T , Zr, Nb, Sr e Ba, mais baixos valores de MgO, CaO, Cr, Ni e Co, baixas razões Zr/Nb e Y/Nb e mais altas razões Zr/Y. A composição basáltica é confirmada no diagrama TAS de Le Bas *et al.* (1982) e o caráter subalcalino pode ser observado no diagrama de Winchester & Floyd (1977). Consistem de rochas da série toleítica onde no

diagrama de Irvine & Baragar (1971) pode-se observar o *trend* evolutivo incluindo os três grupos com os metabasaltos compondo o segmento mais diferenciado. Assim como os hornblenda metagabros plotam no campo dos basaltos toleíticos de alto FeO no diagrama de Jensen (1976).

O padrão dos ETR dos metabasaltos é marcado por um envelope relativamente homogêneo similar aos outros dois grupos enriquecido em ETR leves em relação aos pesados e exibindo leve anomalia negativa de Eu. A principal diferença em relação aos outros dois grupos consiste na ausência de participação crustal na fonte dos magmas protólitos dos metabasaltos. Isso é sugerido pelo segmento Dy-Lu onde os valores normalizados variam de E-MORB a N-MORB sugerindo uma fonte híbrida entre os dois tipos podendo tratarem-se, por exemplo, de MORB's transicionais (T-MORB's). No geral, o padrão no diagrama multi-elementar assemelha-se aos E-MORB's, onde destaca-se a anomalia negativa de Pb, presente também em E- e N-MORB's, e o segmento Dy-Lu marcado por valores que variam entre E- e N-MORB's.

A tentativa de determinar o ambiente de geração dos magmas que formaram os protólitos das rochas metamáficas do Grupo Novo Oriente, feita a partir dos diagramas de distinção tectonomagmática, mostrou uma boa correlação entre os metabasaltos e hornblenda metagabros com a dispersão de algumas amostras do grupo dos metagabros. Com base na homogeneidade dos dados principalmente em relação aos dois primeiros grupos, os diagramas discriminantes apontam para um ambiente oceânico para formação dos magmas máficos, porém com forte componente crustal associado. A assinatura varia desde basaltos de fundo oceânico e cadeia meso-oceânica (MORB) até rochas formadas em ambiente intra-placa análogo a um rifte continental. A contaminação por componentes crustais pode ser observada no deslocamento das amostras em direção ao Th no sistema triangular de Wood (1980) e no diagrama de Pearce *et al.* (1977).

O padrão marcado por uma assinatura oceânica com forte componente crustal é similar a de rochas formadas a partir da interação entre plumas mantélicas e uma crosta continental fortemente adelgada (Pearce, 2008; Caxito, 2013), como em uma margem passiva na transição oceano-continente. Neste contexto o magma ascenderia através da crosta continental, sendo variavelmente contaminado por esta, até intrudir/extrudir provavelmente através de fissuras na mesma, concomitante

a instalação de um centro de espalhamento oceânico sob a crosta continental adelgada.

Esse contexto é coerente com o ambiente proposto por de Araújo *et al.* (2010a) onde os protólitos das rochas metamáficas do Grupo Novo Oriente representariam o magmatismo associado a uma margem passiva pobre em magmas (*magma poor*, Whitmarsh *et al.*, 2001; Franke, 2013). Neste ambiente a distribuição das rochas máficas na transição oceano-continente é marcada por uma variação composicional onde as assinaturas T-MORB ocorrem mais próximos a margem continental enquanto que as assinaturas N-MORB são cada vez mais frequentes em direção ao centro de espalhamento oceânico (Desmurs *et al.*, 2002).

Em relação a composição isotópica das rochas metamáficas analisadas o conjunto é caracterizado por uma variação relativamente restrita das razões Sm-Nd, relativamente baixas para rochas máficas, o que se reflete nos teores de Sm e Nd elevados em relação a composição original dos tipos de rochas estudadas. Apesar de não ter sido possível o cálculo de uma idade isocrônica alguns *trends* podem ser observados onde as razões mais baixas de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são observadas no grupo dos metagabros e aumentam em direção aos hornblenda metagabros e metabasaltos.

O parâmetro $f^{\text{Sm-Nd}}$ compara o enriquecimento na razão Sm-Nd de uma dado reservatório relativo ao CHUR e pode ser utilizado para identificar o grau de fracionamento isotópico das amostras (De Paolo, 1981; Rollinson, 1993). Este parâmetro evidenciou uma heterogeneidade anômala das amostras analisadas a partir dos valores obtidos que ficaram entre -0,11 e -0,44, mesmo se considerando a assinatura isotópica típica de partes máficas da crosta. O valor mais compatível foi obtido para um metabasalto com o fator de fracionamento igual a -0,15. O sistema isotópico original pode estar preservado nas amostras com valores entre - 0,20 e - 0,27, intervalo é típico de materiais acrescidos à crosta continental. As demais amostras, cujos valores variam entre -0,28 e -0,44, apresentam parâmetro compatível com a crosta continental de natureza félsica indicando algum fracionamento no sistema isotópico dessas amostras.

Os valores de ϵ_{Nd} para os dias atuais são fortemente negativos e variam gradativamente de -10,53 a -17,19. A maior parte das amostras analisadas apresentam idades modelo T_{DM} paleoproterozóicas com valores entre 1,99 e 2,46

Ga. O diagrama de evolução isotópica de Nd para os valores de ϵ_{Nd} recalculados para as amostras com T_{DM} maior que 2,1 Ga apontam para uma derivação juvenil Paleoproterozóica representada pelas amostras com T_{DM} variando de 2,10 a 2,46 Ga e $\epsilon_{Nd,2,1}$ entre +0,40 e +3,30; e para mistura com fontes mais antigas representada pelas amostras com idades T_{DM} arqueanas que variam de 2,63 a 3,29 Ga e $\epsilon_{Nd,2,1}$ levemente negativo (-0,15 a -0,22).

As razões isotópicas representadas no diagrama de correlação $\epsilon_{Nd,2,1}$ vs $^{147}Sm/^{144}Nd$ modelado para $t = 2,1$ Ga sugerem a possibilidade de um enriquecimento mantélico a partir de uma fonte originalmente empobrecida, evidenciado pelos valores de $\epsilon_{Nd,2,1}$ entre os parâmetros DM e CHUR. A interação com a crosta continental ou perturbações no sistema isotópico são representados pelos valores de $\epsilon_{Nd,2,1}$ negativos situados abaixo do parâmetro CHUR.

A variação isotópica das razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ é incompatível com a natureza das rochas investigadas sugerindo modificações no sistema isotópico original das amostras estudadas. As razões mais baixas foram observadas em amostras de metabasaltos com as maiores razões em amostras de metagabros e hornblenda metagabros. Os diagramas de correlação entre os isótopos de Sr e Nd de Hawkesworth *et al.* (1990) e Menzies (1989) sugerem que o reservatório mantélico que originou as mesmas consistia de uma litosfera subcontinental antiga já estabilizada e que distribuem-se segundo a tendência do *mantle array*, exceto algumas amostras que plotam no campo EMII. As elevadas razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ modeladas para 2,1 Ga podem admitir a possibilidade de contaminação em nível crustal raso, possivelmente a partir de fluidos associados ao desenvolvimento de falhas de empurrão e zonas de cisalhamento transcorrentes que atuaram na região de Novo Oriente.

7.2 – Rochas Metaultramáficas

Nos serpentinitos cisalhados foi identificada a textura do tipo *mesh*, formada pela alteração de cristais de olivina para serpentina (lizardita), e a presença de cristais fibrosos de antigorita orientados ou não, indicando recristalização no serpentinito. Cristais de Cr-magnetita estirados revelam o processo de alteração que afetou os cristais de Cr-espinélio nos *listwanitos* (serpentinitos silicificados). A

ocorrência de cristais reliquiares de Cr-espínélio bordejados por Cr-magnetita mostra a resistência do Cr-espínélio aos processos de serpentinização e ao metamorfismo regional.

A atuação da zona de cisalhamento que afeta os serpentinitos proporcionou a alteração total do Cr-espínélio para Cr-magnetita. Esta variação na alteração do Cr-espínélio é descrita na literatura por diversos autores (Burkhard, 1993; Barnes, 2000; Ahmed *et al.*, 2005; Azer & Khalil, 2006; Azer & Stern, 2007; Kapsiotis *et al.*, 2007; Farahat, 2008, De Hoog, 2009; Samour & Hattori, 2013), segundo os quais a evolução da alteração ocorre de acordo com o aumento do grau metamórfico. Cristais de Cr-espínélio bordejados por Cr-magnetita e ferricromita são característicos da fácies xisto verde e cristais de Cr-magnetita oriundos da alteração de Cr-espínélio indicam condições de fácies anfíbolito baixo a médio (Deer *et al.*, 1992).

Os minerais do grupo da serpentina identificados correspondem a lizardita, antigorita e crisotila. Segundo O'Hanley (1996), a ocorrência desta assembleia indica condições de fácies xisto verde baixo.

As concentrações de até 0,5% de Ni e também altos teores de Cr₂O₃ (até 0,4%) nos serpentinitos isotrópicos, juntamente com os altos teores de MgO (~33,40%), são compatíveis com peridotitos ofiolíticos do tipo alpino (Strieder & Nelson, 1992; Pinheiro, 2008).

Os dados de microscopia eletrônica confirmaram a natureza magmática dos cristais de Cr-espínélio e o processo de sua alteração para Cr-magnetita. Foi também observado que Cr, Mg, Al e O decrescem do núcleo de Cr-espínélio para as bordas formadas por Cr-magnetita. Oposto a isso, os percentuais de Fe, Si, Ni e Mn crescem dos núcleos para as bordas. Cr-espínélio ocorre comumente como mineral acessório em rochas ultramáficas constituintes do manto superior. Alguns autores sugerem que a composição desse mineral pode ser utilizada como indicador petrológico (Irvine, 1965 a,b; Dick & Bullen, 1984; Hellenbrand, 2001).

Os minerais da série do espínélio são altamente resistentes quando submetidos a processos de alteração hidrotermal (e.g., serpentinização) ou metamorfismo regional (Burkhard, 1992). Dependendo do nível de alteração existente nos cristais reliquiares de Cr-espínélio (bordas de Cr-magnetita e ferricromita) pode ser inferida a condição de grau metamórfico. Situação semelhante é observada nos cristais de Cr-espínélio que ocorrem em algumas rochas do Morro

dos Pereiras, podendo ser indicada variação de grau metamórfico do fácies xisto verde ao fácies anfíbolito (Burkhard, 1992; Barnes, 2000; Ahmed *et al.*, 2005; Azer & Khalil, 2006; Azer & Stern, 2007; Kapsiotis *et al.*, 2007; Farahat, 2008, De Hoog, 2009; Samour & Hattori, 2013).

A alteração de Cr-espinélio para Cr-magnetita indica condições de oxidação durante a alteração hidrotermal, permitindo o enriquecimento em FeO nas bordas (Kapsiotis *et al.*, 2007). A ocorrência de Mn sugere condições de baixa temperatura durante a alteração hidrotermal (Barnes, 2000). O processo de alteração promove a substituição do Cr, Mg e Al por Fe, Mn, Ni e Si, sendo este último em menor proporção, devido à sua baixa mobilidade (Kapsiotis *et al.*, 2007).

Dados geoquímicos indicam que os serpentinitos correspondem a rochas oriundas da alteração de ultramafitos do tipo alpino (peridotitos e dunitos), sendo estas rochas ricas em MgO, Ni, Cr e Fe, com baixos teores de Al_2O_3 , TiO_2 e empobrecidas em ETR, com leve enriquecimento em La e empobrecimento em Ce. De acordo com concepções modernas, os ultramafitos do tipo alpino (dunitos e harzburgitos) são formados a partir de produtos esgotados (restitos) em consequência de fusão parcial do manto superior (Lesnov, 2010). Como resultado deste processo, os restitos ultramáficos são consideravelmente empobrecidos em ETR. Dunitos e harzburgitos podem ser enriquecidos em LETR, como resultado de processos epigenéticos, incluindo eventos de recristalização e serpentinização (Lesnov, 2010). Anomalias negativas em Ce podem estar relacionadas a processos de infiltração de águas marinhas nestas rochas, ocasionando a oxidação do Ce^{3+} para Ce^{4+} e posterior precipitação (Rollinson, 1993) ou mesmo tratar-se de herança de uma fonte mantélica empobrecida em Ce .

A distribuição dos ETR nos serpentinitos é similar ao padrão apresentando pelos serpentinitos de zona de subducção oriundos de peridotitos sub-continentais exumados e hidratados durante rifteamento em OCT (*ocean-continental transition*) – Boillot *et al.* (1980), Manatschal *et al.* (2001), apresentados por Deschamps *et al.* (2013). O enriquecimento em Cs, Ba, Th, U, Ta, Pb e P pode estar relacionado a adição de fluidos ricos em elementos móveis, oriundos de rochas metassedimentares (prisma acrescionário) antes do processo de serpentinização, no canal de subducção (Deschamps 2010; Lafay *et al.*, 2013).

Os actinolititos se caracterizam como as rochas mais diferenciadas, apresentando teores maiores de CaO, Fe_2O_3 e Al_2O_3 e enriquecimento em ETR,

com visível fracionamento dos LETR aos HETR, podendo estas rochas tratarem-se de cumulados ultramáficos (piroxenitos) associados aos harzburgitos e dunitos serpentinizados.

O clorititos apresentam geoquímica típica de rochas ultramáficas, com altos teores de MgO, Al₂O₃, TiO₂, enriquecimento em ETR, com fracionamento dos LETR aos HETR.

Os talco xistos apresentam altos teores de Fe₂O₃, MgO, Al₂O₃, enriquecimento em ETR, com formato de U, com forte anomalia negativa de Eu.

Diagramas ternários de Coleman (1977) e Irvine & Baragar (1971) podem indicar uma possível origem dos serpentinitos, clorititos e talco xistos, o que sugere relação com o metamorfismo de peridotitos do tipo alpino. No entanto, os actinolitos caracterizam-se por uma origem possivelmente relacionada a cumulados máfico-ultramáficos comuns em complexos ofiolíticos.

A amostra de serpentinito selecionada para estudo isotópico é caracterizada pelos teores de Sm e Nd mais próximos de rochas ultramáficas não alteradas, 0,046 e 0,179 ppm, respectivamente (Lesnov, 2010). Tem f^{Sm-Nd} igual a -0,20 e razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ similar a da crosta continental superior sugerindo que o seu sistema isotópico pode ter sido afetado pela transformação mineralógica intensa. A amostra apresenta $\epsilon_{Nd,0}$ fortemente negativo (-15,79) com idade T_{DM} calculada de 3,29 Ga e $\epsilon_{Nd,2,1} = -4,68$, apontando forte assimilação de material mais antigo. A correlação com os isótopos de Sr é marcada pelo alinhamento ao *mantle array* e razões isotópicas similares aos granada peridotitos.

As duas amostras de cloritito analisadas apresentam valores de Sm (2,208-6,084 ppm) e Nd (6,084-30,639 ppm) elevados, incompatíveis com a natureza dessas rochas (Lesnov, 2010; Rollinson, 1993). O fator f^{Sm-Nd} varia de -0,32 a -0,39 e apresentam razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ e valores de ϵ_{Nd} para os dias atuais similares ao serpentinito analisado. No entanto, as idades T_{DM} são essencialmente paleoproterozóicas (2,06 e 2,25 Ga) com amostra NOJP-04 apresentando ϵ_{Nd} igual a +1,65 em 2,1 Ga. Apresentam altas razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ com valores similares a crosta superior, possivelmente resultante de alterações no sistema isotópico original.

A amostra de actinolito analisada apresenta valores discrepantes em relação aos isótopos de Nd sugerindo que a mesma pode ter experimentado uma evolução distinta ou ter passado por perturbações no seu sistema isotópico. Apresenta o valor

de $f^{Sm/Nd}$ igual a -0,11 e é a única amostra com épsilon de Nd positivo (+5,81). A razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ com valor igual 0,7096 é similar aos valores da litosfera subcontinental (Rollinson, 1993).

7.3 – Implicações Geodinâmicas e Correlação Regional

As rochas metamáficas e metaultramáficas do Grupo Novo Oriente podem representar, respectivamente, o registro de magmatismo máfico e rochas mantélicas subcontinentais exumadas em ambiente extensional em uma transição oceano-contidente na porção SW do DCC.

Rochas metamáficas paleoproterozóicas formadas em ambiente extensional foram descritas por Martins *et al.* (2009) na região de Algodões, porção nordeste do DCC, onde ocorrem anfibolitos com a assinatura de basaltos de plateaus oceânicos e, menos frequente, de bacias *back arc* com idade de 2.236 ± 55 Ma ($\epsilon_{Nd,t} = +2,2$) e T_{DM} Nd entre 2,26 e 2,57 Ga. Os autores sugeriram que essas rochas formaram-se possivelmente durante a colisão entre blocos continentais arqueanos para formar o supercontinente Atlântica, que mais tarde seria envolvido na assembleia do supercontinente Columbia (Zhao *et al.*, 2002; Rogers & Santosh, 2003). A similaridade entre os dados geocronológicos, a natureza e ambientes de geração poderiam indicar uma possível correlação entre as rochas metamáficas do Grupo Novo Oriente com as da Suíte Algodões. Entretanto, os seguintes pontos devem ser considerados:

- i) As idades T_{DM} Nd obtidas podem não representar o verdadeiro período de extração mantélica dos protólitos das rochas máficas de Novo Oriente em virtude das evidências de perturbações no sistema isotópico das amostras (e. g., baixas razões $^{143}Nd/^{144}Nd$; f^{Sm-Nd} entre -0,27 e -0,40);
- ii) A idade U-Pb em zircão de aproximadamente 2,1 Ga obtida por de Araújo *et al.* (2010a) para o fluxo metabasáltico intercalado na Formação Bonsucesso pode realmente representar uma idade herdada da encaixante, na qual as idades dos zircões detríticos variam de 2.049 a 2.602 Ma;

- iii) A configuração estrutural do Sub-Domínio Acaraú sugere que este pode representar um bloco alóctone trazido de NW, mais próximo do Domínio Médio Coreaú, para SE; e
- iv) A assinatura geocronológica detrítica do Grupo Novo Oriente é melhor correlacionada com rochas do embasamento situado a oeste do Lineamento Transbrasiliano (de Araújo *et al.*, 2010a).

Alternativamente, as rochas metamáficas do Grupo Novo Oriente podem ser correlacionadas com as rochas máficas de alto grau metamórfico da Faixa Eclogítica de Forquilha (FEF) – Santos *et al.* (2009), Amaral (2010a,b), situada aproximadamente 200 km a norte de Novo Oriente. Nessa região os autores reconheceram três grupos de rochas metamáficas: i) granada anfibolitos, com assinatura de basaltos de arco de ilha (IAT); ii) retroeclogitos, com padrão similar a N-T MORB's compatível com basaltos de cadeia meso-oceânica ou *back arc* de arcos intra-oceânicos; e iii) clinopiroxênio-granada anfibolitos, com assinatura de basaltos alcalinos e basaltos continentais. A partir de dados geocronológicos U-Pb, Sm,Nd e Lu-Hf, os mesmos autores propuseram ainda que parte dessas rochas teriam sido formadas durante um evento extensional no Mesoproterozóico em cerca de 1,5-1,6 Ga.

Esse período é compatível com as idades T_{DM} Nd mesoproterozóicas apresentadas por Ferreira (2008) e de Araújo *et al.* (2010a) obtidas em rochas metamáficas e metaultramáficas de Novo Oriente. No entanto, aspectos analíticos como as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ incompatíveis com a natureza das rochas analisadas, fator $f^{\text{Sm-Nd}}$ fortemente negativo ($< -0,38$) e a baixa representatividade de idades T_{DM} Nd mesoproterozóicas indicam para a necessidade da realização de estudos geocronológicos adicionais (e.g. U-Pb e Lu-Hf) a fim de atestar os registros obtidos para esse período.

Neste contexto, os protólitos das rochas metamáficas do Grupo Novo Oriente poderiam ter sido formados durante um evento extensional restrito no período Riáciano, em torno de 2,1 Ga, correlato a Suíte Algodões ou poderiam formar resquícios de uma faixa de rochas oceânicas que se estendia desde a região de Novo Oriente, passando pela região de Cariré até Forquilha.

Na fase inicial, em regime extensional marcado por extremo afinamento crustal no desenvolvimento da margem passiva pobre magmas, teria-se a exumação

e serpentinização de ampla zona do manto superior na transição continente-crosta oceânica representada pelas rochas metaultramáficas do Morro dos Pereiras (Uchoa Filho *et al.*, *submitted*; Uchoa Filho *et al.*, 2014).

Posteriormente, por volta de 600-640 Ma (a partir dos registros metamórficos regionais no DCC), as rochas da zona de transição oceano-contidente de Novo Oriente seriam metamorfasadas no contexto da destruição de bacias oceânicas por meio de zonas de subducção de idade neoproterozóica na fase colisional do Ciclo Brasileiro/Pan Africano (de Araújo *et al.*, 2010b; Amaral, 2010a, Castro, 2004; Fetter *et al.*, 2003).

A partir da similaridade do estilo estrutural das rochas do Grupo Novo Oriente e adjacentes, complexos Tamboril-Santa Quitéria e Ceará, acredita-se que as rochas metamáficas e metaultramáficas adquiriram o padrão estrutural atual e foram justapostas com as sequências metassedimentares durante a atuação do sistema transpressivo que afetou a região no âmbito da tectônica de escape lateral no estágio pós-colisional cujo Sub-domínio Acaraú foi envolvido.

8 –CONCLUSÕES

A partir das discussões e interpretações dos dados de campo, petrografia, litogeoquímica, química mineral (semi-quantitativa) e isotópicos das rochas metamáficas e metaultramáficas do Grupo Novo Oriente foi possível concluir que:

- As sequências metamáficas e metaultramáficas ocorrem associadas com rochas metapelíticas e metapsamíticas na forma de corpos lenticulares boudinados, tabulares e preservadas como lascas tectônicas em altos topográficos, concordantes com a foliação N-S e metamorfisadas em condições que variam do fácies xisto verde a anfibolito médio.
- Os dados litogeoquímicos indicam que a sequencia metamáfica consiste de rochas básicas de composição basáltica e afinidade toleítica com o termo mais primitivo representado pelos metagabros e o mais evoluído pelos metabasaltos. Apresentam assinatura que varia de E- a N- MORB com variável contaminação por componentes crustais.
- A sequênciã metaultramáfica é composta predominantemente por serpentinitos, clorititos, actinolititos, tremolititos, talco xistos ± clorita ± serpentina ± quartzo, rochas talco-silicosas e *listwanitos* subordinados. Os dados geoquímicos indicam que os serpentinitos correspondem a rochas oriundas da alteração de ultramafitos do tipo alpino (peridotitos e dunitos), empobrecidas em ETR.
- Os protólitos teriam sido formados a partir de produtos esgotados oriundos da fusão parcial do manto superior. Como resultado deste processo, os restitos ultramáficos são consideravelmente empobrecidos em ETR. Diferentemente dos serpentinitos, os actinolititos, clorititos e talco xistos apresentam enriquecimento em ETR e assinatura de rochas cumuláticas.
- Com relação à evolução geodinâmica, as sequências metamáfica e metaultramáfica do Grupo Novo Oriente representariam respectivamente, o magmatismo máfico durante o desenvolvimento de uma margem passiva pobre em magmas e parte de um manto sub-litosférico continental exumado em uma zona de transição oceano-continente (*ocean-continental transition - OCT*).

9– REFERÊNCIAS

- AHMED, A.H., ARAI, S., ABDEL-AZIS, Y.M., RAHIMI, A.** 2005. Spinel composition as a petrogenetic indicator of the mantle section in the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco. *Precambrian Research*, 138: 225-234.
- ALMEIDA, F. F. M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.** 1981. Brazilian structural provinces. *Earth-Science Reviews*, 17:1-29.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.** 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: VIII Simp. Geol. Nordeste, Campina Grande, Atas, p. 363-391.
- AMARAL W.S., SANTOS, T.J.S. & WERNICK, E.** 2010b. Occurrence and geochemistry of metamafic rocks from the Forquilha Eclogite Zone, Central Ceará (NE Brazil): geodynamic implications. *Geological Journal*, 46(2-3):137-155.
- AMARAL, W. S.** 2007. Integração de Dados Aerogeofísicos e Geológicos e sua Contribuição a Evolução Geodinâmica do Domínio Ceará Central, Província Borborema. UNICAMP. Campinas, Dissertação de Mestrado.
- AMARAL, W.S.** 2010a. Análise geoquímica, geocronológica e termobarométrica das rochas de alto grau metamórfico, adjacentes ao arco magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema. PhD. Thesis. Universidade Estadual de Campinas-SP, 274.
- AMARAL, W.S., SANTOS, T.J.S.** 2008. Airborne geophysical and tectonics of the Ceará Central Domain eastern region of the Santa Quitéria magmatic arc, Borborema Province, NE Brazil. *Brazilian journal of geophysics*, p.527-542.
- ANCELMI, M. F.** 2011. Metamorfismo e estudo de proveniência, baseado em U-Pb em zircões detríticos e isótopos de Nd, das rochas metassedimentares da Faixa Eclogítica de Forquilha (CE), NW da Província Borborema. Dissertação de Mestrado. UNICAMP. Universidade Estadual de Campinas-SP.
- ARTHAUD, M. H.** 1989. Elementos de geologia estrutural. Dep. Geologia, UFC, Apostila, Fortaleza, 122p.
- ARTHAUD, M. H., CABY, R., FUCK, R. A., DANTAS, E. L., PARENTE, C. V.,** 2008. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. In: **Pankhurst, R. J., Trouw, R. A., Brito Neves, B. B., Wit, M. J.** (eds). *West Gondwana: pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region*. Geological Society, London, Special Publications 294, 49-67.
- ARTHAUD, M.H.** 2007. Evolução Neoproterozóica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil), da sedimentação à colisão continental brasileira. PhD. Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 170.
- ASH, C.H.** 2001. Relationship between ophiolite and a gold-quartz veins in the North American Cordillera. Victoria British Columbia, Canadá. Appendix I, 127-131p.
- AZER, M., STERN, R.J.** 2007. Neoproterozoic serpentinites in the Eastern Desert, Egypt: Fragments of fore-arc mantle. *Geology*, 115: 457–472.
- AZER, M.K., KHALIL, A.E.S.** 2005. Petrological and mineralogical studies of Pan-African serpentinites at Bir Al-Edeid area, Central Eastern Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 43: 525–536.

- BARBOSA, N.S., TEIXEIRA, W., LEAL, L.R.B., , LEAL, A.B.M.,** 2013. Evolução crustal do setor ocidental do Bloco Arqueano Gavião, Cráton do São Francisco, com base em evidências U-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr. *Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, v. 13, n. 4, p. 6-88.
- BARNES, J. W.** 1995. *Basic geological mapping. The geological field guide series.* 3 ed. John Wiley & Sons, 133 p.
- BARNES, S.D.** 2000. Chromite in Komatiites, II. Modification during Greenschist to Mid Amphibolite Facies Metamorphism, *Journal of Petrology*, 41:387-409.
- BEN OTHMAN, D.; POLVÉ, M.; ALLÈGRE, C. J.** 1984. Nd-Sr isotopic composition of granulites and constrains on the evolution of the lower continental crust. *Nature*, v. 307, p. 510-515.
- BENNETT, V. C., DE PAOLO, D. J.** 1987. Proterozoic crustal history of the western United States as determined by neodymium isotopic mapping. *Geological Society of America Bulletin*, 99(5), 674-685.
- BEST, M. G.** 2003. *Igneous and metamorphic petrology.* Blackwell Science Ltd., 729 p.
- BIZZI, L. A. (Org.).** 2003. *Geologia, Tectonica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas e Sistema de Informações Geográficas SIG em DVD.* 1. ed. Brasília: Ed. Universidade de Brasília, v. 2000. 692 p
- BLUM, M. L. B.** 1999. *Processamento E Interpretação De Dados De Geofísica Aérea No Brasil Central E Sua Aplicação À Geologia Regional E À Prospecção Mineral.* Instituto De Geociências, Universidade De Brasília, Brasília, Tese De Doutorado. 229 p.
- BRITO NEVES, B. B., SCHMUS, W. R.V., SANTOS, E. J., CAMPOS NETO, M. C., KOZUCH, M.** 1995. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, p. 279-296.
- BRITO NEVES, B. B.; PASSARELLI, C. R., BASEI, M. A. S., SANTOS, E. J.** Idades U-Pb em Zircão de Alguns Granitos Clássicos da Província Borborema. *Geologia*
- BRITO NEVES, B.B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R.** 2000. Tectonic history of the Borborema Province, northeast Brazil. In: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D. A. (Eds). *Tectonic evolution of South America.* 31 st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 151-182.
- BRITON EVES, B. B., CORDANI, H. G.** 1991. Tectonic evolution of south American during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53, 23-40.
- BURKHARD, D.I.M.** 1992. Accessory chromium spinels: Their coexistence and alteration In serpentinites, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57:1297-1306.
- BURTON, K. W.; O'NIONS, R. K. ,** 1992. The timing of mineral growth across regional metamorphic sequence. *Nature*, v. 357, p. 235-238.
- CABY, R.** 1989: Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the Late Proterozoic south Atlantic fit. Dallmeyer, D.D. (ed.) *Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic orogens.* Geological Society of America, Special Papers, 230, 145-158. Cabby, R. 2003. Terrane assembly and geodynamic evolution of Central-Western Hoggar : a synthesis. *Journal of African Earth Sciences*, 37, 133-159.

- CABY, R., ARTHAUD, M.H.** 1986. Major Precambrian nappes of the Brazilian Belt. Ceará, Northeast Brazil. *Geology*, 14, 871-874.
- CARNEIRO, M.A., TEIXEIRA, W., CARVALHO JÚNIOR, I.M., PIMENTEL, M.M., OLIVEIRA, A.H.**, 2004. Comportamento dos Sistemas Sm-Nd e Rb-Sr da Seqüência Acamadada Máfico-Ultramáfica Ribeirão dos Motas (Arqueano), Cráton São Francisco Meridional: Evidências de Enriquecimento Mantélico e Fracionamento Isotópico. *Geol. USP Sér. Cient.*, São Paulo, v. 4, n. 2, p. 13-26.
- CASTRO, N.A.** 2004. Evolução geológica proterozóica da região entre Madalena e Taperuaba, domínio tectônico Ceará Central (Província Borborema). Phd thesis, Universidade de São Paulo, Brazil, 212.
- CASTRO, N.A., DE ARAUJO, C. E. G., BASEI, M. A. S., OSAKO, L. S., NUTMAN, A. A., LIU, D.**, 2012. Ordovician A-type granitoid magmatism on the Ceará Central Domain, Borborema Province, NE-Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 36: 18-31.
- CAVALCANTE, J.C., VASCONCELOS, A.M., MEDEIROS, M.F., PAIVA, I.P., GOMES, F.E.M., CAVALCANTE, S.N., CAVALCANTE, J.E., MELO, A.C.R., DUARTE NETO, V.C. & BENEVIDES, H.C.** 2003. Mapa Geológico do Estado do Ceará – Escala 1:500.000. Fortaleza, Ministério das Minas e Energia, CPRM.
- CAXITO F.A.** 2013. Geotectônica e evolução crustal das faixas Rio Preto e Riacho do Pontal, estados da Bahia, Pernambuco e Piauí. Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Tese de Doutorado, Belo Horizonte, 288 p.
- COLEMAN, R. G.** 1977. Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere? Springer Verlag, 229 pp
- CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.** 2006. Projeto Aerogeofísico Novo Oriente. Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos.
- CRÓSTA, A., P. & MOORE, J. McM.** Enhancement of Landsat Thematic Mapper imagery for residual soil mapping in SW Minas Gerais State, Brazil: A prospecting case history in Greenstone Belt Terrain. In: Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology, Calgary, p.1173-1187, 1989.
- DAVIS, G. H.; REYNOLDS, S. J.** (1996) Structural geology of rocks and regions. 2.ed, John Wiley, 776p.
- DAVIS, G. H.; REYNOLDS, S. J.** (1996) Structural geology of rocks and regions. 2.ed, John Wiley, 776p.
- DE ARAÚJO, C. E. G., CORDANI, U. G., BASEI, M. A.S., CASTRO, N. A., SATO, K., SPROESSER, W. M.** 2012b. U–Pb detrital zircon provenance of metasedimentary rocks from the Ceará Central and Médio Coreaú Domains, Borborema Province, NE-Brazil: Tectonic implications for a long-lived Neoproterozoic active continental margin. *Precambrian Research*, 206– 207, 36– 51.
- DE ARAÚJO, C. E. G., COSTA, F. G., PINÉO, T. R. G., CAVALCANTE, J. C., MOURA, C. A. V.** 2012a. Geochemistry and 207Pb/206Pb zircon ages of granitoids from the southern portion of the Tamboril-Santa Quitéria granitic-migmatitic complex, Ceará Central Domain, Borborema Province (NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 33, 21-33.

- DE ARAÚJO, C.E.G, PÍNEO, T.R.G, CABY, R., COSTA, F.G., CAVALCANTE, J.C., VASCONCELOS, A.M., RODRIGUES, J.B.** 2010a. Provenance of the Novo Oriente Group, southwestern Ceará Central Domain, Borborema Province (NE-Brazil): A dismembered segment of a magma-poor passive margin or a restricted rift-related basin? *Gondwana Research*, 6: 265-273.
- DE ARAÚJO, C.E.G., PINEO, T.R.G., CALADO, B.O., GOMES, I., CAVALCANTE, J.C.** 2010b. Geologia e Recursos Minerais da Folha Novo Oriente – SB.24-V-C-VI, Estados do Ceará e Piauí, Escala 1:100.000. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Residência de Fortaleza.
- DE ARAÚJO, C.E.G., PINEO, T.R.G., CALADO, B.O., GOMES, I., CAVALCANTE, J.C.** 2011. Mapa Geológico da Folha Novo Oriente (SB-24-V-C-VI) – Escala 1:100.000. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Residência de Fortaleza.
- DE HOOG, J.C.M., JANÁK, M., VRABEC, M., HATTORI, K.H.,** 2011. Ultramafic cumulates of oceanic affinity in an intracontinental subduction zone: Ultrahigh-pressure garnet peridotites from Pohorje (Eastern Alps, Slovenia). In: Dobrzhinetskaya, L., Cuthbert, S., Faryad, W. (Eds.), “Ultrahigh pressure metamorphism”, Elsevier, Amsterdam, DOI: 10.1016/B978-0-12-385144-4.00012-6.
- DE PAOLO, D. J.** 1981. Neodimium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291, 193-196.
- DE PAOLO, D. J.** 1988. Neodymium isotope geochemistry. Berlin: Springer-Verlag, 187p.
- DE PAOLO, D.J., WASSEBURG, G.J.,** 1976. Inferences about magma sources and mantle structure from variations $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. *Geophysics Research Letters*. 3:743-746.
- W.A. DEER, R.A. HOWIE, AND J. ZUSSMAN.** 1992. An Introduction to the Rock-forming Minerals. Essex: Longman Scientific and Technical; New York: Wiley. 2nd ed. 696pp.
- DESCHAMPS, F.** 2010. Caractérisation in situ des serpentines en contexte de subduction: De la nature à l’expérience. Phd Thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, 402.
- DESCHAMPS, F., GODARD, M., GUILLOT, S., HATTORI, K.** 2013. Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review, *LITHOS*.
- DESCHAMPS, F., GUILLOT, S., GODARD, M., ANDREANI, M., HATTORI, K.,** 2011. Serpentinites act as sponges for fluid mobile elements in abyssal and subduction zone environments. *Terra Nova* 23:171-178.
- DESMURS, L., MUNTENER, O., MANATSCHAL, G.,** 2002. Onset of magmatic accretion within a magma-poor passive margin: a case study from the Err–Platta ocean–continent transition, Eastern Switzerland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144, 365–382.
- DICK, H.J., BULLEN, T.** 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine type peridotite and spatially associated lavas, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, p. 54-76.
- DICKIN, A.P.** 2005. Radiogenic Isotope Geology. 2^a Ed. New York: Cambridge University Press. 490p.

- ESRI.** 2009. ArcGIS DeskTop manuals.
- FARAHAT, E.S.** 2008. Chrome-spinels in serpentinites and talc carbonates of the El Ideid-El Sodmein District, central Eastern Desert, Egypt: their metamorphism and petrogenetic implications. *Chemie der Erde Geochemistry*. 68:196-205.
- FAURE G., MENSING T. M.** 2005. *Isotopes. Principles and applications*. John Willey, New York. 897p.
- FERREIRA, I. G.** 2008. Aspectos geológicos, estruturais e geocronológicos da Sequência Metavulcano-Sedimentar de Novo Oriente-CE. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Ceará.
- FETTER, A.H.** 1999. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of Gondwana. PhD. Thesis, Dept. of Geology, Kansas University, USA.
- FETTER, A.H., SANTOS, T.J.S., VAN SCHMUS, W.R., HACKSPAKER, P.C., BRITO NEVES, B.B., ARTHAUD, M.H., NOGUEIRA NETO, J.A., WERNICK E.** 2003. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, 6, 265-273.
- FETTER, A.H., VAN SCHMUS, W.R., SANTOS, T.J.S., ARTHAUD, M. & NOGUEIRA NETO, J.A.** 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the paleoproterozoic supercontinent Atlantica. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:102-106.
- FRANKE, D.** 2013. Rifting, lithosphere breakup and volcanism: Comparison of magma-poor and volcanic rifted margins. *Marine and Petroleum Geology*, 43: 63-87.
- FRY, N.** 1984. *The field description of metamorphic rocks. The geological field guide series*. John Wiley & Sons, 110 p.
- FUJIMORI, S.; FERREIRA, Y. A.** 1970. *Introdução ao uso do microscópio petrográfico*. UFBA, Salvador, 202 p.
- GARCIA, M. G. M. ; ARTHAUD, M. H. ; SANTOS, T. J. S. ; NOGUEIRA NETO, J. A.** 2006. Retroeclogitos nas nappes brasileiras do Domínio Ceará Central, Província Borborema: dados texturais e termobarométricos preliminares. In: XLIII Congresso Brasileiro de Geologia, 2006, Aracaju. Anais, p. 23-23.
- GARCIA, M. G. M., ARTHAUD, M. H.** 2004. Caracterização de trajetória P-T em nappes brasileiras: região de Boa Viagem – Ceará Central (NE do Brasil). *Revista de Geologia*. 17, 173-191.
- GIOIA, S. M. C. I.; PIMENTEL, M. M.** The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 72, p. 219-245, 2000.
- HACKSPACHER, P.C.; VAN SCHMUS, W.R.; DANTAS, E.L.** 1990. Um embasamento Transamazônico na Província Borborema. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36., Natal. Anais. Natal: SBG, 1990. v.6, p.683-2696.
- HATTORI, K.H., GUILLOT, S.** 2007. Geochemical character of serpentinites associated with high- to ultrahigh pressure metamorphic rocks in the Alps, Cuba, and

the Himalayas: Recycling of elements in subduction zones. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 8.

HAWKESWORTH, C. J., KEMPTON, P. D., ROGERS, N.W., ELLAM, R. M. AND VAN CALSTEREN, P.W. C. 1990. Continental mantle lithosphere, and shallow level enrichment processes in the Earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 96, 256–68.

HEINRICH, E. W. 1970. Identificación microscópica de los minerales. GARCIA, E.M. (trad.), Ediciones URMO, Bilbao, 456p.

HELLEBRAND, E., SNOW, IE., DICK, RIB., HOFMANN, A.W. 2001. Coupled major and trace elements as indicator of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites, *Nature*, 410: 677-681

INSTITUTO DE PESQUISA E ESTRATÉGICA ECONÔMICA DO CEARÁ - IPECE. 2011. Perfil Básico Municipal: município de Novo Oriente.

IRVINE, T.N. 1965a. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 1. Theory, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 2: 648-672.

IRVINE, T.N. 1965b. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part II. Petrogenetic applications, *Canadian Journal of Earth Sciences* 4:72-103.

IRVINE, T.N., BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth Sci.*, 8:523-548.

JENSEN L.S. 1976. A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks. Ontario Division of Mines, Misc., Paper 66.

KAPSIOTIS, A.GRAMMATIKOPOULOS T., KARIPI S.T,HATZIPANAGIOTOU K. 2007. On the metamorphic modification of cr-spinel compositions from the ultrabasic rocks of the pindos ophiolite complex (nw greece). *bulletin of the geological society of greece*, p. 781-793.

KLEIN, C., HURLBUT JR., E. 1998. Manual of mineralogy (After J.D. Dana), 21 edition, revised, 596 p.

KODOLÁNYI, J., PETTKE, T., SPANDLER, C., KAMBER, B.S., GMÉLING, K. 2012. Geochemistry of ocean floor and forearc serpentinites: Constraints on the ultramafic input to subduction zones. *Journal of Petrology* 53: 235–270.

LAFAY, R., DESCHAMPS, F., SCHWARTZ, S., GUILLOT, S., GODARD, M., DEBRET, B., NICOLLET, C. 2013. High-pressure serpentinites, a trap-and-release system controlled by metamorphic conditions: Example from the Piedmont zone of the western Alps. *Chemical Geology* 343: 38-54.

LEBAS, M.J., LEMAITRE, R.W., STRECKEISEN, A. AND ZANETTIN, B. (1986). A Chemical Classification of Volcanic-Rocks Based on the Total Alkali Silica Diagram. *Journal of Petrology* 27(3): 745-750.

LESNOV, F. P. 2010. Rare earth elements in ultramafic and mafic rocks and their minerals, Library of Congress Cataloging-in-Publication Data, 1: 1-69.

LESQUER, A., BELTRÃO, J.F., DE ABREU, F.A.M. 1984. Proterozoic links between northeastern Brazil and West Africa: a plate tectonic model based on gravity data. *Tectonophysics*, 110, 9-26.

LOUGHLIN, W.P. 1991. Principal Component Analysis for Alteration Mapping. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, v.57, n.9, September, p.1163-1169.

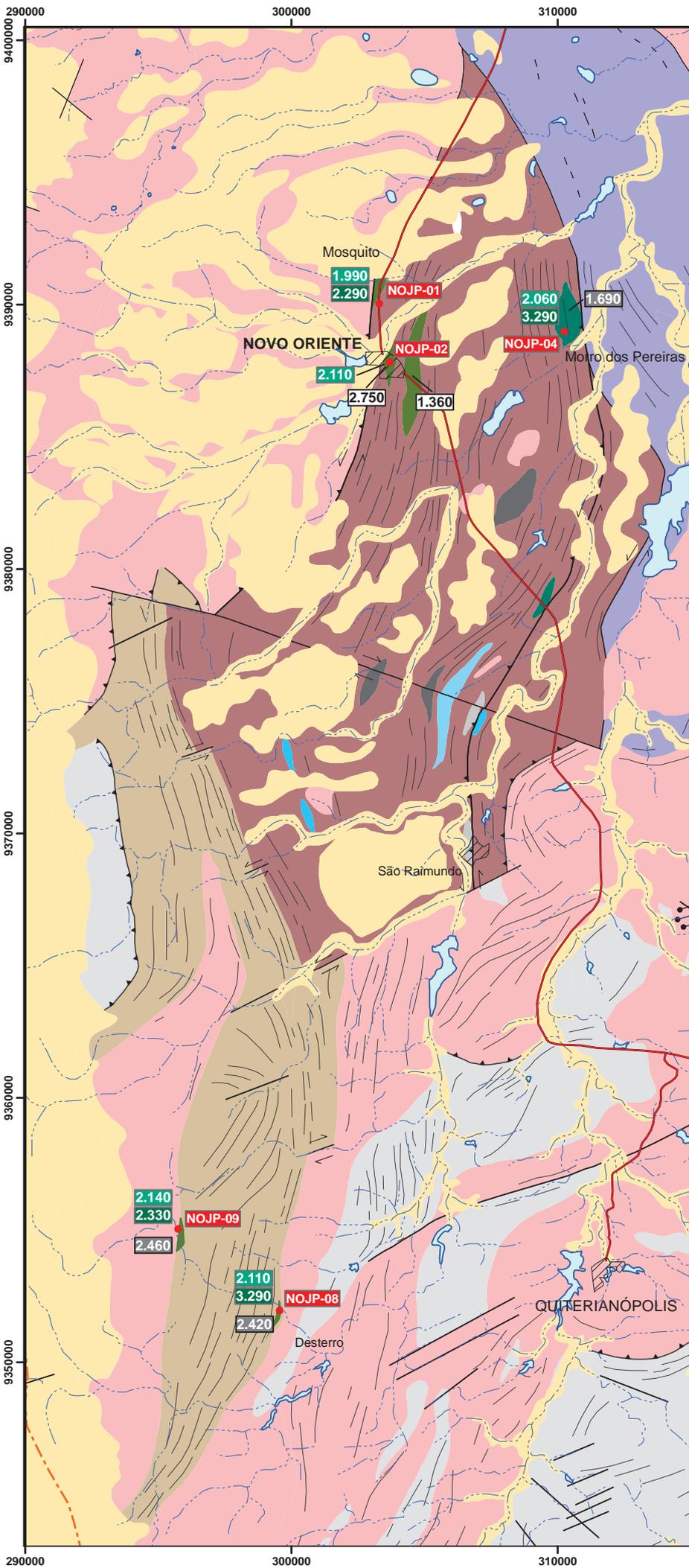
- MAALOE, S. AND AOKI, K.** 1977. The major element composition of the upper mantle estimated from the composition of Iherzolites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 63, 161–73.
- MACKENZIE, W. S; GUILFORD, C.** 1980. Atlas of rock-forming minerals in thin section. Longman, 98p.
- MANATSCHAL, G.** 2004. New models for evolution of magma-poor rifted margin based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps. *International Journal of Earth Sciences* 93: 432–466.
- MANATSCHAL G, FROITZHEIM N, RUBENACH MJ, TURRIN, B.** 2001. The role of detachment faulting in the formation of an ocean-continent transition: insights from the Iberia Abyssal Plain. In: Wilson RCL, Whitmarsh RB, Taylor B, Froitzheim N (eds) *Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: Evidence from Land and Sea*. Geol Soc (London), Spec Publ 187, pp 405–428.
- MANTOVANI, M.S.M., RUGENSKI, A., DIOGO, L.A., SHUKOWSKY, W.** 2005. Integrated geophysical investigation of a possible new alkaline occurrence in SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 20, Issue 3, December 2005, 259-266 p.
- MARTINS, G., OLIVEIRA, E.P., LAFON, J.M.** 2009. The Algodões amphibolite-tonalite gneiss sequence, Borborema Province, NE Brazil: Geochemical and geochronological evidence for Paleoproterozoic accretion of oceanic plateau/back-arc basalts and adakitic plutons. *Gondwana Research*:15: 71-85.
- MCDONOUGH W. F. AND SUN S.-S.** 1995. Composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120: 223–253.
- MENZIES, M. A.** 1989. Cratonic, circumcratonic and oceanic mantle domains beneath the Western United States. *J. Geophys. Res.* 94, 7899–915.
- MONIÈ, P.; CABY, R.; ARTHAUD, M. H.** 1997. Timing of the Neoproterozoic Brasiliano orogeny in northeast Brazil: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and petrostructural data from Ceará. *Precambrian Research*, Berlin, n. 81, p. 241-264.
- MOODY, J.B.** 1979. Serpentinites, splites and ophiolite metamorphism. *Canadian Mineralogist*, 17: 871-887.
- MULLEN, E. D.** 1983. $\text{MnO}/\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 62, p. 53-62.
- O'HANLEY, D.S.** 1996. *Serpentinites: Records of Tectonic and Petrological History*: New York, Oxford University Press, 277.
- OLIVEIRA J. F., CAVALCANTE, J. C.** 1993. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil: Folha Mombaça SC.24-V-D-V. Estado do Ceará. Escala 1:100.000. Brasília, DNPM/CPRM.
- OLIVEIRA, M.A.F., MANIESI, V., TEIXEIRA, W., DAITX, E.C.,** 2002. Caracterização Isotópica de Metabasitos e Anfibolitos dos Grupos Açungui e Setuva na Porção Sul da Faixa Ribeira. *Geol. USP Sér. Cient.*, São Paulo, v. 2, p. 161-170.
- PAIXÃO, M.A.P.** 2009. Complexo ofiolítico Quatipuru, Pará, Brasil. Phd Thesis. Brasília: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 118.

- PASSCHIER, C. W.;** Myers, J. S; Kroner, A. (1993) Geologia de campo de terrenos gnáissicos de alto grau. FIGUEIREDO, M.C.H. (trad.), Sao Paulo: Ed. da USP, 188p.
- PEARCE J.A.** 2008 Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100:14-48.
- PEARCE, J. A.** 1982. Trace Element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE, R.S. (ed.). *Andesites*. Wiley, Chichester, p. 525-548.
- PEARCE, J.A., CANN, J.R.** 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. *Earth & Planetary Science Letters*, 19: 290-300.
- PEARCE, J.A., NORRY, M.J.,** 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral Petrol.* 69, 33–47.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G.** 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, v.25, n. 4, p. 956-983
- PEARCE, J.A., CANN, J.R.** 1971. Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth Planet Sciences Letters*. 12, 339-349.
- PEARCE, T. H., GORMAN, B. E., BIRKETT, T. C.** 1977. The relationships between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36, p. 121-132.
- PÉREZ-GUSSINYÉ, M., RESTON, T.J.** 2001. Rheological evolution during extension at passive non-volcanic margins: onset of serpentinization and development of detachments to continental break-up. *Journal of Geophysical Research* 106: 3691–3975.
- PIMENTEL, M.M., SILVA, M.G.,** 2003. Sm–Nd age of the Fazenda Brasileiro Gabbro, Bahia, Brazil: example of robust behavior of the Sm–Nd isotopic system under extreme hydrothermal alteration. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences* 75 (3), 383–392.
- PINHEIRO M.A.P.** 2008. Geologia e petrologia de rochas ultramáficas ofiolíticas neoproterozóicas de alto grau da Folha Andrelândia, porção sul do Cráton São Francisco, Minas Gerais. Dissertação Mestrado, Departamento de Geologia, UFOP, 168.
- RESTON, T. J., KRAWCZYK, C.M., HOFFMANN, H.J.** 1995. Detachment tectonics during Atlantic rifting: analysis and interpretation of the S reflection, the west Galicia margin. In: Scrutton RA, Stoker MS, Shimmield GB, Tudhope AW (eds) *The Tectonics, Sedimentation and Palaeoceanography of the North Atlantic Region*. *Geol Soc Spec Publ*, 90, pp 93–109.
- RESTON, T.J.** 2009. The structure, evolution and symmetry of the magma-poor rifted margins of the North and Central Atlantic: A synthesis. *Tectonophysics*. 468: 6-27.
- ROEST, W. R., PILKINGTON, M.** 1993. Identifying remanent magnetization effects in magnetic data: *Geophysics*, 58, 653–659. ROEST, W. R., Pilkington, M. 1993. Identifying remanent magnetization effects in magnetic data: *Geophysics*, 58, 653–659.
- ROLLINSON, H.R.** 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific & Technical, Essex, England, 352.

- RUDNICK, R.L., GAO, S.** 2003. The Composition of the Continental Crust, pp. 1-64. In *The Crust* (ed. R.L. Rudnick) Vol. 3, *Treatise on Geochemistry* (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian), Elsevier-Perigamon, Oxford.39-51.
- SANTOS, E.J., SCHMUS, W.R.V., KOZUCH, M., BRITO NEVES, B.B.** 2010. The Cariris Velho tectonic event in Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 29: 61-76.
- SANTOS, T. J. S. ; GARCIA, M. G. M. ; AMARAL, W.S. ; CABY, R. ; WERNICK, E., ARTHAUD, M. H. ; DANTAS, E. L. ; SANTOS, H. M.** 2009. Relics of eclogite facies assemblages in the Ceará Central Domain, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, p. 454-470.
- SAUMUR, B.-M., HATTORI, K.H.** 2013. Zoned Cr-spinel in forearc serpentinites along the northern Caribbean Margin, Dominican Republic. *Mineralogical Magazine* 77: 117-136.
- SCHOBENHAUS, C., CAMPOS, D.A.** 1984. A evolução da Plata-Forma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: Schobbenhaus C., Campos, D.A., Derze, G.R. & Asmus, H.E. (eds) *Geologia do Brasil*. Ministério das Minas e Energia/Departamento Nacional da Produção Mineral, Brasília, 9-53.
- SHERVAIS, J. W.** 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 59, n. 1, p. 101-118.
- SILVA A.M.** 1999. Geophysical and Geological Data Integration Using a New Statistical Approach for Mineral Target Selection Applied to the Rio das Velhas Greenstone Belt, Quadrilátero Ferrífero. Inst. de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado.
- SILVA, L.C. DA, ARMSTRONG, R., PIMENTEL, M.M, SCANDOLARA, J., RAMGRAB, G., WILDNER, W., ANGELIM, L.A.A., VASCONCELOS, A.M., RIZZOTO, G., QUADROS, M.L.E.S., SANDER, A., ROSA, A.L.Z.** 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP. Parte III: Província Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Jurena. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 32, p. 529-544,
- SPRY, A.** 1969. *Metamorphic textures*. Pergamon Press, 350 p.
- STRIEDER A.J., NELSON, A.A.** 1992. Serpentinização e metassomatismo em rochas ultramáficas: discussão das características e recomendações para o tratamento geoquímico. *Revista Brasileira de Geociências*, 22:329-337
- SUN, S.S., MCDONOUGH, W.F.** 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. & Norry, M.J. (eds). *Magmatism in ocean basins*. Geological Society of London, Spec. Pub. 42: 313-345.
- TASSINARI, C. C. G.; MUNHÁ, J. M. U.; TEIXEIRA, W.; PALÁCIOS, T.; NUTMAN, A. P.; CESAR SOSA, S.; SANTOS, A. P.; CALADO, B. O.** , 2004. The Imataca Complex, NW Amazonian Craton, Venezuela: crustal evolution and integration of geochronological and petrological cooling histories. *Episodes*, Vol. 27, no.1.
- TAYLOR, S. R.; McLENNAN, S. M.** 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford, Blackwell. 312 p.

- THORPE, R. S; Brown, G. C.** 1985. The field description of igneous rocks. The geological field guide series. John Wiley & Sons, 154p.
- TORRES, P.F.M., CAVALCANTE, J. C., SMITH, E.P., VASCONCELOS, A.M., OLIVEIRA, F.V.** 2010. Mapa Geológico da Folha Quixadá (B-24-V-C-VI). CPRM – SBG – Serviço Geológico do Brasil, Fortaleza-Ce, Escala 1:250.000.
- TOURLIERE, B., PERRIN, J., LE BERRE, P., PASQUET, J.F.,** 2003. Use of airborne gamma-ray spectrometry for kaolin exploration. *Journal of Applied Geophysics*. 53, 91-102.
- TROMPETTE, R.** 1994. *Geology of Western Gondwana*. Rotterdam: Balkema. 350p.
- TUCKER, M. E.** 1996. The field description of sedimentary rocks. Open University, 2 ed., 115 p. USP: Série Científica, São Paulo, v. 3, p. 25-138, 2003.
- UCHÔA FILHO, E. C., AMARAL, W. S., PARENTE, C. V., FUCK, R. A., PITOMBEIRA, . P. A., COSTA, F. G.,** *Submitted*. Petrography and geochemistry of the Novo Oriente metaultramafic sequence-Ceará, Brazil: vestiges of a transitional ophiolite or magma-poor passive margin. *Geoscience Frontiers*.
- UCHOA FILHO, E. C. ; AMARAL, W. S. ; PITOMBEIRA, J. P. A. ; PARENTE, C. V.** 2014. Petrografia da sequência metaultramáfica de Novo Oriente-CE: vestígios de um ofiolito transicional ou uma margem passiva pobre em magma. *Revista de Geologia (Fortaleza)*.
- VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B.; HACKSPACHER, P.; BABINSKI, M.** 1995. U-Pb and Sm-Nd geochronological studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Journ. South Am. Earth Sci.*, 8(3-4): 267-288.
- VERNON, R. H. V.** 2004. *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press, 594 p.
- WERNICK, E.** 2004. Rochas magmáticas: conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica. UNESP, Rio Claro, 655 p.
- WHITMARSH, R.B., MANATSCHAL, G., MINSHULL, T.A.,** 2001. Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. *Nature* 413: 150–154.
- WHITNEY. D.L, EVANS, B.W.** 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist, Volume 95, pages 185–187*.
- WILSON, M.** 1991. *Igneous Petrogenesis*, Harper Collins Acad. 466 p.
- WINCHESTER, J. A, FLOYD, P. A.** 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20:325-343.
- WOOD, D.A.,** 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11-30.
- YARDLEY, B. W. D.** 1994. *Introdução a petrologia metamórfica*. FUCK, R.A. (Trad.). Editora UNB, Brasília, 340p.
- ZINDLER, A., HART, S. R.** 1986. Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 14, 493–571.

ANEXOS



1:150.000
 0 1,25 2,5 5 7,5 10 km

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR
 Origem da quilometragem UTM: Equador e meridiano central -39°W
 Datum Horizontal: WGS-84 Zona: 24 sul
 Declinação magnética em 2009: 22°30' W, cresce 2,8' anualmente

CONVENÇÕES

Área de estudo
 Área urbana
 Estrada pavimentada
 Pontos selecionados para estudo de detalhe

Idades Sm-Nd T(DM) Ma

1.990 Mais jovem	2.750 Ferreira (2008)
2.290 Mais antiga	1.360 de Araújo et al. (2010)

Traço Dúctil
 Falha Transcorrente Dextral
 Falha Transcorrente Sinistral
 Zona de Cisalhamento Compressional
 Zona de cisalhamento transpressional sinistral

UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

Coberturas Fanerozoicas
 Diques Guaribas

NEOPROTEROZOICO

Complexo Tamboril-Sta Quitéria

Granitóides, migmatitos
 Calcissilicáticas, paragneisses, metavulcânicas

Unidade Morro dos Torrões

Calcissilicáticas, paragneisses, metavulcânicas

PROTEROZOICO INDIVISO-NEOPROTEROZOICO

Grupo Novo Oriente

Fm. Bonsucesso

Metabásicas
 Quartzitos, metaconglomerados

Fm. Caraúbas

Metacalcário dolomítico
 Calcio-silicáticas
 Metaconglomerados
 Metacherts, Turmalinitos
 Metabásicas
 Metaultrabásicas
 Xistos, filitos

PALEOPROTEROZOICO

Complexo Canindé do Ceará

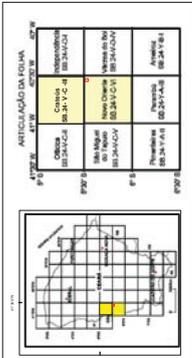
Gnaisses, migmatitos

ANEXO 1: MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE NOVO ORIENTE (CE)

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
Geoquímica e Geocronologia das Rochas Metamáficas e Metaultramáficas do Grupo Novo Oriente, SW do Domínio Ceará Central, Província Borborema

Autor: João Paulo Araújo Pitombeira
Orientador: Prof. Dr. Wagner da Silva Amaral



PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERIDIANO CENTRAL
 Origem da coordenagem UTM Equador e meridiano central 37°W
 Distúncia magnética em 2001: 22 237 W, erro de 2,3" anualmente

ARTICULAÇÃO DA FOLHA	
Quilômetro	Gradação
0	00
1	00
2	00
3	00
4	00
5	00
6	00
7	00
8	00
9	00
10	00
11	00
12	00
13	00
14	00
15	00
16	00
17	00
18	00
19	00
20	00
21	00
22	00
23	00
24	00
25	00
26	00
27	00
28	00
29	00
30	00
31	00
32	00
33	00
34	00
35	00
36	00
37	00
38	00
39	00
40	00
41	00
42	00
43	00
44	00
45	00
46	00
47	00
48	00
49	00
50	00
51	00
52	00
53	00
54	00
55	00
56	00
57	00
58	00
59	00
60	00
61	00
62	00
63	00
64	00
65	00
66	00
67	00
68	00
69	00
70	00
71	00
72	00
73	00
74	00
75	00
76	00
77	00
78	00
79	00
80	00
81	00
82	00
83	00
84	00
85	00
86	00
87	00
88	00
89	00
90	00
91	00
92	00
93	00
94	00
95	00
96	00
97	00
98	00
99	00
100	00

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Área de estudo
- Drainagem intermitente
- Curvas de nível
- Lagás temporárias
- Localidade
- Trilhas
- Estrada sem revestimento

SÍMBOLO / LITOTIPOS(S)

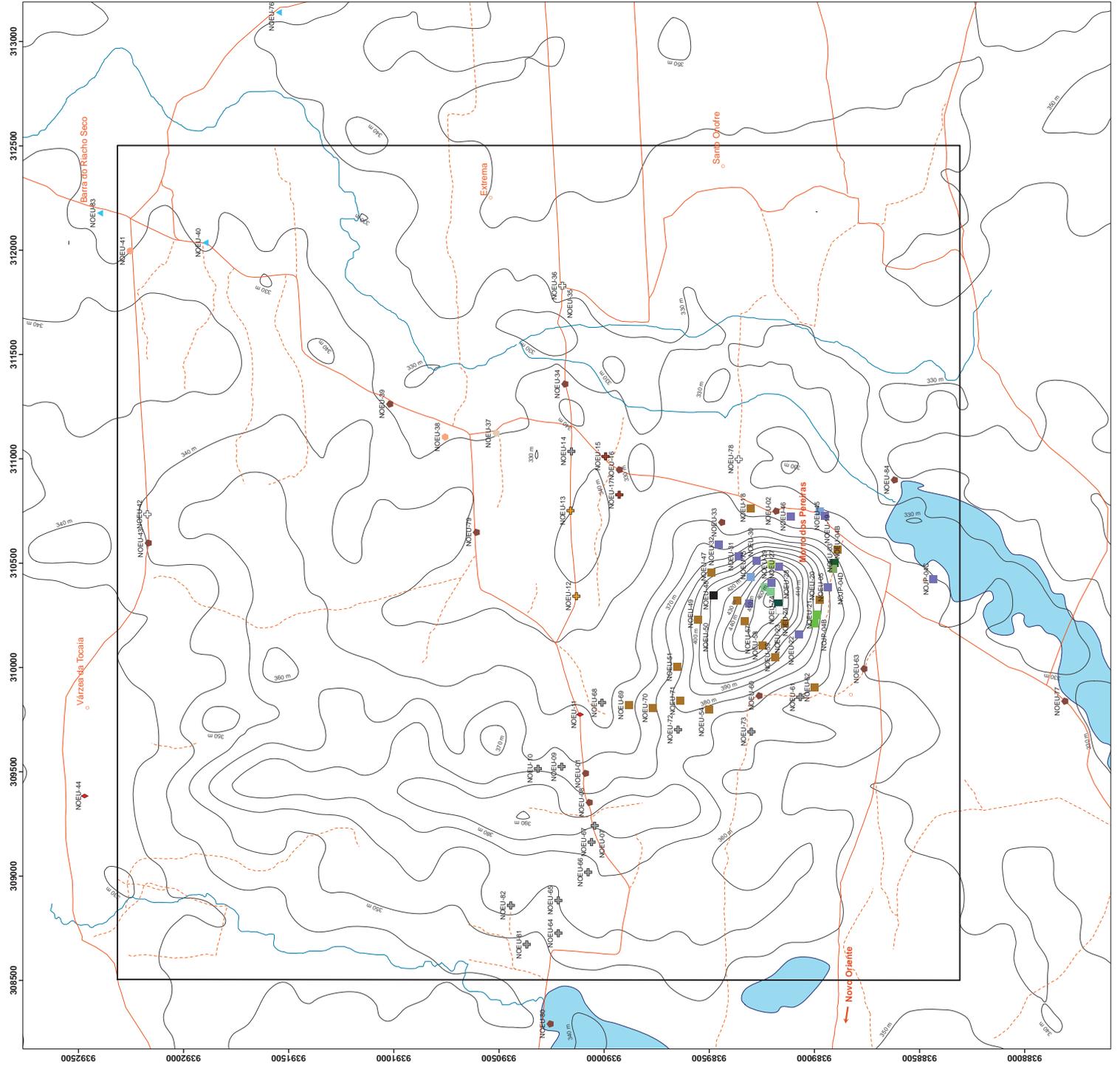
- Depósitos aluviais - Sedimentos inconsolidados argilosos, argilo-arenosos, quartzosos e calcários.
- Granulito - Rocha intrusiva de composição granítica, levemente foliada, cor rosa a cinza.
- Rochas calcossilicáticas, bandadas ou maciças, compostas por diopáside-pagioclásio.
- Jaspé, meta-chert, tumalinitas (blocos).
- Jaspé (bloco).
- Murchison - Rochas fibrosas ou maciças compostas por quartzos e tumalinas, com pouco óxido de ferro. Estalita?
- Concentração de quartzos leitosos (bloco).
- Metapelitos - Filitos compostos por granada+ biotita+ muscovite+ quartzo+ mica verde e veios de quartzos concêntricos com talpaça de Si.
- Xistos - Biotita xistos com veios de quartzos.
- Metagranitoides - Rocha maciça, de textura fina a média, composta por albita+ortoclasio com pouca biotita.
- Rocha metabasáltica alterada hidrotermalmente por silicificação, composta predominantemente por calcidônia, epidota, hornblenda, actinolita e clorita, com veios de Cr-espinélio e bordas de magnetita.
- Rocha metabasáltica composta por talco+quartzos (assembléia de máxima hidratação).
- Mamoret? Rocha maciça de cor branca a cinza (bloco).
- Actinolitos - Rocha de cor verde, composta por actinolita+ corne + serfite e minerais resquizes bastantes alterados (qpr+).
- Rocha metamárfica composta por talco+quartzos (assembléia de máxima hidratação).
- Talco-clorita xistos - Rocha xistosa de cor verde composta por talco-clorita e pouca serpentina.
- Serpentinites - Rochas compostas por serpentina e spaxos (magnetita). Apresentam coloração verde escura covada.
- Serpentinitos maciços compostos por serpentina+spaxos, veios de serpentina fibrosa e sílica amorfa.
- Talco xistos composto predominantemente por talco+serpentina (cristalita).

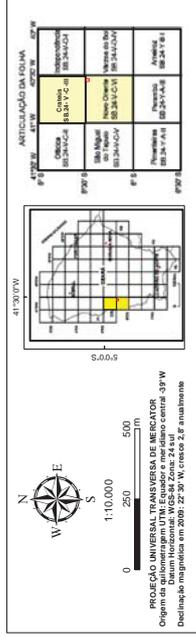
ANEXO 2 - MAPA DE PONTOS DA REGIÃO DO MORRO DOS PEREIRAS

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
 CENTRO DE CIÊNCIAS
 DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
 PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
 DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Geomineralogia e Geoquímica das Rochas Metamórficas e Metasedimentares do Grupo Novo Oriente, SW do Domínio Ceará Central, Província Borborema

Autor: João Paulo Araújo Piombalin
 Orientador: Wagner da Silva Amaral





CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Área de estudo
- Denagem intermitente
- Lagoas temporárias
- Curvas de nível
- Trilhas
- Localidade
- Estrada sem revestimento

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Foliação
- Falha de empurrão
- Falha ou zona de cisalhamento transposicional sinistral
- Trinco de nível
- Contato litológico inferior
- Linhação de estiramento

UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

CENOZOICO

- Q2a - Depósitos aluvionares - sedimentos inconsolidados, argilosos, argilo-arenosos, quartzosos e calcários.

NEOPROTEROZOICO

- Complexo Tamboril - Santa Quitéria** - Granitoide Santa Quitéria - facies intrusiva de composição granítica, levemente foliada, com rosa a cinzentadas.
- Unidade Morro dos Torrões** - Rochas calcissilicáticas, metamargas, bandadas ou maciças; Tsqmt - metaquarzófilos, rocha maciça composta por albita e carbonatos.

PROTEROZOICO INDIVISO - NEOPROTEROZOICO

- Grupo Novo Oriente**
- Seqüência metapelítica** - Metapelitos - filitos compostos por granada + biotita + muscovita + quartzo +/- turmalina e níveis de quartzo concordantes com foliação regional.
- PNPmp** - Xistos - clorita-biotita xistos com níveis de quartzo.
- PNPpx** - Seqüência metaxalativa (meta-xalitos?).
- PNPmc** - Metacarbonatos/turmalinos - rochas bandadas ou maciças compostas quartzo e turmalina, com pouco óxidos de ferro.
- PNPmu** - Seqüência metautotâmica - laticos xistos, talco-dorita xistos, talco-silicatos, tremolíticos, listvanitos com ou sem cromita, cloriticos.

ANEXO 3 - MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DO MORRO DOS PEREIRAS

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
 DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
 PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
 Geotécnicas e Geoconologia das Rochas Metamórficas e Metautotâmicas do Grupo Novo Oriente, SW do Domínio Ceará Central, Província Borborema

Autor: João Paulo Araújo Plumbreira
 Orientador: Wagner de Silva Amari

