



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO n° 428

**PETROGRAFIA, CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA E
SIGNIFICADO GEOLÓGICO DOS METASSILEXITOS E
FORMAÇÕES FERRÍFERAS DO GRUPO TOCANTINS,
CENTRO-OESTE DO CINTURÃO ARAGUAIA**

Dissertação apresentada por:

NIVIA OLIVEIRA DA COSTA

Orientador: Prof. Dr. Raimundo Netuno Nobre Villas (UFPA)

**BELÉM
2013**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Sistema de Bibliotecas da UFPA

C837p

Costa, Nivia Oliveira da

Petrografia, caracterização química e significado geológico dos metassilexitos e formações ferríferas do Grupo Tocantins, centro-oeste do Cinturão Araguaia / Nivia Oliveira da Costa – 2013

xvi, 58 f. : il.

Orientador: Raimundo Netuno Nobre Villas

Dissertação (mestrado em geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2013.

1. Rochas sedimentares - Tocantins. 2. Metassilexitos. 3. Formações ferríferas. 4. atividade exalativa. 5. Grupo Tocantins. 6. Cinturão Araguaia. I. Villas, Raimundo Netuno Nobre, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22^a ed.: 552.5098117



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**PETROGRAFIA, CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA E SIGNIFICADO
GEOLÓGICO DOS METASSILEXITOS E FORMAÇÕES FERRÍFERAS
DO GRUPO TOCANTINS, CENTRO-OESTE DO CINTURÃO
ARAGUAIA**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

NIVIA OLIVEIRA DA COSTA

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.**

Data de Aprovação: 19 / 11 / 2013

Banca Examinadora:


Prof. Raimundo Netuno Nobre Villas
(Orientador-UFGA)


Prof. Carlos Alberto Rosiere
(Membro-UFGA)


Prof. Joel Buenano Macambira
(Membro-UFGA)

Dedico este trabalho a meus pais José e Lindalva, que foram responsáveis em grande parte pela formação do meu caráter.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, por tudo que Ele representa em minha vida.

Aos meus pais José Paulino da Costa e Lindalva Oliveira da Costa pela minha formação como pessoa, a minha irmã Nelma Pacheco e ao meu sobrinho Pablo Caracciolo por estarem sempre comigo, me apoiando nesta minha caminhada.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Raimundo Netuno Villas, pela transmissão de conhecimentos e a oportunidade de finalizar este trabalho, iniciado sob outra supervisão.

A todas as pessoas que contribuíram direta e indiretamente para ao desenvolvimento desta dissertação, em especial aos Profs. Drs. Joel Buenano Macambira e Carlos Marcello Fernandes, e ao Eleilson Oliveira Gabriel.

Às técnicas Kelly Oliveira e Ana Paula dos laboratórios de Caracterização Mineral - Raios-X e Microscopia Eletrônica de Varredura, respectivamente, e à técnica Joelma Lobo, da Oficina de Laminação, sempre disponíveis quando recorri a seus préstimos.

À CAPES pela concessão de bolsa quando da realização da primeira fase deste trabalho.

À Universidade Federal do Pará (UFPA) e ao Instituto de Geociências (IG), por meio do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), pela infraestrutura, ensinamentos recebidos e apoio oferecido.

Aos meus colegas da Pós-Graduação que compartilharam comigo momentos de descontração.

A todos, o meu muito obrigado.

“Espíritos grandiosos sempre encontraram oposição violenta de mentes medíocres”.

Albert Einstein

RESUMO

O presente trabalho enfoca as ocorrências de metassilexitos e formações ferríferas dos morros do Agostinho, Jabuti, Pau Ferrado, Salto e Grande, que ocorrem na porção centro-oeste do Cinturão Araguaia (TO). Eles se apresentam em camadas intercaladas em ardósias, filitos e metagrauvas do Grupo Tocantins, que foram derivadas de sedimentos silicicláticos acumulados numa bacia proto-ocêânica neoproterozoica, estando localmente associados a clorititos e, comumente, a corpos lenticulares de rochas ultramáficas serpentinizadas ou talcificadas. Próximo à cidade de Araguacema, na porção ocidental da área investigada, ocorrem metabasaltos que exibem feições almofadadas bem preservadas. Os metassilexitos são maciços a foliados e apresentam coloração variável com predominância da tonalidade cinza. Mostram textura microcristalina e são normalmente cortados por vênulas de quartzo. Compõem-se fundamentalmente de quartzo e contêm magnetita, hematita, talco, clorita, caulinita e rutilo em quantidades subordinadas. As formações ferríferas são bandadas, exibindo camadas milimétricas a centimétricas de quartzo microcristalino que se alternam regularmente com camadas ricas em hematita e magnetita, a que se juntam subordinadamente goethita, minnesotaíta, estilpnomelano, rutilo, cromita e turmalina. Em termos químicos, os metassilexitos mostram teores de SiO_2 acima de 90%. Os teores de Fe_2O_3 variam dentro do intervalo de 2 a 8,4%. Igualmente variáveis são os teores de MgO , que chegam a 9,55%, porém a maioria registra menos de 0,1%. Os teores de Al_2O_3 são normalmente baixos, inferiores a 0,6%, e somente em três amostras estão acima de 2%. Essas variações refletem fundamentalmente a composição modal dessas rochas. Quanto aos elementos traço, somente Ni, Co e Cu têm alguma expressão com médias de 222 ppm, 122 ppm e 40 ppm, respectivamente. O Au revela valores baixos, mas alcançam 27,4 ppb em uma amostra. O total de elementos terras raras é normalmente baixo (≤ 67 ppm) e bem inferiores ao padrão North American Shale Composite (NASC). Duas amostras apresentam ΣETR mais expressiva (154 ppm e 237 ppm). O padrão de distribuição dos ETR normalizados a NASC varia fortemente de uma amostra de metassilexito a outra. A tendência geral é de enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP, embora o contrário também se observe. Constata-se marcante anomalia negativa de Ce em grande parte das amostras, enquanto em outras ela é positiva ou praticamente inexistente. Semelhante constatação é feita para o Eu, embora a maioria dos valores seja positiva. Nas formações ferríferas estudadas, os teores de $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{total})$ apresentam média de 76%. A sílica mostra teores acima de 14% (média de 21,3%) e somente uma amostra apresenta teor de 2,95%. O Al_2O_3 apresenta conteúdos abaixo de 1,8%, exceto

em uma amostra. Os demais elementos maiores ocorrem em concentrações muito baixas. Em relação aos elementos traço, as formações ferríferas mostram características diferentes dos metassilexitos. Os teores de Ni e Cr, muito irregulares, apresentam médias de 330 ppm e 645 ppm, respectivamente, enquanto os de Co registram média de 23 ppm. As concentrações de Cu são baixas (<20 ppm) e somente em poucas amostras ultrapassam 120 ppm. O conteúdo total de ETR nas formações ferríferas é comparável ao dos metassilexitos (≤ 89 ppm). No entanto, a distribuição destes elementos normalizados ao Post-Archean Average Australian Sedimentary Rocks (PAAS) segue um padrão mais sistemático que nos metassilexitos.

O contexto geológico relacionado à bacia proto-oceânica, os conteúdos anômalos de Ni, Zn, Co e Cr e as anomalias negativas de Ce e positivas de Eu, frequentes tanto nos metassilexitos como nas formações ferríferas, sugerem que os protólitos dessas rochas foram formados por atividade exalativa em ambiente submarino. No entanto, os sedimentos químicos não foram precipitados de fluidos hidrotermais de alta temperatura, mas foram levemente contaminados por sedimentação terrígena, em especial as FFB. As anomalias positivas de Y, que também foram detectadas nas amostras de formação ferrífera, são comuns nas águas dos mares modernos e sugerem que a precipitação do material ferrífero foi relativamente rápida e favorecida pela migração de águas marinhas redutoras e levemente ácidas, até ambientes rasos de águas mais alcalinas e oxidantes. A associação dos metassilexitos e formações ferríferas com clorititos, serpentinitos e rochas máficas/ultramáficas hidrotermalmente alteradas reforça a caracterização de ambiente de fundo oceânico e permite interpretar as sequências estudadas com parte de complexo ofiolíticos, hoje tectonicamente desmembrados. Assim caracterizada, esta porção do Cinturão Araguaia apresenta-se como potencialmente favorável à exploração de depósitos minerais exalativos e de cromititos podiformes.

Palavras-chave: Metassilexitos, formações ferríferas, atividade exalativa, Grupo Tocantins e Cinturão Araguaia.

ABSTRACT

Metacherts and iron-formations from de Agostinho, Grande, Jabuti, Pau Ferrado and Salto hills that occur in the central-western portion of the Araguaia fold belt in the Tocantins state have been investigated. These rocks are interlayered with slates, phyllites and meta-greywackes (Tocantins Group), derived from siliciclastic sediments that were deposited in a Neoproterozoic proto-oceanic basin. They are locally associated with chloritites and more commonly with lenses of serpentinized or talcified ultramafic rocks. Metabasalts occur near Araguacema town, in the western part of the studied area, where they exhibit well preserved pillowed structures. The metacherts are massive to laminated and dominantly grey-colored. They show microcrystalline texture and normally are cross cut by quartz veinlets. Quartz is the chief mineral, although subordinate amounts of magnetite, hematite, talc, chlorite, chromite, muscovite, kaolinite and rutile are present. In the banded iron-formations, mm- to cm- scale bands rich in microcrystalline quartz alternate regularly with bands rich in hematite and magnetite, associated with minnesotaite, stilpnomelane, rutile, chromite and tourmaline. Goethite replaces hematite to a lesser or greater extent. Chemically, the metacherts present SiO₂ contents higher than 90% and Fe₂O₃ contents that range from 2 to 8.4%. Also variable are the MgO concentrations that reach 9.55%, although most values are less than 0.1%. Al₂O₃ contents are normally below 0.6%, but in three samples they record >2%. These variations reflect basically the modal composition of these rocks. Concerning the trace elements, only Ni, Co and Cu have some significance with averages of 222 ppm, 122 ppm e 40 ppm, respectively. Gold reveals low values, except in a sample (27.4 ppb). REE total (in general, ≤ 67 ppm) is lower than the standard North American Shale Composite (NASC). Only two samples contain higher Σ_{ETR} values (154 and 237 ppm). The REE distribution pattern, normalized to the NASC, varies significantly from a metachert sample to another. The LREE tend to be enriched with respect to the HREE, although the contrary is also observed. Most samples present important Ce negative anomalies, whereas others show slightly positive or no anomalies at all. Similar finding is valid for Eu, although most values are positive. In the iron-formations, the average Fe₂O_{3(total)} content is 76%. Silica concentrations are higher than 14% (average of 21,3%), but in just one sample it is as low as 2,95%. Al₂O₃ contents vary from 0.21% to 2.35%. Other major components reveal very low contents. Regarding the trace elements, the iron-formations differ from the metacherts in that the contents of Ni and Co are highly variable (averages of 20 and 30 ppm, respectively) and Co averages 23 ppm. Copper concentrations are low, but exceed 120 ppm in a few samples. REE total in iron- formations is

comparable to that of the metacherts (≤ 89 ppm). However, the distribution of these elements, normalized to the Post-Archean Average Australian Sedimentary Rocks (PAAS) standard, displays a more systematic pattern than in the metacherts. The geological context related to a proto-oceanic basin, the anomalous contents of trace elements such as Ni, Zn, Co and Cr, the negative Ce and positive Eu anomalies frequent in both metacherts and iron-formations, suggest that the protoliths of these rocks formed by exhalative activity in a submarine environment. Nevertheless, the chemical sediments did not precipitate from high temperature hydrothermal fluids, but underwent some contamination from terrigenous sediments. The positive Y anomalies, also detected in the iron-formations samples, are common in modern seawater and suggest that the precipitation of the ferruginous material was relatively fast and favored by the migration of reducing, slightly acid marine waters to shallow environments where the water was more alkaline and oxidizing. The association of some metacherts and iron-formations with chloritites, serpentinites and hydrothermally altered mafic/ultramafic rocks supports the interpretation of a ocean-floor environment and allows considering the investigated sequences as slices of ophiolitic complexes that have been tectonically dismembered and emplaced into the Tocantins Group rocks. As such characterized, this portion of the Araguaia fold belt is potentially favorable to the exploration of both exhalative and podiform chromitite deposits.

Keywords: Metacherts, iron-formation, exhalative activity, Tocantins Group and Araguaia Belt.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO I	
Figura 1- Mapa de localização da área de estudo, com indicação dos vários morros que foram investigados no canto inferior direito.....	3
CAPÍTULO II	
Figura 2- Mapa geológico do Cinturão Araguaia.....	7
CAPÍTULO III	
Figura 3- Vista panorâmica do morro do Jabuti.....	17
Figura 4- Afloramento com exposições de metassilexito do morro do Salto.....	17
Figura 5- Fotos da pedreira aberta em metabasaltos almofadados (pillow lavas) do Morro do Agostinho. Notar na foto à direita, evidências de propilitização.....	19
CAPÍTULO IV	
Figura 1- Mapa geológico do Cinturão Araguaia com localização da área estudada	22
Figura 2 – Mapa de localização dos morros estudados (quadrado tracejado na Figura 1), os quais se concentram no quadrante sudeste (Grande, Jabuti, Salto, Pau Ferrado e Agostinho).26	26
Figura 3 – Foto da pedreira expondo metabasaltos almofadados (pillow lavas) do Morro do Agostinho. À direita, metabasalto propilitizado e cortado por vênulas de quartzo (Qtz).....	27
Figura 4 – Fotomicrografias de amostras de metassilexito. A. Intercalações de microbandas de talco (Tlc) e de quartzo (Qtz). B. Microestruturas circulares a ovais dispersas na massa microcristalina em amostra do Morro do Agostinho. C. Calcedônia (Cld) em estruturas radiais que aparecem no canto direito superior da figura B.....	28
Figura 5 – Imagens de elétrons retroespalhados de amostras de metassilexito. A. Magnetita em cristais subédricos martitizados (ponto 1) e hematita em cristais aciculares (ponto 2) - Morro do Salto. B. Cristal irregular de ouro (ponto 1) e cristal subédrico de magnetita (ponto 2)- Morro do Jabuti. C. Cristais subédricos de cromita (pontos 1 e 2) - Morro do Jabuti.....	28
Figura 6 - Diagrama Al_2O_3 - Fe_2O_3 - MgO em que estão representadas as amostras dos metassilexitos dos grupos I (pobres em MgO) e II (ricas em MgO).....	32
Figura 7 – Padrão de distribuição dos elementos terras raras (ETR) em amostras de metassilexito normalizadas ao NASC. Em geral, elas são empobrecidas em ETR em relação a este padrão. A. Amostras do Morro Grande com anomalias negativas de Ce. B. Amostras dos morros do Jabuti e Salto, duas das quais com comportamento sub-horizontalizado e sem	

anomalia importante de Ce, contrastando com as duas outras. C. Amostras do Morro Pau Ferrado, uma com acentuada anomalia de Ce e outra sem esta anomalia, mas com razões ETRL/ETRP moderadas.....32

Figura 8 – Fotomicrografias de amostras de formação ferrífera. A. Microbandamento realçado pela alternância de lâminas ricas em quartzo microcristalino e ricas em hematita + magnetita. B. Cristais anédricos de magnetita (Mgt) parcialmente martitizada. C. Cristal isolado, provavelmente de estilpnomelano (Stp). D. Cristais subédricos e finos de apatita (Ap) em meio à massa rica em minerais de Fe. E. Grão subarredondado de turmalina (Tur) envolto por cristal alongado de outra geração de turmalina, cortado por fratura preenchida por óxido de Fe. F. Cristal euédrico de turmalina (Tur) corroído parcialmente por óxido de Fe.33

Figura 9 – Padrões de distribuição dos ETR e Y em amostras de formações ferríferas normalizadas ao padrão Post-Archaean Australian Sedimentary Rocks - PAAS (McLennan, 1989). A. Morro do Salto; B. Morros do Jabuti e Agostinho; e C. Morros do Pau Ferrado e Grande.....36

Figura 10- Variação composicional das amostras de formações ferríferas no diagrama de $\text{SiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3 \times 5$, refletindo a maior ou menor presença das bandas ricas em sílica ou em ferro.....37

Figura 11 – Diagrama Al-10xMn-Fe assinalando que as amostras de metassilexitos e formação ferrífera se distribuem inteiramente no campo hidrotermal (II), as últimas se concentrando no vértice Fe. I = hidrógeno.....38

Figura 12- Diagrama $\text{Fe}_2\text{O}_3/(100\text{-SiO}_2)$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/(100\text{-SiO}_2)$ (Murray 1994), no qual a maioria das amostras de metassilexito se concentra no ou próximo do campo das dorsais, enquanto que as de formação ferrífera se encontram um pouco mais afastadas.....38

Figura 13 - Distribuição das amostras de metassilexitos e de formações ferríferas no diagrama $(\text{Ce/Ce}^*)_{\text{SN}} \times \text{Y/Ho}$, $\text{Ce}^* = (0,5\text{Pr}) + (0,5\text{La})$ baseado em Planavsky et al. (2010). As linhas tracejadas referem-se a valores do PAAS. SN=normalizado ao folhelho PAAS.....41

Figura 14 – Diagrama $(\text{Sm/Yb})_{\text{CN}} \times (\text{Eu/Eu}^*)_{\text{CN}}$, $\text{Eu}^* = (0,67\text{Sm}) + (0,33\text{Tb})$ em que estão representadas as amostras de metassilexitos e de formações ferríferas Campos do PAAS, da água do mar e de fluidos hidrotermais de alta temperatura (T), bem como dados composicionais do condrito usados na normalização (CN).....42

Figura 15 – Diagrama Cr-Ni-Co , mostrando que a maioria das amostras estudadas, ocupando o paralelograma indicado na figura, é enriquecida em Cr e empobrecida em Co. Comparativamente aos metassilexitos, as amostras de formações ferríferas tendem a ser mais enriquecidas em Ni.....43

Figura 16 – Diagrama Cu-Zn-Pb , mostrando que, em geral, as amostras de metassilexito tendem a ser mais enriquecidas em Cu do que as de formação ferrífera, que, por seu turno, tendem a ser mais enriquecidas em Pb.....43

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO IV

Tabela 1- Composição química de amostras de metassilexito dos vários morros estudados.....	29
Tabela 1- Continuação.....	30
Tabela 2- Composição química de amostras de formações ferríferas dos vários morros.....	34

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE.....	vi
RESUMO.....	vii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	xi
LISTA DE TABELAS.....	xiii

CAPÍTULO I

1 INTRODUÇÃO	1
1.1 OBJETIVOS.....	3
1.2 MATERIAIS E MÉTODOS.....	3
1.2.1 Levantamento bibliográfico.....	4
1.2.2 Etapa de campo.....	4
1.2.3 Microscopia Óptica	4
1.2.4 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV-EDS).....	4
1.2.5 Difração de Raios-X	4
1.2.6 Análises Químicas.....	5

CAPÍTULO II

2 GEOLOGIA REGIONAL	6
2.1 GENERALIDADES.....	6
2.2 LITOESTRATIGRAFIA.....	8
2.2.1 Embasamento.....	8
2.2.1.1 Complexo Colméia.....	8
2.2.1.2 Grupo Rio do Coco.....	8
2.2.1.3 Complexo Rio dos Mangues.....	8
2.2.1.4 Gnaiss Cantão e Granito Serrote.....	8
2.2.1.5 Corpos alcalinos (Suite Monte Santo).....	8
2.2.2 Supergrupo Baixo Araguaia.....	9
2.2.2.1 Grupo Estrondo.....	9
2.2.2.2 Grupo Tocantins.....	10
2.2.2.3 Corpos Máficos.....	10
2.2.2.4 Corpos Ultramáficos.....	11
2.2.2.5 Corpos Graníticos.....	11

2.2.3 Unidades Fanerozoicas.....	12
2.3 - EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DO CINTURÃO ARAGUAIA	13

CAPÍTULO III

3 GEOLOGIA LOCAL.....	15
3.1 GENERALIDADES	15
3.2 MORROS ESTUDADOS	16
3.2.1 Morro Grande.....	16
3.2.2 Morro do Jabuti.....	16
3.2.3 Morro do Salto	17
3.2.4 Morro do Pau Ferrado	18
3.2.5 Morro do Agostinho	18

CAPÍTULO IV

METASSILEXITOS E FORMAÇÕES FERRÍFERAS DO GRUPO TOCANTINS: TESTEMUNHOS DE ATIVIDADE HIDROTÉRMAL EXALATIVA DE FUNDO OCEÂNICO NO CINTURÃO ARAGUAIA

Resumo	20
Abstract	20
INTRODUÇÃO	21
MATERIAIS E MÉTODOS ANALÍTICOS	22
CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	23
Supergrupo Baixo Araguaia	23
Corpos máficos.....	23
Corpos Ultramáficos	24
Corpos graníticos.....	24
Unidades Fanerozoicas.....	24
Evolução geotectônica do Cinturão Araguaia	24
GEOLOGIA LOCAL.....	25
Morro Grande.....	25
Morro do Jabuti.....	25
Morro do Salto	26
Morro do Pau Ferrado	26

Morro do Agostinho	26
CARACTERIZAÇÕES PETROGRÁFICA E QUÍMICA.....	27
Metassilexitos.....	28
Formações Ferríferas.....	32
DISCUSSÕES	37
Metassilexitos e Formações Ferríferas Bandadas – Produtos de Atividade Hidrotermal Submarina	37
<i>Evidências petrológicas e de elementos maiores.....</i>	<i>37</i>
<i>Evidências dos elementos traço e terras raras.....</i>	<i>39</i>
Metassilexitos e Formações Ferríferas Bandadas: Vestígios de Paleocrosta Oceânica? .	42
CONCLUSÕES.....	43
AGRADECIMENTOS	43
REFERÊNCIAS	44
<hr/> CAPÍTULO V <hr/>	
CONCLUSÕES.....	49
REFERÊNCIAS	51
ANEXO	57

CAPÍTULO I

1 INTRODUÇÃO

O Grupo Tocantins constitui a maior parte do Cinturão Araguaia e aflora na porção centro-ocidental desta unidade geotectônica. É formado principalmente por micaxistos cloríticos, metagrauvacas, ardósias e filitos, além de quartzitos, meta-arcósios e metacalcários subordinados, que compõem uma topografia regional plana a levemente ondulada, na qual se destacam morros e serras sustentados por metassilexitos e formações ferríferas. Estão também presentes clorititos, bem como rochas ultramáficas serpentinizadas e talco-xistos contendo localmente cromititos podiformes. A serra do Quatipuru, a serra do Tapa e o morro Grande são as formas de relevo mais significativas na região. No entanto, muitos outros morros, menos destacados geomorfologicamente, comportam associações litológicas semelhantes, nas quais clorititos, formações ferríferas bandadas e metassilexitos são os litotipos predominantes (morros do Agostinho, Serrinha, Pau Ferrado, Salto, Jabuti, Jacu, etc).

Nas últimas décadas, a associação ultramafitos/rochas metassedimentares químicas do Cinturão Araguaia tem sido investigada por vários pesquisadores. Cordeiro & McCandless (1976) estudaram a que ocorre na serra do Quatipuru, onde descreveram harzburgitos e dunitos serpentinizados, serpentinitos silicificados, cromititos e talco xistos. Nesta mesma serra e em ocorrências similares nos municípios de Araguacema, Conceição do Araguaia e Pequizeiro, Gorayeb (1989) atribuiu o caráter silicoso das rochas à serpentinização, durante a qual a sílica teria sido liberada e em seguida precipitada nas proximidades de corpos ultramáficos. Este autor interpretou os clorititos como produtos de metassomatismo magnésiano que teria afetado as rochas pelíticas do Grupo Tocantins. Com diferente ponto de vista, Kotschoubey & Hieronymus (1990) e Aires & Kotschoubey (1994) atribuíram aos silexitos, formações ferríferas e clorititos origem hidrotermal exalativa associada a vulcanismo submarino, conjuntos rochosos estes que foram posteriormente considerados como porções desmembradas de complexos ofiolíticos do Neoproterozoico, comportando basaltos tipo MORB (*Mid Oceanic Ridge Basalt*) e dunitos e harzburgitos totalmente serpentinizados (Kotschoubey *et al.* 1996, 2005).

A atividade exalativa submarina tem sido objeto de investigação desde há muito e inúmeros estudos têm focado a interação basalto-água do mar e seus produtos em ambientes diversos, em especial em cadeias meso-oceânicas (Charlou *et al.* 2000, 2002, Buatier *et al.* 2001, Bolhar *et al.* 2005, Kotschoubey *et al.* 2005, dentre outros). Em várias áreas continentais, derrames basálticos que lá ocorrem têm sido interpretados como parte de crosta

oceânica e, à luz dessa evidência, modelos geodinâmicos têm sido elaborados que se contrapõem às concepções tradicionais envolvendo unicamente processos de evolução de crosta siálica (Gorayeb 1989).

O presente estudo foi desenvolvido no município de Araguacema, nos morros do Jabuti, Grande, Salto, Pau Ferrado e Agostinho (Figura 1) e se propôs a investigar a ocorrência das rochas metassedimentares e formações ferríferas associadas a rochas siliciclásticas, além de compreender suas relações com os metabasaltos, clorititos e ultramafitos, e avaliar se esses materiais (metassilexitos e formações ferríferas) são de origem hidrotermal e de ambiente exalativo de fundo oceânico.

A estrutura desta dissertação, apesar de dividida em capítulos, difere do formato tradicional por um deles constituir um artigo científico. Na introdução (Capítulo I), está explicitado o problema que foi investigado, além de serem descritos os objetivos, materiais e métodos utilizados. O Capítulo II refere-se ao contexto geológico regional, com ênfase na litoestratigrafia e na evolução geotectônica do Cinturão Araguaia, cabendo ao Capítulo III a apresentação da geologia local e a descrição de cada um dos morros que foram estudados. O Capítulo IV consiste do artigo científico, intitulado “Metassilexitos e formações ferríferas do Grupo Tocantins: testemunhos de atividade hidrotermal exalativa de fundo oceânico no Cinturão Araguaia”, o qual foi submetido à Revista de Geologia, Série Científica, do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Do capítulo V constam as principais conclusões desta dissertação.

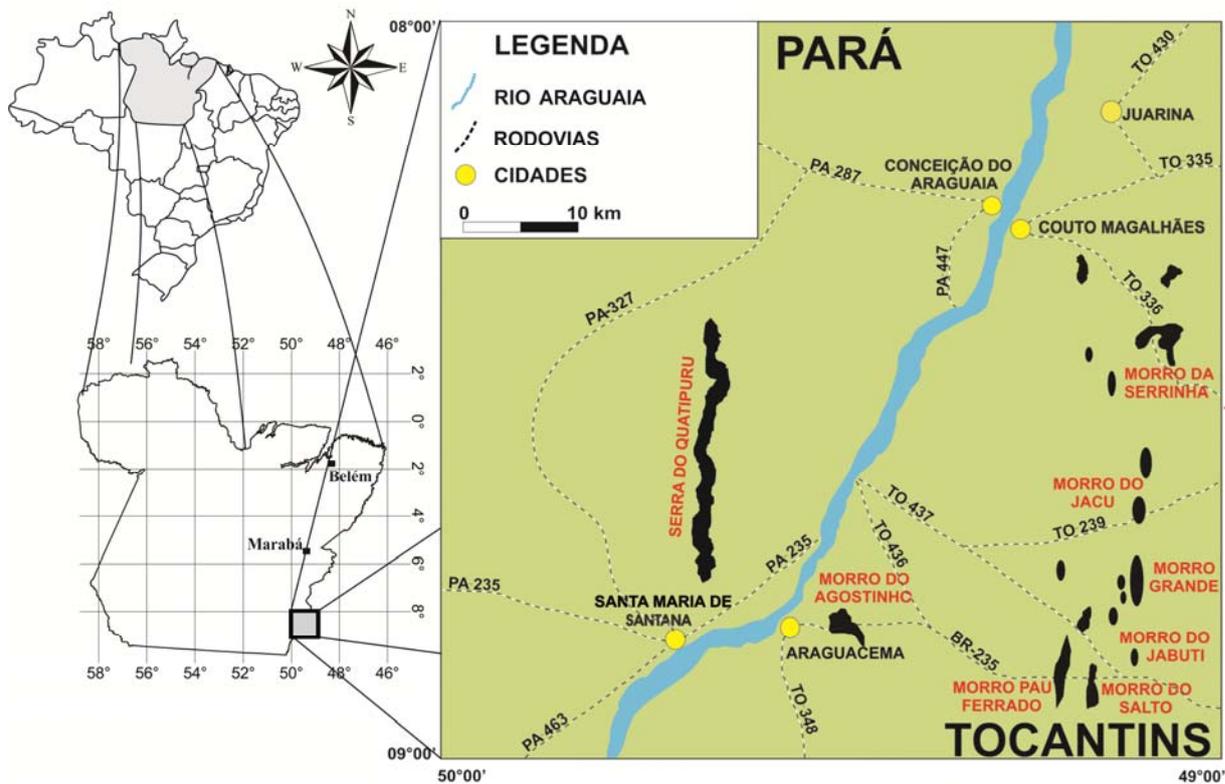


Figura 1- Mapa de localização da área de estudo, com indicação dos vários morros que foram investigados no canto inferior direito (modificado de Gorayeb 1989).

1.1 OBJETIVOS

O presente trabalho teve como principal objetivo entender o ambiente deposicional dos silixitos e formações ferríferas, bem como suas associações com os clorititos, serpentinitos e basaltos que são encontrados nos morros do Jabuti, Salto, Pau Ferrado, Grande e Agostinho, no contexto da Formação Couto Magalhães do Grupo Tocantins (Cinturão Araguaia). Mais especificamente, buscou-se caracterizar petrográfica e geoquimicamente aquelas rochas metassedimentares, compará-las e compreender as causas que levaram idênticos litotipos a apresentarem distintas assinaturas geoquímicas.

1.2 MATERIAIS E MÉTODOS

Todas as amostras estudadas foram coletadas em afloramentos e, via de regra, apresentavam diferente grau de intemperismo, tendo-se o cuidado de selecionar aquelas aparentemente menos alteradas ou afetadas por deformação tectônica. Os procedimentos metodológicos utilizados incluíram:

1.2.1 Levantamento bibliográfico

Este levantamento abrangeu a geologia do Cinturão Araguaia e do Grupo Tocantins em particular, os processos e produtos relacionados com a atividade exalativa submarina, notadamente silexitos e formações ferríferas, bem como o comportamento de elementos traços em ambientes hidrotermais submarinos.

1.2.2 Etapa de campo

Foi realizada uma campanha de campo para reconhecimento geológico dos morros selecionados para estudo e de corpos rochosos indicativos de hidrotermalismo, além da coleta de amostras.

1.2.3 Microscopia Óptica

O estudo petrográfico foi realizado com microscópio de marca Carl Zeiss, modelo Axioshop 40 Pol, no Laboratório de Petrografia do Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências (IG) da Universidade Federal do Pará (UFPA). Foram examinadas 22 lâminas polidas, com vista a determinar a composição mineralógica (minerais opacos e transparentes), descrever feições texturais e evidências de metamorfismo, bem como de classificar as rochas.

1.2.4 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV-EDS)

As análises foram realizadas no microscópio Zeiss modelo LEO-1430, do IG-UFPA com o propósito de se obter dados químicos semiquantitativos de minerais opacos presentes nos metassilexitos e formações ferríferas. As lâminas foram metalizadas com carbono e as condições de análises para as imagens de elétrons retroespalhados foram 90 μ A (corrente do feixe de elétrons), 20 kv (voltagem de aceleração constante), 15 mm (distância de trabalho) e 30 s (tempo de contagem para a análise dos elementos).

1.2.5 Difração de Raios-X

As análises foram feitas em rocha total em difratômetro da marca Panalytical (X'Pert Pro), do Laboratório de Caracterização Mineral (LCM) - Raios-X do IG-UFPA, para determinar minerais não identificados pelos métodos ópticos convencionais. Foi utilizado o método do pó, para o que as amostras foram pulverizadas em gral de ágata até granulometria inferior a 80 *mesh*, separando-se alíquotas de aproximadamente 20 g por amostra. O tratamento dos difratogramas foi feito com auxílio do programa X'Pert High Score.

1.2.6 Análises Químicas

Foram analisadas quimicamente 20 amostras de metassilexito e 13 de formação ferrífera no laboratório comercial da *Acme Analytical Laboratories Ltda.*, no Canadá.

Antes da pulverização, foi retirada a parte mais externa das amostras, assegurando-se, com isso, a obtenção de material menos alterado intempericamente. As amostras foram pulverizadas em *shatter box* durante 45 s e, em seguida, em um gral de ágata para que as fossem reduzidas à fração inferior a 150 *mesh*. Foram enviadas para análise 20 g de cada amostra, cujas técnicas utilizadas por grupo de componentes estão listadas abaixo:

Técnica	Componentes
ICP-ES	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , MgO, CaO, Na ₂ O, K ₂ O, TiO ₂ , P ₂ O ₅ , MnO, Cr ₂ O ₃ , Ni, Sc, PF, TOT/C, TOT/S, Ni.
ICP-MS	Ba, Be, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Zr, Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Mo, Cu, Pb, Zn, Ni, As, Cd, Sb, Bi, Ag, Au, Hg, Tl, Se.

ICP-ES (*inductively coupled plasma emission spectrometry*).

ICP-MS (*inductively coupled plasma mass spectroscopy*).

Para o tratamento dos resultados, foi utilizado o programa GCD Kit versão 2.3 e Minitab 16.

CAPÍTULO II

2 GEOLOGIA REGIONAL

2.1 GENERALIDADES

A região de estudo está situada na parte centro-oeste do Cinturão Araguaia (Figura 2), que corresponde à porção setentrional da Província Tocantins (Hasui, Costa e Abreu, 1984). Este cinturão mostra orientação geral submeridiana, cerca de 1200 km de comprimento e até 200 km de largura. É composto fundamentalmente pelas formações supracrustais do Supergrupo Baixo Araguaia (Abreu, 1978), de idade neoproterozoica, que se sobrepõem ao embasamento arqueano-paleoproterozoico.

Ao norte, nordeste e leste, afloram rochas fanerozoicas da Bacia do Parnaíba, enquanto que ao sul e sudeste ocorrem rochas granulíticas do Complexo Porto Nacional, de idade paleoproterozoica (Moura & Gaudette, 1993). Na porção oeste, encontram-se rochas anquimetamorfisadas e/ou não metamorfisadas, que repousam ou foram cavalgadas sobre unidades do Cráton Amazônico (Alvarenga *et al.* 2000).

O Cinturão Araguaia é predominantemente composto por seqüências psamíticas e pelíticas, mas também ocorrem rochas máficas, ultramáficas e sedimentares químicas subordinadas, que constituem o Supergrupo Baixo Araguaia. O pacote rochoso foi submetido a condições metamórficas das fácies anfíbolito alto a xisto verde, com registro de diminuição do grau metamórfico e da deformação de leste para oeste, a ponto de, próximo ao Cráton Amazônico, as rochas não serem metamorfisadas ou mostrarem grau metamórfico incipiente.

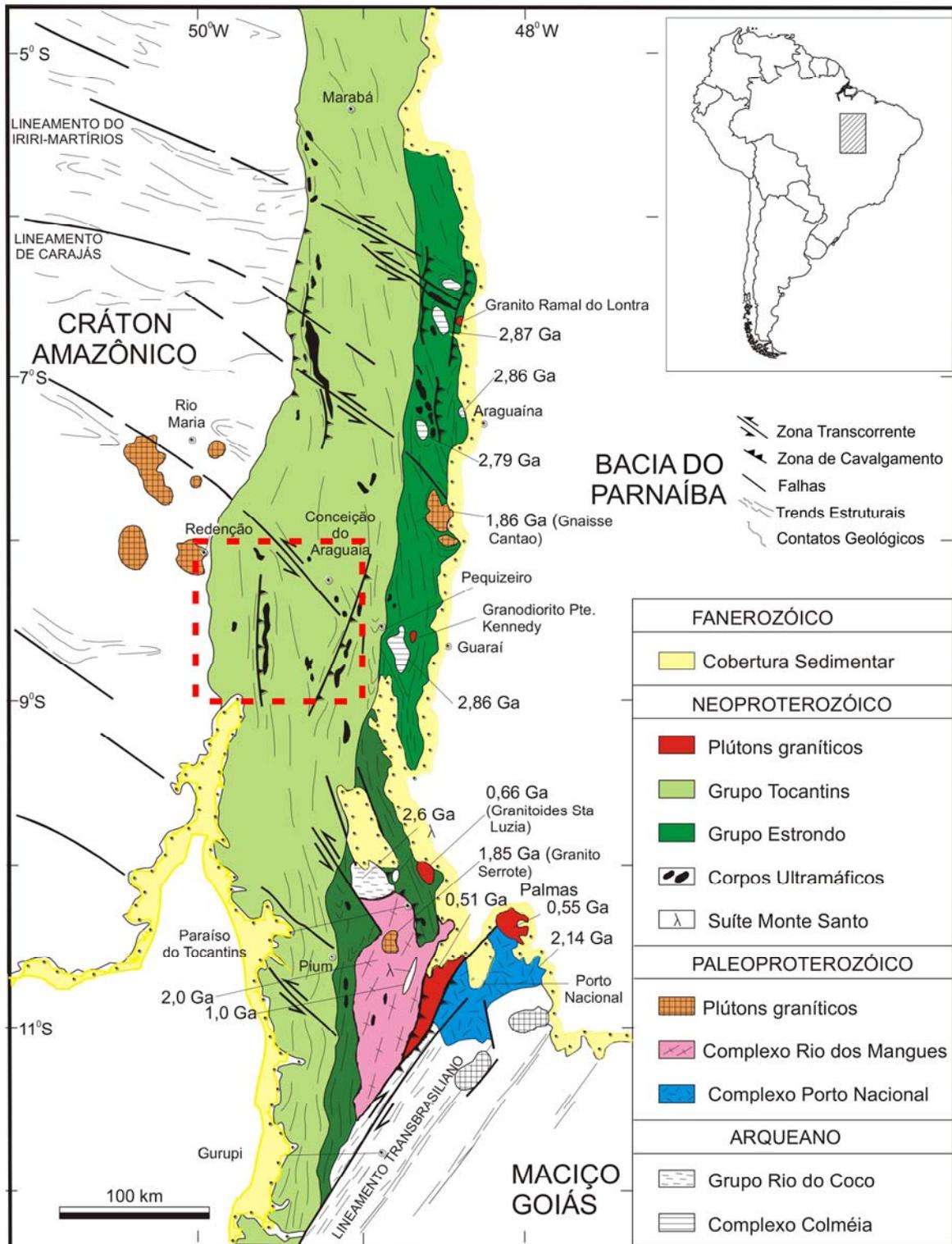


Figura 2- Mapa geológico do Cinturão Araguaia. O quadrado tracejado refere-se à figura 1, (Modificado de Alvarenga et al. 2000).

2.2 LITOESTRATIGRAFIA

2.2.1 Embasamento

2.2.1.1 Complexo Colméia

Na porção centro-norte do Cinturão Araguaia, o embasamento, que corresponde ao Complexo Colmeia, está exposto exclusivamente nos núcleos das estruturas dômicas de Lontra e Xambioá, próximo da cidade de Araguaína e, mais ao sul, nas estruturas de Colméia, Cocalândia e Grota Rica.

Trata-se de gnaisses bandados migmatizados, de composição tonalítico-trondhjemitica, com porções graníticas e granodioríticas subordinadas, associados a megaenclaves de anfibolito. Moura & Gaudette (1999), pelo método de evaporação de Pb em zircão, obtiveram para esta unidade idade mínima de 2858 ± 12 Ma.

2.2.1.2 Grupo Rio do Coco

Na porção meridional do cinturão, em área restrita às proximidades da cidade de Paraíso do Tocantins, o embasamento aflorante é igualmente arqueano e representado por sequência metavulcanossedimentar, metamorfisada na fácies xisto verde a anfibolito e enfeixada no Grupo Rio do Coco. Esta unidade comporta predominantemente anfibolitos e anfibólio xistos, metavulcanitos ácidos e formações ferríferas. Arcanjo et al. (2000) obtiveram, pelo método de evaporação de Pb em zircão, idade de 2618 ± 14 Ma para esta unidade.

2.2.1.3 Complexo Rio dos Mangues

Na porção sudeste da cidade de Paraíso do Tocantins e, mais ao sul, em direção à cidade de Fátima, o embasamento do cinturão é constituído pelas rochas paleoproterozoicas do Complexo Rio dos Mangues, as quais consistem, sobretudo, em gnaisses tonalíticos, granodioríticos e calciossilicáticos (Costa *et al.* 1984). Arcanjo & Moura (2000) dataram esses gnaisses pelo método de evaporação de Pb em zircão e obtiveram idade entre 2,1 e 2,0 Ga.

2.2.1.4 Gnaiss Cantão e Granito Serrote

Estas unidades litodêmicas representam corpos granitoides que se alojaram em rochas pré-existentes no final do Paleoproterozoico. O Gnaiss Cantão apresenta composição granodiorítica a sienogranítica e estrutura *augen* bem desenvolvida (Souza *et al.* 1985), cujo

protólito foi alojado no Complexo Colmeia há 1858 ± 68 Ma, conforme idade obtida pelo método de evaporação de Pb em zircão (Moura & Gaudette 1999).

O Granito Serrote, por seu turno, forma um corpo alongado de direção NNE-SSW, intrusivo no Complexo Rio dos Mangues. É constituído por rochas de coloração rósea a cinza claro e granulação média a grossa a localmente fina, que sustentam a serra do Serrote, onde ocorrem as melhores exposições. Souza & Moura (1995) obtiveram, pelo método de evaporação de Pb em zircão, a idade de 1851 ± 41 Ma para este corpo granítico.

2.2.1.5 Corpos alcalinos (Suíte Monte Santo)

Os corpos de nefelina-sienito de Monte Santo e Serra da Estrela, gnaissificados e de forma ovalada, ocorrem nas proximidades do povoado de Monte Santo a NW e SE Paraíso do Tocantins e são intrusivos no Grupo Rio do Coco e no Complexo Rio dos Mangues, respectivamente. São constituídos por rochas leucocráticas, de granulação média, apresentando foliação caracterizada principalmente pela orientação de biotita e/ou anfibólio e pela alternância de bandas claras (com nefelina e feldpatos) e bandas escuras (biotita e/ou anfibólio).

O magmatismo alcalino, que gerou os protólitos desses gnaisses, pode estar associado com rifteamento crustal e à formação da Bacia do Araguaia, na qual foram depositados os sedimentos que vieram a formar o Supergrupo Baixo Araguaia. Moura & Souza (1996) obtiveram idade de 1006 ± 86 Ma pelo método de evaporação de Pb em zircão para gnaisses sieníticos da Serra da Estrela, que foi interpretada como idade desse evento magmático.

2.2.2- Supergrupo Baixo Araguaia

O Supergrupo Baixo Araguaia, que comporta a quase totalidade das rochas supracrustais do cinturão, é dividido nos grupos Estrondo e Tocantins (Abreu 1978).

2.2.2.1 Grupo Estrondo

O Grupo Estrondo limita-se à borda leste do cinturão, sendo sua base constituída pela Formação Morro do Campo, que é composta essencialmente de ortoquartzitos e quartzitos micáceos, com intercalações de metaconglomerados oligomíticos, xistos (com granada, estauroлита ou cianita), anfibolitos e formações ferríferas subordinadas. A parte superior do grupo é representada pela Formação Xambioá, que compreende predominantemente xistos, além de quartzitos, formações ferríferas bandadas e mármore subordinados. Dentre os xistos, há variedades feldspáticas, grafitosas e com granada e/ou estauroлита.

Macambira (1983) datou os xistos e anfibolito deste grupo pelo método K-Ar em micas (biotita e muscovita) e hornblenda e obteve idades de 553 ± 16 , 518 ± 12 , 533 ± 16 , 558 ± 32 e 565 ± 20 Ma, que foram interpretadas como rejuvenescimento imposto pelo ciclo Brasileiro.

2.2.2.2 Grupo Tocantins

Nas suas porções central e ocidental, o cinturão é formado pelo Grupo Tocantins. Esta unidade é composta, na base, pela Formação Pequiizeiro, uma seqüência de micaxistos cloríticos contendo, subordinadamente, quartzitos, calcioxistos e filitos aluminosos com magnetita. A parte superior é constituída pela Formação Couto Magalhães que inclui, sobretudo, ardósias e filitos, sendo meta-arenitos, meta-argilitos, metassilexitos, formações ferrífera, filitos carbonáticos, basaltos, metagrauvas e metacalcários os litotipos subordinados. O metamorfismo da Formação Pequiizeiro é de baixo grau, enquanto o da Formação Couto Magalhães varia de baixo a incipiente (Hasui & Costa 1990), havendo rochas tão somente anquimetamorfisadas (Gorayeb, 1989; Villas et al. 2007).

Hasui *et al.* (1980) efetuaram datações nas rochas máficas do Grupo Tocantins pelo método K-Ar e obtiveram idades entre 800 e 500 Ma, as quais atestam rejuvenescimento isotópico ocorrido no ciclo Brasileiro.

2.2.2.3 Corpos máficos

Vulcanitos máficos (essencialmente basaltos) foram identificados em diferentes áreas do Cinturão Araguaia (Souza & Moreton 1995, Kotshoubey et al. 1996, Teixeira 1996). As zonas de mais ampla exposição dessas rochas encontram-se a oeste e leste da serra do Tapa, formando um sistema imbricado de megalentes de metassilexitos, magnetita metassilexitos, rochas metassedimentares siliciclásticas e metaultramafitos metamorfisados na fácies xisto-verde baixo a médio, situado na porção mediana do cinturão, na borda oriental do estado do Pará (Hasui & Costa 1990). Outra área de exposição de basaltos encontra-se mais ao sul, próximo de Araguacema, nas imediações do morro do Agostinho (Paixão & Nilson 2001a).

Os basaltos que ocorrem nessas áreas exibem, via de regra, estrutura almofadada geralmente bem preservada, havendo também, em alguns locais, brechas vulcânicas. Essas rochas podem ser caracterizadas como lavas e brechas vulcânicas submarinas fortemente alteradas por hidrotermalismo (Kotshoubey *et al.* 1996).

Gorayeb *et al.* (2004), ao estudarem os metagabros e anfíbolitos que afloram na região de Xambioá-Araguanã e que se encontram alojados nos micaxistos do Grupo Estrondo, sugeriram que os metagabros estão intimamente associados aos anfíbolitos. Estes autores relacionaram esses corpos a eventos magmáticos máficos e os enfeixaram formalmente na Suíte Intrusiva Xambica. A idade de 817 ± 5 Ma desta suíte foi obtida pelo método de evaporação de Pb em zircão de metagabro e foi interpretada como idade mínima do evento plutônico máfico toleítico (Gorayeb *et al.* 2004). Estes autores sugeriram que os corpos máficos desta suíte se alojaram na sequência sedimentar que originou o Grupo Estrondo, precedendo o metamorfismo e o tectonismo principal da evolução do Cinturão Araguaia no Neoproterozoico.

2.2.2.4 Corpos Ultramáficos

Corpos lenticulares de rochas ultramáficas de orientação geral submeridiana a NE-SW e extensão decamétrica a quilométrica estão alojados ao longo de falhas de baixo ângulo nas rochas metassedimentares tanto do Grupo Estrondo como do Grupo Tocantins. Nesta última unidade, esses corpos parecem ser mais abundantes. Os serpentinitos localizados na serra do Quatipuru são expressivos e estão a cerca de 30 km a SW da cidade de Couto Magalhães (Gorayeb 1989).

Corpos ultramáficos também estão representados nos morros do Agostinho, Pau Ferrado, Salto, Grande, Jacu e Serrinha. Trata-se principalmente de serpentinitos, contendo localmente pequenos depósitos podiformes de cromitito e, subordinadamente, talcoxistos e esteatitos. Localmente, no contato com rochas metassedimentares ou metaígneas felsicas, esses ultramafitos apresentam uma delgada zona de reação rica em clorita, actinolita e talco.

Segundo Gorayeb (1989), bolsões de cromitito foram encontrados apenas no morro Grande em concentrações sem forma definida, no núcleo dos corpos ultramáficos e em meio aos serpentinitos. Esses bolsões são pretos e maciços, e constituídos, além da cromita, por quantidades subordinadas de serpentina e talco.

2.2.2.5 Corpos graníticos

Corpos granitoides encontram-se apenas no domínio do Grupo Estrondo. Trata-se, fundamentalmente, de pequenos *stocks* de seção subcircular a elíptica, não ou pouco deformados, bem como de diques e veios intrusivos na sequência metassedimentar. As principais ocorrências pertencem à Suíte Intrusiva Santa Luzia, na porção meridional do cinturão, ao Granodiorito Presidente Kennedy, próximo de Colméia, e ao Granito Ramal do

Lontra, na região de Xambioá-Araguacema. Segundo Alvarenga *et al.* (2000), esses corpos granitoides são sin e tardi-colisionais e a sua origem estaria relacionada ao metamorfismo de fácies anfíbolito médio a alto, que afetou o Grupo Estrondo.

A Suite Santa Luzia aflora na região de Paraíso de Tocantins em inúmeros *stocks*, diques, lentes e veios que cortam micaxistos do Grupo Estrondo (Costa *et al.* 1984) e são constituídos basicamente de quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita e muscovita. Lamarão & Kotshoubey (1996) e Costa (1985) interpretaram esses corpos como pós e sin-cisalhamento regional. De acordo com Moura & Gaudette (1993), a idade de colocação dos granitos sintectônicos Santa Luzia seria de 655 ± 24 Ma (evaporação de Pb em zircão), o que corresponderia ao pico do metamorfismo regional.

Segundo (Moura & Sousa 2002), granitos desta suíte mostram inúmeros grãos herdados de zircão, com idades variando entre 1142 ± 2 Ma e 734 ± 15 Ma, caracterizando um magmatismo do Meso ao Neoproterozoico.

Bulhões & Dall'agnol (1985) definiram o Granodiorito Presidente Kennedy, que está localizado a oeste da estrutura de Colméia e corta rochas do Grupo Estrondo. Esta intrusão foi datada em 620 Ma pelo método Rb-Sr (Macambira *et al.* apud Lafon *et al.* 1990).

O Granitoide Matança, descrito por Costa *et al.* (1983), está localizado a SE da cidade de Paraíso do Tocantins, estando em contato tectônico com sequências do Maciço de Goiás (Hasui *et al.* 1984). A idade de cristalização deste granitoide foi determinada em 560-555 Ma pelo método de evaporação de Pb em zircão (Gorayeb *et al.* 2000).

O Granito Ramal do Lontra encontra-se alojado tectonicamente em rochas metassedimentares da Formação Xambioá na porção oriental do cinturão. Esta intrusão foi interpretada como manifestação ígnea tarditectônica do evento Brasileiro de idade de 620 Ma, obtida pelo método Rb-Sr (Macambira 1983).

No domínio do Grupo Tocantins não foi identificado nenhum sinal de magmatismo granítico. Apenas pequenos *stocks* e diques de diabásio e leucogabro foram encontrados, alguns deles fanerozoicos e outros de idade ainda não determinada.

2.2.3 Unidades Fanerozoicas

O quadro geológico regional é completado pela cobertura sedimentar constituída pelas formações fanerozoicas da Bacia do Parnaíba. Essas formações recobrem a borda oriental do Cinturão Araguaia ou estão preservadas em grábens desenvolvidos em rochas supracrustais

deste cinturão. Segundo Costa (1980a), tais coberturas são representadas pelas formações Pimenteiras (folhelhos e siltitos micáceos) e Pedra de Fogo (arenitos esbranquiçados de granulação grossa e siltitos esverdeados, além de leitos centimétricos de sílex).

2.3 - EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DO CINTURÃO ARAGUAIA

O que se segue tem por base principalmente os estudos desenvolvidos por Hasui et al. (1984), Alvarenga et al. (2000) e Hasui (2012).

O Cinturão Araguaia desenvolveu-se na zona de articulação entre o Cráton Amazônico e o cinturão de cisalhamento Paleoproterozoico Tocantins, com a geometria e a evolução da bacia tendo sido controladas por antigas descontinuidades de direção NW-SE, principalmente sobre aquele cráton, e NNE-SSW no limite leste dessa unidade geotectônica.

Durante as fases de rifteamento extensional, foram desenvolvidas várias bacias compartimentadas, individualizando diferentes depocentros em resposta à ativação das descontinuidades NW-SE, como falhas de transferência.

A porção da bacia situada ao sul do lineamento de Carajás, onde a maior parte dos corpos ultramáficos e vulcanitos basálticos ocorre, foi o compartimento mais extenso e evoluiu até o estágio de bacia proto-oceânica. O magmatismo alcalino da Suíte Monte Santo provavelmente marcou o início do rifteamento há cerca de 1,0 Ga

A bacia foi preenchida por depósitos continentais clásticos, grossos, e, subordinadamente, por depósitos carbonáticos, além de formações ferríferas bandadas e silexitos. Concomitantemente, ocorreu vulcanismo máfico representado por derrames de basalto almofadado e brechas basálticas, bem como eventuais intrusões na forma de soleiras e diques de diabásio.

A inversão da bacia foi acompanhada pela reativação das estruturas antigas do embasamento, por metamorfismo regional e anatexia crustal, que resultou em granitogênese, em particular na geração da Suíte Intrusiva Santa Luzia, cerca de 660 Ma atrás. Falhas de empurrão, desenvolvimento de *nappes* e imbricação tectônica das diferentes unidades litoestratigráficas propiciaram a inversão da pilha supracrustal e também expuseram lascas de basalto e peridotito serpentizado.

No estágio compressivo, o transporte tectônico de considerável massa rochosa no sentido NW a WNW aponta para colisão oblíqua envolvendo o Cráton Amazônico. Lascas da Formação Couto Magalhães foram empurradas sobre este cráton e, assim, se formaram zonas transcorrentes que atuaram como rampas oblíquas de direção NW-SE e que provavelmente resultaram da não homogeneidade do deslocamento plástico das massas rochosas. Essas rampas podem ser notadas pelos arrastos associados e pela verticalização da foliação deformada. Na área do Grupo Estrondo, os cavalgamentos e rampas envolveram partes do embasamento, que foram soerguidas, originando estruturas dômicas, em cujos núcleos afloram. As falhas de transferência, de direção NW-SE citadas acima, agiram, nessa fase tardia, como falhas sinistrais transcorrentes.

Na etapa final da evolução neoproterozoica, movimentos direcionais resultaram na formação do lineamento Transbrasiliano e colocação de granitos intrusivos, o mais significativo dos quais é o Granito Matança com idade de 555 a 560 Ma pelo método de evaporação Pb em zircão (Gorayeb et al, 2000).

No Fanerozoico, o mais importante evento foi o da instalação da Bacia do Parnaíba, cujas rochas cobriram, discordante e parcialmente, unidades do Cinturão Araguaia.

CAPÍTULO III

3 GEOLOGIA LOCAL

3.1 GENERALIDADES

Em todas as áreas estudadas, constata-se a mesma sequência litológica, embora haja grandes variações nas proporções das diferentes rochas. Trata-se, fundamentalmente, de metassilexitos e formações ferríferas com intercalações de clorititos de origem ainda controvertida, e de rochas ultramáficas serpentinizadas ou talcificadas, provenientes de harzburgitos e muito subordinadamente de dunito. Essas rochas ultramáficas são cortadas por diques de olivina gabro e piroxenito e hospedam localmente corpos podiformes de cromitito. No morro do Agostinho, um espesso pacote de metabasaltos complementa a citada sequência. Rochas siliciclásticas metapelíticas e metapsamíticas de baixo grau metamórfico (filitos, ardósias, clorita-sericita xistos, metagrauvas) estão geralmente associadas a essa sequência, porém raramente constituem intercalações.

Via de regra, por serem mais resistentes à alteração supergênica e à erosão que as outras rochas, as formações altamente silicosas (metassilexitos e formações ferríferas) se destacam na topografia aplainada regional e oferecem melhores exposições para estudo. Os morros sustentados por estas rochas mostram encostas assimétricas moderadamente inclinadas a muito íngremes. No entanto, este fato não significa necessariamente que se trata das rochas dominantes. Com efeito, os demais litotipos, tanto metassedimentares clásticos como meta-ígneos, cobrem maior área.

Os mapeamentos geológicos e estudos regionais (Gorayeb 1981, 1989, CPRM 2001) efetuados nesta parte do Cinturão Araguaia mostraram que as exposições da sequência estão distribuídas sistematicamente ao longo de grandes discontinuidades de orientação geral submeridiana e correspondem principalmente a rochas da Formação Couto Magalhães. Numerosos corpos ultramáficos associados às rochas metassedimentares químicas e a clorititos seriam lentes de rochas de origem mantélica alojadas em estado sólido ao longo das falhas regionais e suas ramificações durante a fase transpressiva da evolução do cinturão e desmembramento em lascas do Grupo Tocantins sob efeito dos cavalgamentos.

3.2 MORROS ESTUDADOS

Os morros estudados estão localizados em área limitada pelos paralelos 08° 00' e 09° 00' S e pelos meridianos 49°00' e 50°00' W (Figura 2), correspondendo, de leste para oeste, aos morros Grande, Jabuti, Salto, Pau Ferrado e do Agostinho, e a seus arredores imediatos.

3.2.1 Morro Grande

O morro Grande está localizado 32 km a leste da cidade de Araguacema com dimensões de aproximadamente 8 km de comprimento a 2 a 3 km de largura. Apresenta-se na forma de rampa em sua parte inferior, sendo constituído de metassilexitos e, subordinadamente, de clorititos maciços ou estruturados e de formações ferríferas bandadas. Talcoxistos e serpentinitos, hospedeiros de cromititos podiformes, também ocorrem, como lascas intercaladas nas rochas metassedimentares.

3.2.2 Morro do Jabuti

Este morro situa-se ao longo da mesma falha regional que o morro Grande e localiza-se a 30 km a leste da cidade de Araguacema (Figura 3). Tem extensão reduzida (cerca de 400 m de comprimento) e se destaca na topografia devido à presença de uma protetora crosta laterítica formada à custa de rochas predominantemente metapelíticas (filitos). Na sua encosta e, sobretudo no sopé meridional, encontram-se abundantes blocos aparentemente *in situ* e lajedos de metassilexitos, metassilexitos ferríferos, silexitos não metamorfisados e algumas intercalações métricas de formações ferríferas bandadas. Próximo ao morro, foram encontrados blocos soltos de rocha laterizada rica em Mn, com de cerca de 30 cm de diâmetro. A algumas centenas de metros ao sul, esta rocha rica em manganês está bem exposta numa zona aplainada, cortada por pequena drenagem. Além desta rocha manganesífera, encontram-se afloramentos de clorititos e talcoxistos.



Figura 3- Vista panorâmica do morro do Jabuti.

3.2.3 Morro do Salto

Trata-se de um alinhamento de morros estreitos e alongados, de direção submeridiana e de aproximadamente 2 km de comprimento. As cristas dos morros apresentam altitude variável e são sustentadas essencialmente por metassilexitos esbranquiçados a cinza, com intercalações muito discretas de formações ferríferas, filitos e clorititos. Os metassilexitos são as rochas mais abundantes, formando um pacote de espessura centimétrica a métrica, de coloração acinzentada a negra (Figura 4). Encontra-se, localmente, intercalada nesses metassilexitos, fina camada de material manganêsífero, possivelmente indicando a existência de metaexalitos enriquecidos em Mn.



Figura 4- Afloramento com exposições de metassilexito do morro do Salto.

3.2.4 Morro do Pau Ferrado

Consiste, como no caso anterior, num alinhamento de cerca de 2,5 km de morros de topo abaulado interligados, de direção geral norte-sul, constituindo o próprio morro do Pau Ferrado. Para o norte, a sequência de metassilexitos e formações ferríferas se prolonga por mais alguns quilômetros, sob a forma de afloramentos bem individualizados, porém de pouca expressão topográfica, formando ao máximo pequenos morrotes isolados. No morro do Pau Ferrado, o relevo é sustentado basicamente por metassilexitos, apresentando coloração acinzentada a arroxeadada e alternância de bandas claras e escuras. Estas rochas constituem o litotipo dominante, sendo as formações ferríferas delgadas e raras. Leitons métricos até decamétricos de cloritito encontram-se intercalados nessas rochas. Neste morro, foram encontrados indícios de mineralização cuprífera, sob a forma de pequenos blocos, deslocados do seu local de origem e compostos essencialmente de hidróxido de ferro e malaquita. No sopé leste do morro e na zona imediatamente adjacente, observa-se solo marrom avermelhado, que sugere a presença de rochas máficas ou ultramáficas. No entanto, nenhum indício de tais litotipos foi encontrado na área.

3.2.5 Morro do Agostinho

Este morro comporta um pacote de metassilexitos, correspondendo provavelmente a várias lascas imbricadas, o qual apresenta vergência geral para oeste e empilhamento tectônico por cavalgamento. Como nos demais casos, os metassilexitos sustentam as cristas, que têm altitude particularmente elevada. Os metassilexitos exibem fácies variadas e, mais do que em qualquer outro morro estudado, são cortados por vênulas de quartzo leitoso. A leste do sítio de ocorrência dos metassilexitos, serpentinitos estão amplamente expostos, formando uma lombada sobrelevada com topo sub-horizontal. Trata-se basicamente de harzburgitos totalmente serpentinizados, cortados por delgados diques de ortopiroxenito e clinopiroxenito pegmatoides. O topo do pacote de serpentinitos mostra-se localmente silicificado, resultado da alteração supergênica dos ultramafitos. Outrora, espesso manto laterítico se sobrepunha aos serpentinitos, porém foi removido pela erosão. Apenas sobraram sinais localizados da silicificação característica da base da cobertura residual. A NE do morro, a pouca distância dos ultramafitos, lavas almofadadas basálticas estão expostas, com espessura de até 15 m, numa grande pedreira (Figura 5). Fora da pedreira, não há afloramentos de vulcanitos máficos pelo fato de estes serem recobertos por um latossolo de vários metros de espessura. No entanto, a extensão do solo marrom avermelhado indica que os metabasaltos poderiam ser muito mais abundantes na área.

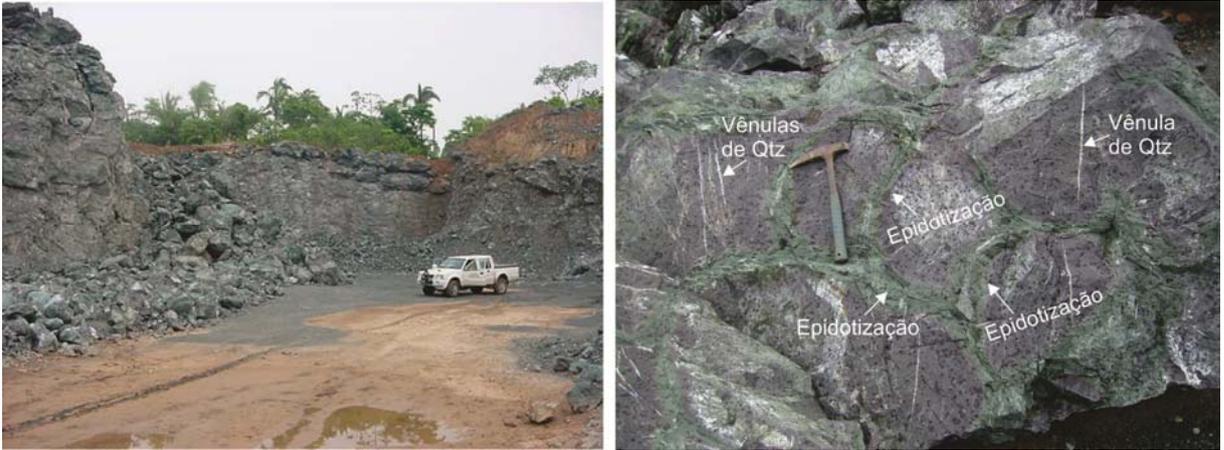


Figura 5- Fotos da pedreira aberta em metabasaltos almofadados (pillow lavas) do morro do Agostinho. Notar, na foto à direita, evidências de propilitização.

CAPÍTULO IV

**METASSILEXITOS E FORMAÇÕES FERRÍFERAS DO GRUPO TOCANTINS:
TESTEMUNHOS DE ATIVIDADE HIDROTHERMAL EXALATIVA DE FUNDO
OCEÂNICO NO CINTURÃO ARAGUAIA****METACHERTS AND IRON FORMATION OF THE TOCANTINS GROUP****Nivia Oliveira da Costa, Raimundo Netuno Nobre Villas, Basile Kotschoubey****Submetido à Revista**

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Pará, Brasil. nivia@ufpa.br, netuno@ufpa.br, basile@ufpa.br

Resumo Foram estudados metassilexitos e formações ferríferas do Grupo Tocantins, porção centro-oeste do Cinturão Araguaia, que ocorrem nos morros do Jabuti, Grande, Pau Ferrado, Salto e Agostinho, normalmente associados com clorititos, serpentinitos e basaltos. Os metassilexitos são maciços a laminados, de textura microcristalina, e compostos essencialmente de quartzo, mas contendo quantidades subordinadas de magnetita, hematita, talco, clorita, caulinita e rutilo. Contêm > 90% de SiO₂ e teores de Fe₂O₃ entre 2 e 8,4%. Nas formações ferríferas, bandas ricas em quartzo microcristalino se alternam com bandas ricas em hematita, magnetita e, em menores proporções, minnesotaíta, estilpnomelano, rutilo, cromita e turmalina. Goethita substitui fraca a intensamente a hematita. Mostram teores médios de Fe₂O₃ e SiO₂ de 76% e 21,3%, respectivamente. São comuns valores anômalos de Cu, Zn, Ni e Cr em amostras de ambos os litotipos, as quais, majoritariamente, apresentam padrão de distribuição dos ETR com maior fracionamento das ETRP em relação às ETRL e com, em geral, anomalias negativas de Ce e positivas de Eu. Para o Y, são mais frequentes as anomalias negativas. Essas características geoquímicas, combinadas com as razões Y/Ho e (Sm/Yb)_{CN}, e com diagramas discriminantes apoiados nos teores de Al, Fe, Si e/ou Mn, sugerem que essas rochas provêm de depósitos sedimentares químicos formados por atividade hidrotermal exalativa em fundo oceânico, a partir de fluidos que não alcançaram altas temperaturas. Revelam, também, como antecipado pelo exame petrográfico, que alguns sítios de deposição receberam aporte de material terrígeno, especialmente os das FFB. Além disso, a associação com clorititos, serpentinitos e basaltos almofadados (morro do Agostinho) indicam que os metassilexitos e as formações ferríferas provavelmente fazem parte de sequências ofiolíticas e, assim, podem representar vestígios de crosta oceânica antiga.

Palavras-chave: Metassilexitos; Formação ferrífera; Atividade exalativa; Grupo Tocantins; Cinturão Araguaia.

Abstract *Metacherts and iron-formations of the Tocantins Group: vestiges of ocean-floor exhalative activity in the Araguaia fold belt.* This paper focuses on the metacherts and iron-formations of the Tocantins Group that occur in the central-western portion of the Neoproterozoic Araguaia belt. These rocks sustain topographically the Jabuti, Grande, Pau Ferrado, Salto and Agostinho hills and are commonly associated with chloritites, serpentinites and hydrothermally altered basalts. The metacherts are massive to laminated and composed primarily of microcrystalline quartz with subordinate amounts of magnetite, hematite, talc,

chlorite, kaolinite and rutile. SiO_2 (>90%) and Fe_2O_3 (2 to 8.4%) are the main chemical constituents. In the iron-formations, bands rich in microcrystalline quartz alternate with bands rich in hematite, magnetite and minor amounts of minnesotaite, stilpnomelane, rutile, chromite and tourmaline. Goethite replaces hematite to a lesser or greater extent. They show average contents of 76% Fe_2O_3 and 21.3% SiO_2 . Anomalous concentrations of Cu, Zn, Ni and Cr are common in both lithotypes, which display a general REE distribution pattern with fractionation of the HREE in relation to the LREE. Most Ce anomalies are negative, whereas those of Eu are positive. Concerning Y, negative anomalies are more frequent. These geochemical characteristics, combined with Y/Ho and $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{CN}}$ ratios and discriminant diagrams based on Al, Fe, Si and/or Mn contents, suggest that these rocks were originally chemical sediments formed by exhalative activity in submarine environment, although the hydrothermal fluids did not reach high temperatures. They also reveal, as anticipated by petrographic examination, that some deposition sites received input of terrigenous material, especially those of the BIF. In addition, the association with chloritites, serpentinites and pillow basalts indicates that the metacherts and iron-formations are likely to be parts of an ophiolite sequence and, as such, they may represent vestiges of an older oceanic crust.

Keywords: Metacherts; Iron-formation; Exhalative activity; Group Tocantins; Araguaia Belt.

INTRODUÇÃO

O Cinturão Araguaia corresponde ao setor setentrional da Província Tocantins (Hasui, Costa e Abreu, 1984) e se estende submeridianamente por cerca de 1200 km entre o Cráton Amazônico, a oeste, e a Bacia do Parnaíba, a leste, em territórios dos estados do Pará e Tocantins. Ao norte, é encoberto por rochas cretácicas da Bacia do Grajaú e, ao sul, separado do Maciço de Goiás pelo lineamento Transbrasiliano (Figura 1). É de idade neoproterozoica (Moura e Gaudette, 1993) e constituído predominantemente pelas rochas supracrustais do Supergrupo Baixo Araguaia, que compreende os grupos Estrondo e Tocantins (Abreu 1978). O Grupo Tocantins, de maior interesse neste trabalho, ocupa a porção centro-ocidental do Cinturão Araguaia e é composto essencialmente por clorita xistos e filitos, além de quartzitos, meta-arcósios e metacalcários subordinados. Processos erosivos geraram uma topografia regional arrasada a suavemente ondulada, na qual se destacam morros e serras sustentados por rochas silicosas (metassilexitos) e formações ferríferas. Também ocorrem clorititos, rochas ultramáficas serpentinizadas, talcoxistos e, localmente, cromititos podiformes. O morro Grande e as serras do Quatipuru e do Tapa são as feições de maior relevo na região, porém outros morros, geomorfologicamente menos proeminentes, comportam associações litológicas similares, nas quais clorititos, formações ferríferas bandadas e metassilexitos são os principais litotipos (morros do Agostinho, Serrinha, Pau Ferrado, Salto, Jabuti, Jacu, etc).

A associação ultramafitos-rochas metassedimentares químicas do Cinturão Araguaia tem atraído, nas últimas décadas, o interesse de vários pesquisadores. Na serra do Quatipuru, por exemplo, Cordeiro e McCandless (1976) descreveram harzburgitos e dunitos serpentinizados, serpentinitos silicificados, cromititos e talcoxistos. Nesta mesma serra e em ocorrências similares nos municípios de Araguacema, Conceição do Araguaia e Pequizeiro, Gorayeb (1989) estudou a serpentinação de corpos ultramáficos, atribuindo a esse processo a silicificação das rochas expostas nas proximidades. Este autor, adicionalmente, interpretou os clorititos como produtos de metassomatismo magnésiano a que as rochas pelíticas do Grupo Tocantins teriam sido submetidas. Seguindo outra linha interpretativa, Kotschoubey e Hieronymus (1990) e Aires e Kotschoubey (1994) evocaram a atividade hidrotermal exalativa, associada a vulcanismo submarino, para explicar a geração dos silexitos, formações ferríferas e clorititos. Posteriormente, consideraram esses conjuntos rochosos como porções desmembradas de complexos ofiolíticos do Neoproterozoico, os quais comportariam basaltos

tipo MORB (*Mid-Oceanic Ridge Basalt*) e dunitos e harzburgitos totalmente serpentinizados (Kotschoubey et al. 1996; 2005).

A hipótese hidrotermal exalativa é suportada pelos resultados de várias expedições realizadas para investigar o assoalho oceânico, com foco particular nas fontes hidrotermais ativas localizadas ao longo das margens de *rifts* oceânicos (Buatier et al., 2001; Charlou et al., 2002; Allen e Seyfried Jr., 2003), bem como em áreas continentais onde a associação silexitos-formações ferríferas-rochas máficas e ultramáficas serpentinizadas tem sido identificada (Sivell, 2002; Kotschoubey et al., 1996; Kotschoubey, Hieronymus e Albuquerque, 2005). Apesar de reconhecida já há algum tempo em diversos sítios do Grupo Tocantins (morros do Jabuti, Grande, Salto, Pau Ferrado e Agostinho), na região de Araguacema, essa associação ainda não foi suficientemente investigada, o que motivou a realização do presente trabalho com vista a estudar geoquimicamente os metassilexitos e formações ferríferas e suas relações com os metabasaltos, clorititos e ultramafitos, e avaliar se essas rochas metassedimentares químicas foram originalmente de origem hidrotermal e de ambiente exalativo de fundo oceânico.

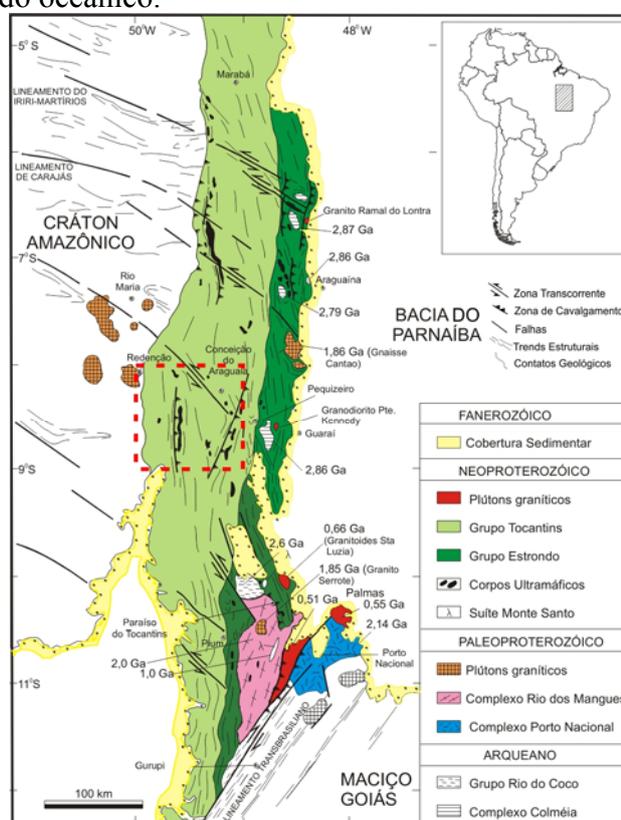


Figura 1- Mapa geológico do Cinturão Araguaia com localização da área estudada (quadrado tracejado). Baseado em Alvarenga et al. (2000).

MATERIAIS E MÉTODOS ANALÍTICOS

Todas as amostras foram coletadas em afloramentos, das quais foram preparadas lâminas delgadas polidas para exame petrográfico sob luz transmitida e refletida. Algumas amostras foram também analisadas por microscopia eletrônica de varredura e espectroscopia de energia dispersiva (MEV-EDS), utilizando-se microscópios Zeiss, modelo LEO-1430, e Hitachi, modelo TM3000, com vista ao refinamento petrográfico e obtenção de dados químicos semiquantitativos de minerais selecionados. Análises difratométricas foram realizadas em difratômetro PANalytical, modelo (X' Pert Pro MPD) para identificação de

minerais comumente não reconhecidos por métodos ópticos convencionais. Todos estes equipamentos integram a infraestrutura analítica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará. Foram realizadas análises químicas em 20 amostras de metassilexito e 13 de formação ferrífera, nos laboratórios da *Acme Analytical Laboratories Ltd.*, Canadá, sendo utilizada a técnica de *Inductively Coupled Plasma Emission/Mass Spectroscopy* (ICP-ES e ICP-MS). Essas amostras foram selecionadas dentre as que mostravam poucos sinais de deformação e de todas foi retirada a parte mais superficial, de modo a minimizar os efeitos do intemperismo.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O embasamento do Cinturão Araguaia é formado por unidades arqueanas e paleo a mesoproterozoicas, nelas incluídos o Complexo Colmeia (2.858 ± 12 Ma), o Grupo Rio do Coco (2.618 ± 14 Ma), o Complexo Rio dos Mangues (2,1 e 2,0 Ga), o Gnaiss Cantão (1.858 ± 68 Ma), o Granito Serrote (1851 ± 41 Ma) e a Suíte Monte Santo (1,0 Ga). Esta última é de natureza alcalina e se encontra gnaissificada a partir de protólitos ígneos que podem estar associados com o rifteamento crustal que deu origem à Bacia do Araguaia. Descrições e sistemática de datação dessas unidades litoestratigráficas podem ser encontradas em Costa et al. (1984), Souza et al. (1985), Moura e Souza (1996), Moura e Gaudette (1999), Arcanjo et al. (2000) e Alvarenga et al. (2000).

O Cinturão Araguaia é constituído pelo Supergrupo Araguaia, que é predominantemente composto por sequências psamíticas e pelíticas, associadas subordinadamente a rochas máficas, ultramáficas e sedimentares químicas. Este pacote rochoso está metamorfisado nas fácies anfíbolito alto a xisto verde, registrando-se diminuição do grau metamórfico e da deformação de leste para oeste. Próximo ao Cráton Amazônico, as rochas estão anquimetamorfisadas ou não mostram evidências de metamorfismo.

Supergrupo Baixo Araguaia - Esta megaunidade comporta a quase totalidade das rochas supracrustais do cinturão e é dividida nos grupos Estrondo e Tocantins (Abreu, 1978).

Grupo Estrondo – Este grupo ocupa a parte leste do cinturão, sendo constituído pelas formações Morro do Campo (base) e Xambioá (topo). A Formação Morro do Campo é composta essencialmente de quartzitos puros e quartzitos micáceos, intercalados localmente com metaconglomerados oligomíticos, xistos, anfíbolitos e formações ferríferas. Por seu turno, a Formação Xambioá compreende xistos diversos (feldspáticos, grafitosos ou com granada, estaurólita ou cianita), além de quartzitos, formações ferríferas bandadas e mármore subordinados. Macambira (1983) datou os xistos e anfíbolitos do Grupo Estrondo, pelo método K-Ar em biotita, muscovita e hornblenda, e obteve idades entre 518 ± 12 Ma e 565 ± 20 Ma, que foram interpretadas como rejuvenescimento durante o Ciclo Brasileiro.

Grupo Tocantins - Nas partes central e ocidental, o cinturão é representado pelo Grupo Tocantins, que é dividido nas formações Pequizeiro (basal) e Couto Magalhães (topo). A Formação Pequizeiro consiste em clorita xistos que se associam subordinadamente a quartzitos, calcioxistos e filitos aluminosos com alguma magnetita. A sua vez, a Formação Couto Magalhães inclui ardósias e filitos, com intercalações de meta-arenitos, meta-argilitos, metassilexitos, formações ferríferas, metagrauvas e metacalcários.

Corpos máficos – Rochas máficas, de natureza essencialmente basáltica, são comuns no Cinturão Araguaia, notadamente no Grupo Tocantins (Souza e Moreton, 1995; Kotshoubey et al., 1996; Teixeira, 1996). Elas estão amplamente expostas a oeste e leste da Serra do Tapa,

onde fazem parte de um sistema imbricado de megalentes de metassilexitos, magnetita metassilexitos, rochas metassedimentares siliciclásticas e metaultramafitos metamorfisados na fácies xisto-verde baixo a médio, situado na porção mediana do cinturão (Hasui e Costa, 1990). Mais ao sul, próximo de Araguacema, esses vulcanitos ocorrem nas imediações do morro do Agostinho (Paixão e Nilson, 2001a). Em todas essas áreas, os basaltos exibem, via de regra, estrutura almofadada, em geral bem preservada, identificando-se localmente brechas vulcânicas. Essas rochas têm sido interpretadas como lavas e brechas vulcânicas submarinas fortemente alteradas por fluidos hidrotermais (Kotshoubey et al., 1996). Na região de Xambioá-Araguanã, metagabros e anfíbolitos, alojados nos micaxistos do Grupo Estrondo, foram datados em 817 ± 5 Ma com base na idade de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão dos metagabros e enfeixados na Suíte Intrusiva Xambica (Gorayeb et al., 2004). Estes autores defendem que o alojamento dos protólitos desses corpos máficos precedeu o metamorfismo e o tectonismo principal da evolução do Cinturão Araguaia no Neoproterozoico.

Corpos Ultramáficos - Corpos lenticulares ultramáficos, de orientação geral N-S a NE-SW e extensão que chega a atingir alguns quilômetros estão alojados, ao longo de falhas de baixo ângulo, nas rochas metassedimentares dos grupos Estrondo e Tocantins, aparentemente em maior abundância neste último. Os serpentinitos localizados na serra do Quatipuru são expressivos e estão a 30 km a SW da cidade de Couto Magalhães. Corpos ultramáficos também estão representados nos morros do Agostinho, Pau Ferrado, Salto, Grande, Jacu e Serrinha. Trata-se sobretudo de serpentinitos, localmente com concentrações de cromita podiforme, além de talcoxistos e esteatitos subordinados.

Corpos graníticos - Corpos granitoides são mais comuns no domínio do Grupo Estrondo e ocorrem, fundamentalmente, como pequenos *stocks* de seção subcircular a elíptica, pouco ou não deformados, ou como diques e veios intrusivos na seqüência metassedimentar. As ocorrências mais expressivas referem-se à Suíte Intrusiva Santa Luzia (655 ± 24 Ma, Moura e Gaudette, 1993), na porção meridional do cinturão, ao Granodiorito Presidente Kennedy, próximo de Colméia, ao Granito Ramal do Lontra (620 Ma, Macambira, 1983), na região de Xambioá-Araguacema, e o Granitoide Matança (560-555 Ma, Gorayeb et al., 2000), a SE da cidade de Paraíso do Tocantins. Esses corpos granitoides são sin e tardi-colisionais e a sua origem estaria relacionada ao metamorfismo de fácies anfíbolito médio a alto, que afetou o Grupo Estrondo (Alvarenga et al., 2000).

Unidades Fanerozoicas – Em discordância angular, repousam sobre as rochas pré-existentes seqüências fanerozoicas da Bacia do Parnaíba, que recobrem a borda oriental do Cinturão Araguaia ou estão preservadas em grábens desenvolvidos em rochas supracrustais do cinturão. Essas seqüências, segundo Costa (1980a), são representadas pelas formações Pimenteiras (folhelhos e siltitos micáceos) e Pedra de Fogo (arenitos esbranquiçados de granulação grossa e siltitos esverdeados, além de leitos centimétricos de sílex).

Evolução geotectônica do Cinturão Araguaia - A geometria e a evolução do Cinturão Araguaia foram inicialmente controladas por antigas descontinuidades de direção NW-SE e NNE-SSW. Durante as fases de rifteamento extensional, várias bacias foram compartimentadas individualizando diferentes depocentros, em resposta à ativação das descontinuidades NW-SE como falhas de transferência (Alvarenga et al. 2000).

Alguns compartimentos evoluíram até o estágio de bacia proto-oceânica, como aquele ao sul do lineamento de Carajás, que foi o mais extenso e onde ocorre a maior parte dos corpos ultramáficos e vulcanitos basálticos. O magmatismo alcalino da Suíte Monte Santo provavelmente marcou o início do rifteamento há cerca de 1,0 Ga

A bacia foi preenchida por depósitos continentais clásticos, grossos a finos e, subordinadamente, por depósitos carbonáticos característicos de ambiente marinho mais raso, além de formações ferríferas bandadas e silexitos. Concomitantemente, ocorreu vulcanismo máfico representado por derrames de basalto almofadado e brechas basálticas, bem como eventuais intrusões na forma de soleiras e diques de diabásio.

A inversão da bacia foi acompanhada pela reativação das estruturas antigas do embasamento, por metamorfismo regional e anatexia crustal, que resultou em granitogênese, em particular na geração da Suíte Intrusiva Santa Luzia, cerca de 660 Ma atrás. Falhas de empurrão, desenvolvimento de *nappes* e imbricação tectônica das diferentes unidades litoestratigráficas propiciaram a inversão da pilha supracrustal e também expuseram lascas de basalto e peridotito serpentinizado.

No estágio compressivo, o transporte tectônico de considerável massa rochosa no sentido NW aponta para colisão oblíqua envolvendo o Cráton Amazônico. As falhas de transferência de direção NW-SE, citadas acima, agiram, nessa fase tardia, como falhas sinistrais transcorrentes.

Durante o cavalgamento regional, as rochas do embasamento foram deslocadas e alojadas sobre as rochas supracrustais, formando lascas. Na etapa final da evolução, movimentos direcionais resultaram na formação do lineamento Transbrasiliano e colocação de granitos intrusivos, o mais significativo dos quais é o Granito Matança com aproximadamente 560-555 Ma (Gorayeb, Moura e Barros, 2000).

GEOLOGIA LOCAL

Os morros estudados localizam-se em área limitada pelos paralelos 08° 00' e 09° 00' S e pelos meridianos 49°00' e 50°00' W, e correspondem, de leste para oeste, aos morros Grande, Jabuti, Salto, Pau Ferrado e Agostinho, e a seus arredores imediatos (Figura 2), todos ocorrendo na área de exposição da Formação Couto Magalhães. Um traço comum entre eles é a ocorrência da mesma sequência litológica constituída por metassilexitos e formações ferríferas, com que se intercalam, em maior ou menor grau, clorititos e rochas ultramáficas serpentinizadas, estas últimas derivadas principalmente de harzburgitos, que hospedam localmente bolsões podiformes de cromitito e diques de olivina gabro e piroxenito. Essa sequência corresponde a um complexo ofiolítico incompleto que foi tectonicamente desmembrado (Kotschoubey et al., 1996).

Morro Grande - Está localizado a 32 km nordeste de Araguacema com aproximadamente 8 km de comprimento e 2-3 km de largura. Este morro apresenta-se em forma de rampa na sua parte inferior e é constituído de metassilexitos, clorititos maciços ou bandados e formações ferríferas (subordinadas). Talcoxistos e serpentinitos, que hospedam cromititos podiformes deformados, ocorrem como lascas intercaladas nas rochas metassedimentares.

Morro do Jabuti - À semelhança do Morro Grande, ocorre ao longo da mesma falha regional de empurrão, de direção NE-SW, a 30 km a leste de Araguacema. Apesar de pouca extensão (cerca de 400 m de comprimento), se destaca na topografia protegido que é por crosta laterítica derivada predominantemente de filitos. Abundantes blocos, aparentemente *in situ* e lajedos de metassilexitos, metassilexitos ferríferos e algumas intercalações métricas de formações ferríferas bandadas ocorrem na encosta e, principalmente, no sopé meridional. Numa zona aplainada, a algumas centenas de metros ao sul do morro, encontram-se exposições de rochas ricas em Mn. Nas circunvizinhanças, há também afloramentos de clorititos e talcoxistos.

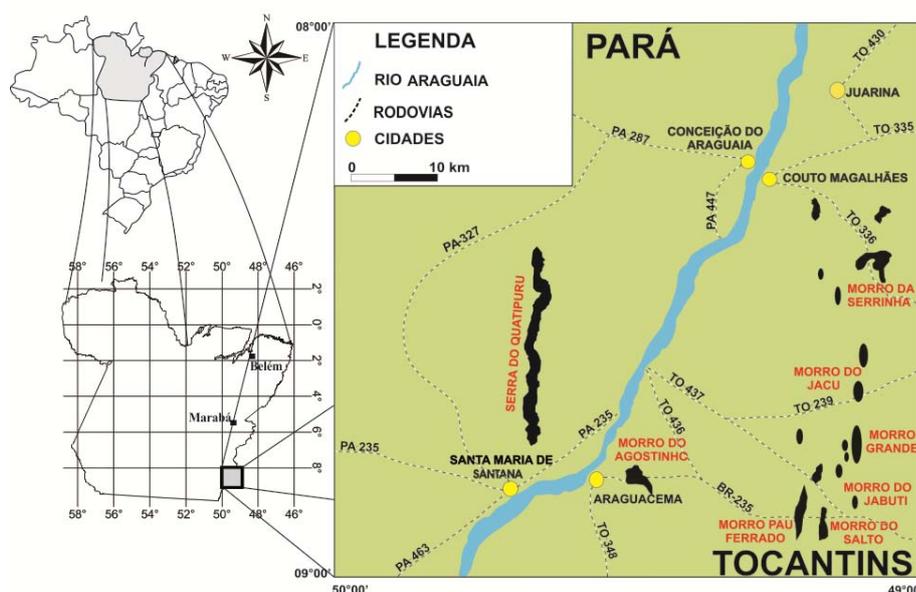


Figura 2 – Mapa de localização dos morros estudados (quadrado tracejado na Figura 1), os quais se concentram no quadrante sudeste (Grande, Jabuti, Salto, Pau Ferrado e Agostinho).

Morro do Salto – Constitui, de fato, um conjunto de morrotes estreitos e alongados, submeridianamente com cerca de 2 km de comprimento, altitude variável e cristas sustentadas por rochas ricas em sílica. Metassilexitos, de coloração esbranquiçada a negra, são os litotipos dominantes, que se apresentam em camadas de espessura centimétrica a métrica com intercalações de filitos, clorititos e material manganêsífero.

Morro do Pau Ferrado - Trata-se, como no caso anterior, de um alinhamento de cerca de 2,5 km de morros de topo abaulado interligados, de direção geral N-S. Para o norte, os metassilexitos e formações ferríferas se prolongam por mais alguns quilômetros, sob a forma de afloramentos bem individualizados, porém de pouca expressão topográfica. O relevo é também sustentado basicamente por metassilexitos bandados de coloração acinzentada a arroxeada. Estas rochas constituem o litotipo dominante, sendo as formações ferríferas, além de raras, delgadas; nelas ocorrem intercalações métricas a decamétricas de cloritito. Pequenos blocos rolados compostos essencialmente de hidróxido de ferro e malaquita foram encontrados, denunciando indícios de mineralização cuprífera. No sopé leste do morro e na zona imediatamente adjacente, observa-se solo marrom avermelhado, que sugere a presença de rochas máficas ou ultramáficas, até aqui não comprovadas.

Morro do Agostinho – É formado por um pacote de metassilexitos, que apresenta vergência geral para oeste e empilhamento tectônico por cavalgamento. Essas rochas sustentam as cristas dos morros, que apresentam altitude particularmente elevada, sendo cortadas por abundantes vênulas de quartzo leitoso. Nos arredores, estão amplamente expostos em morrotes com topo sub-horizontal, harzburgitos totalmente serpentinizados e cortados por diques de piroxenito metamorfisados. Esses serpentinitos estão bastante intemperizados e, do manto laterítico que foi formado, sobraram apenas sinais localizados da silicificação característica da base da cobertura residual. A NE, a pouca distância dos ultramafitos, lavas almofadadas basálticas estão expostas, com espessura de até 15 m, numa grande pedreira (Figura 3). A extensão desses derrames é desconhecida, porém a espessa cobertura de latossolo marrom avermelhado indica que a área de ocorrência dos basaltos pode ter sido muito mais expressiva.

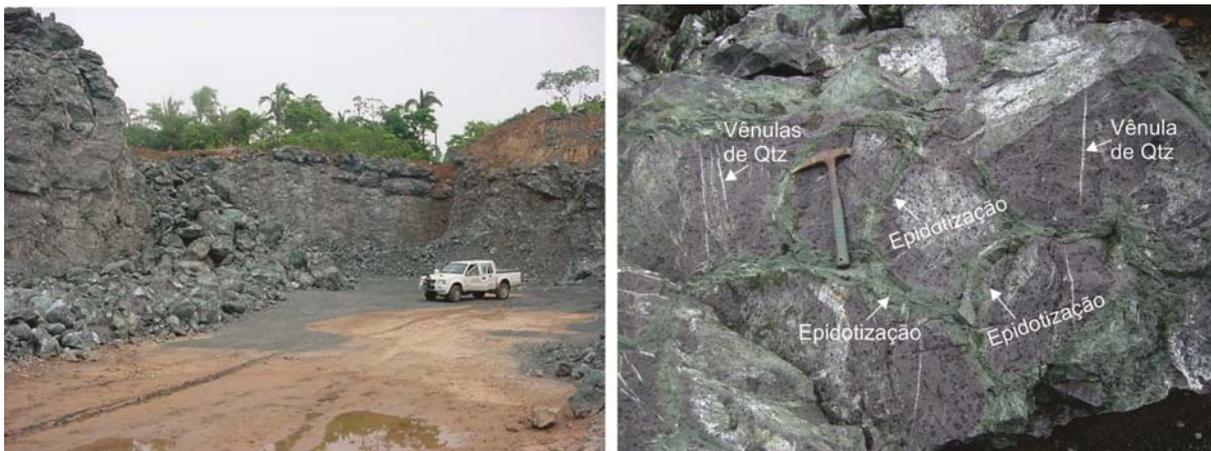


Figura 3 – Foto da pedreira expondo metabasaltos almofadados (*pillow lavas*) do Morro do Agostinho. À direita, metabasalto propilitizado e cortado por vênulas de quartzo (Qtz).

CARACTERIZAÇÕES PETROGRÁFICA E QUÍMICA

Metassilexitos - Essas rochas são maciças ou pouco a muito laminadas e mostram coloração muito variável predominando a tonalidade cinza. Comumente, vênulas de quartzo leitoso recortam os metassilexitos, fato particularmente marcante no Morro do Agostinho. Ao microscópio, os metassilexitos consistem numa massa microcristalina equigranular, composta essencialmente de cristais de quartzo que apresentam contatos retos e arranjo em mosaico. Além do quartzo, ocorrem quantidades variáveis de hematita sob forma de finos cristais avermelhados, aciculares, tabulares ou lameliformes, e de magnetita em cristais subédricos. São também reconhecidos rutilo e filossilicatos, estes em finas palhetas ou cristais aciculares a fibrosos geralmente orientados. Dentre os filossilicatos, ocorrem talco, localmente em quantidades significativas (Figura 4A), e clorita. Caulinita foi detectada somente na amostra WL2-02 por difração de raios-X. Nos metassilexitos negros, o material escuro pode estar relacionado ao carbono que ocorre em finíssimas partículas. Foram observados, em algumas amostras, cristais reliquiares de cromita dispersos na rocha. As vênulas de quartzo exibem microdobramentos complexos e seus cristais destacam-se da matriz pelo maior tamanho e tendência a apresentar formas subédricas. No Morro do Agostinho, metassilexitos de coloração alaranjada pálida revelam microestruturas circulares a ovais, constituídas de sílica microcristalina contaminadas com óxidos de Fe (Figura 4B), muito provavelmente resultantes de silicificação. Parte dessas estruturas é constituída de calcedônia com hábito radial (Figura 4C). As análises difratométricas e por microscopia eletrônica de varredura confirmaram a presença de clorita, magnetita (Figura 5A), ouro (Figura 5B) e cromita (Figura 5C) na matriz quartzosa dos metassilexitos.

Ressalta-se que no morro do Salto ocorrem localmente intercalações de filitos, denunciando aporte de carga pelítica ao sítio de deposição dos silexitos.

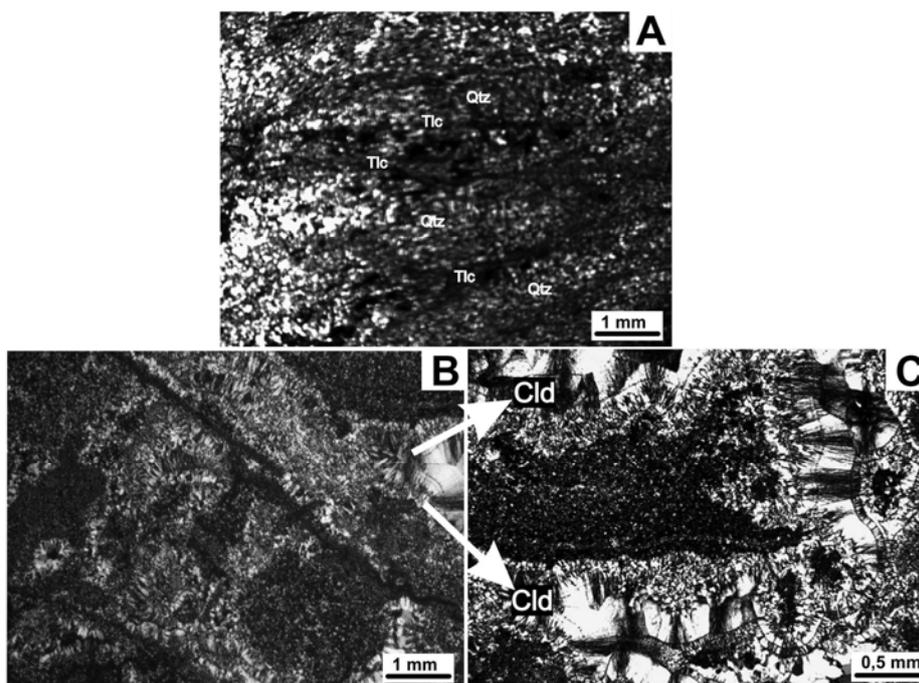


Figura 4 – Fotomicrografias de amostras de metassilexito. A. Intercalações de microbandas de talco (Tlc) e de quartzo (Qtz). B. Microestruturas circulares a ovais dispersas na massa microcristalina em amostra do Morro do Agostinho. C. Calcedônia (Cld) em estruturas radiais que aparecem no canto direito superior da figura B.

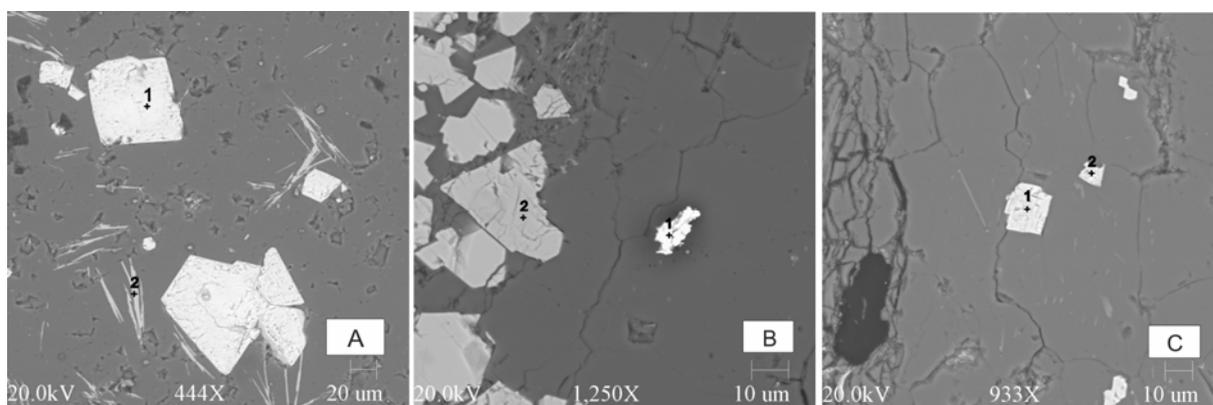


Figura 5 – Imagens de elétrons retroespalhados de amostras de metassilexito. A. Magnetita em cristais subédricos martitizados (ponto 1) e hematita em cristais aciculares (ponto 2) - Morro do Salto. B. Cristal irregular de ouro (ponto 1) e cristal subédrico de magnetita (ponto 2) - Morro do Jabuti. C. Cristais subédricos de cromita (pontos 1 e 2) - Morro do Jabuti.

Em termos dos componentes maiores (Tabela 1), os metassilexitos mostram teores de SiO_2 normalmente acima de 90%, porém uma amostra registra pouco mais de 80% (WL16-03). Os teores de $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{total})$ são muito variáveis, com a maioria das amostras no intervalo entre 2 e 8,4%. Igualmente variáveis são os teores de MgO, com mais da metade das amostras acusando menos de 0,1%, embora excepcionalmente cheguem a 9,55% (WL16-03). Os teores de Al_2O_3 são normalmente baixos, inferiores a 0,6%, e somente em três amostras são registrados valores acima de 2%, provavelmente refletindo clorita em maior abundância. Os valores de perda ao fogo estão abaixo de 2% e raramente ultrapassam 3%. Os outros componentes maiores apresentam valores muito baixos, salvo MnO na amostra WL21-02A e

TiO₂ na amostra WL4-01, ambas com 1,18%. Algumas amostras apresentam teores expressivos de Cr₂O₃ (≥ 0,3%), mas em geral estão abaixo de 0,1%.

Tabela 1 – Composição química de amostras de metassilexito dos vários morros estudados.

Óxidos	JABUTI							P. FERRADO		SALTO		
	WL2 07	WL3 03	WL2 01	WL2 02	WL4 01	WL3 02	WL1 02	WL7 01	WL23 01	WL21 02A	WL19 01	WL18 01
SiO ₂ (%)	88,95	90,20	92,79	93,95	94,88	96,87	97,82	93,35	97,49	82,67	90,67	91,72
TiO ₂	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	1,18	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	0,13	0,05	<0,01
Al ₂ O ₃	0,73	2,02	0,17	0,57	0,45	0,03	0,25	0,05	0,25	3,70	0,54	0,06
Fe ₂ O _{3(t)}	4,99	3,55	1,76	2,61	1,79	2,39	0,77	5,28	1,26	8,40	6,47	6,99
Cr ₂ O ₃	0,30	0,57	0,07	0,39	0,04	0,002	0,04	0,002	0,17	0,17	0,57	0,002
MnO	0,01	0,02	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	1,18	0,02	<0,01
MgO	2,7	1,82	3,27	1,29	0,10	0,02	0,05	0,02	0,03	0,01	0,42	<0,01
CaO	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,06	<0,01	0,02	0,01	<0,01
Na ₂ O	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01
K ₂ O	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04
P ₂ O ₅	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	<0,01	0,06	0,02	0,11	0,02	0,05
PF	2,2	1,6	1,9	1,1	1,3	0,7	0,9	1,2	0,8	3,3	1,0	1,2
C _{total}	0,04	0,02	0,02	0,02	0,30	0,02	0,16	0,02	0,04	0,06	0,03	0,02
S _{total}	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,02	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01
TOTAL	100,05	99,90	100,05	100,05	99,84	100,04	100	100,05	100,04	99,81	99,86	100,05
Cu (ppm)	4,5	33,9	9,7	63,2	70,3	165	7,1	5	27	128,4	18,5	56,6
Pb	0,2	<0,1	0,1	0,2	8,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,4	0,1
Zn	7	13	2	6	2	2	2	8	3	74	11	2
Mo	0,3	0,4	0,4	0,6	13	0,5	0,8	1,1	0,6	0,7	1,7	1
Ni	337,4	514,8	63,6	421,9	22,4	10,2	8,4	11,8	46,9	752,2	493,3	18,8
Co	95,8	88,7	52,3	105,8	64,6	80,9	93,3	74,9	98,2	859	165,4	105,2
Cr	2053	3901	479	2669	274	14	274	14	1163	1163	3894	14
Rb	0,6	0,5	<0,5	<0,5	1,2	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sr	2,2	<0,5	0,8	0,5	6,8	<0,5	0,7	1	3,5	2,8	0,7	5,4
Ba	9,4	2,5	4,3	6,7	9,5	3,1	2,5	7,2	6,4	1073,3	3,5	47,9
U	<0,1	0,2	0,3	0,3	7,9	0,2	1,3	0,2	0,4	0,8	1,3	0,3
Zr	7,2	2,9	1,4	12,7	259,6	8,9	87,3	7,4	15,5	14,9	127,4	7,6
V	35	48	12	40	28	12	14	26	20	125	42	26
Ga	1,5	1,6	2,3	2,1	2,3	0,9	<0,5	<0,5	0,9	7,6	1,3	<0,5
As	<0,5	0,7	<0,5	<0,5	29,8	<0,5	2,1	1,2	8,4	16,7	1	15,9
Sb	0,2	0,1	0,1	0,1	9,6	0,1	0,1	0,1	0,7	0,1	0,4	0,3
Y	0,4	1	0,5	0,4	40,9	0,4	3	4,1	2,7	43,4	3,8	1,3
Au (ppb)	<0,5	<0,5	0,6	0,5	27,4	<0,5	1,2	<0,5	<0,5	1,5	1,2	1,4
La (ppm)	<0,5	0,7	0,9	0,6	47,6	<0,5	1,5	2,9	6,7	18,6	<0,5	8,6
Ce	<0,5	1,4	<0,5	<0,5	99,9	<0,5	6,9	2,2	10,8	63,1	1,1	3,7
Pr	<0,2	0,21	0,13	<0,2	11,26	<0,02	0,37	0,33	1,14	7,16	0,15	2,72
Nd	<0,4	0,8	0,5	<0,4	41,5	<0,4	1,5	1,4	3,7	28,4	0,6	9,5
Sm	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	7,6	<0,1	0,3	0,3	0,5	6,7	<0,1	1,6
Eu	<0,5	<0,05	<0,05	<0,05	1,35	<0,05	0,06	0,11	0,08	1,24	<0,05	0,27
Gd	<0,5	0,08	<0,05	<0,05	6,84	<0,05	0,48	0,48	0,49	6,68	0,32	0,87
Tb	<0,1	0,03	0,01	<0,01	1,28	0,01	0,08	0,08	0,08	1,46	0,04	0,10
Dy	<0,05	0,16	0,06	<0,05	7,51	<0,05	0,46	0,42	0,29	8,48	0,36	0,42
Ho	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	1,55	<0,05	0,09	0,09	0,07	3333333	0,09	0,05
Er	<0,05	0,12	<0,05	<0,05	4,56	<0,05	0,29	0,23	0,20	4,74	0,28	0,14
Tm	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,69	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,66	<0,05	<0,05
Yb	0,07	<0,05	<0,05	<0,05	4,59	<0,05	0,25	0,22	0,14	4,04	0,23	0,10
Lu	0,01	0,02	<0,01	<0,01	0,69	<0,01	0,04	0,02	0,03	0,58	0,04	0,01
Σ_{ETR}	0,08	3,52	1,71	0,6	236,92	0,01	12,2	8,78	24,22	153,43	3,21	28,08

Tabela 1- Continuação

Óxidos	GRANDE							AGOSTINHO
	WL16 03	WL15 01	WL13 01	WL16 01	WL16 04	WL17 02	WL17 01	WL34 02
SiO₂ (%)	80,67	88,35	89,85	90,14	91,44	94,65	97,46	96,36
TiO₂	<0,01	<0,01	0,11	0,03	<0,01	0,01	0,02	<0,01
Al₂O₃	0,60	0,12	2,35	0,14	0,11	0,09	0,39	0,28
Fe₂O₃ (t)	6,12	11,00	2,45	7,33	8,14	4,49	1,01	1,72
Cr₂O₃	0,30	0,004	0,02	0,16	0,34	0,10	0,04	0,02
MnO	0,14	0,02	0,03	0,01	<0,01	<0,01	0,05	0,02
MgO	9,55	0,07	2,72	0,07	0,03	0,02	0,06	0,08
CaO	0,01	<0,01	0,03	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,02
Na₂O	0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K₂O	<0,04	<0,04	0,04	<0,04	<0,04	<0,04	0,07	<0,04
P₂O₅	0,03	0,02	0,03	0,05	0,03	0,03	0,04	<0,01
PF	2,2	0,3	2,2	1,9	0,1	0,6	0,9	1,5
C_{total}	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02
S_{total}	<0,01	0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	0,01	<0,01
TOTAL	99,89	99,92	99,89	99,89	100,04	100,04	100,06	100,06
Cu (ppm)	141,4	5	10,6	14,3	7	3,9	11,6	8,6
Pb	1,4	0,8	1,8	2,3	0,6	0,3	0,4	0,4
Zn	17	2	36	13	2	2	12	1
Mo	1,1	0,4	0,7	1,4	0,6	0,3	0,3	0,4
Ni	844,1	114,1	280,4	186,4	129,4	44,8	28,5	100,3
Co	77,4	49,4	63,6	84,4	113,8	66,9	37	59,1
Cr	2067	27	137	1095	2327	684	274	137
Rb	0,8	<0,5	2,2	<0,5	<0,5	0,9	2,5	1,3
Sr	0,7	3,8	2,9	0,7	0,8	<0,5	2,6	2
Ba	52,8	43,9	147,4	5,5	9,3	8,1	49,8	15,8
U	0,1	0,1	0,3	1,8	0,4	0,4	0,3	0,1
Zr	0,5	5,1	24	94,3	0,6	49,6	9,9	0,9
V	38	27	19	58	16	27	16	6
Ga	0,7	0,7	3,3	1,6	<0,5	<0,5	0,5	0,5
As	20,6	2,2	4,9	35,1	1,1	<0,5	3,5	3,2
Sb	1	0,4	0,3	0,4	0,4	0,3	0,9	0,2
Y	1,3	7,7	13,7	4,2	0,6	0,7	3,4	0,4
Au (ppb)	0,6	<0,5	1,3	0,5	2,8	<0,5	0,5	0,9
La (ppm)	1,6	15,2	19,5	0,9	1,6	0,9	5,8	1,4
Ce	0,8	9,0	14,4	1,7	0,8	1,2	9,1	0,5
Pr	0,15	4,32	4,38	0,31	0,22	0,07	1,36	0,12
Nd	0,9	18,9	16,5	1,4	0,8	<0,4	4,7	<0,4
Sm	0,2	4,5	2,9	0,4	0,1	<0,1	0,9	0,1
Eu	<0,05	1,15	0,61	0,08	<0,05	<0,05	0,26	<0,05
Gd	0,13	4,61	2,79	0,42	0,12	<0,05	0,64	0,08
Tb	0,03	0,65	0,50	0,08	0,01	0,01	0,13	0,02
Dy	0,21	2,93	2,21	0,47	0,06	<0,05	0,54	0,12
Ho	<0,05	0,42	0,43	0,09	<0,05	<0,05	0,09	<0,05
Er	0,11	0,83	1,20	0,29	<0,05	<0,05	0,31	<0,05
Tm	<0,05	0,11	0,19	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Yb	0,13	0,40	0,99	0,23	<0,05	<0,05	0,32	<0,05
Lu	0,02	0,05	0,18	0,04	<0,01	0,01	0,04	<0,01
ΣETR	4,28	63,07	66,78	6,41	3,71	2,19	24,19	2,36

Representadas no diagrama Al₂O₃-Fe₂O₃-MgO (Figura 6), as amostras de metassilexito se distribuem em dois grupos distintos, de acordo com teores mais baixos e mais elevados de MgO. No grupo I, mais pobre em MgO ($\leq 0,42\%$), figuram amostras de todos os morros estudados e no grupo II, mais rico em MgO ($\geq 1,3\%$), registram-se apenas amostras dos morros Grande e do Jabuti. Devido à abundância de magnetita e hematita, há amostras do grupo I que se situam bem próximo ao vértice Fe₂O₃ (morros Grande, do Jabuti e do Pau Ferrado), enquanto outras dele se distanciam, direcionando-se para o vértice Al₂O₃ em

consonância com as significativas proporções de clorita. No grupo II, igualmente, há amostras mais ricas em Al_2O_3 por conta principalmente da presença de clorita. Há, por outro lado, amostras pobres em Al_2O_3 , o que é explicado pela presença de talco, que nelas é abundante. Quanto aos elementos traços (Tabela 1), somente Ni, Co e Cr têm alguma expressão com médias de 222 ppm, 122 ppm e 1.133 ppm, respectivamente. O Au mostra, no geral, valores baixos e em apenas uma amostra se eleva a 27,4 ppb. O conteúdo total de elementos terras raras (ETR) dos metassilexitos é normalmente baixo (≤ 67 ppm) com exceção de duas amostras cujas Σ_{ETR} registram 153 e 237 ppm (Tabela 1), ainda assim inferior ao do NASC (*North American Shale Composite*). Amostras de todos os morros, exceto do morro Pau Ferrado, correspondendo a cerca da metade delas, revelam teores de alguns desses elementos abaixo do limite de detecção da técnica analítica utilizada, de modo que não foi possível representá-las em gráficos. O padrão de distribuição dos ETR das amostras restantes normalizadas ao NASC varia fortemente de uma a outra, havendo amostras em que os elementos terras raras leves (ETRL) apresentam enriquecimento em relação aos elementos terras raras pesadas (ETRP), enquanto em outras se dá o inverso $[(La/Yb)_N=0,4 \text{ a } 9]$. Do mesmo modo, registram-se anomalias positivas e negativas tanto de Ce $[(Ce/Ce^*)=0,3 \text{ a } 2]$ como de Eu $[(Eu/Eu^*)=0,7 \text{ a } 1,6]$, embora sejam mais frequentes os valores negativos de Ce e os positivos de Eu. Considerando esse quadro e para melhor descrever o comportamento dos ETR, as amostras foram separadas em três diagramas, um correspondendo ao morro Grande, outro aos morros Jabuti e Salto, e ainda outro ao morro Pau Ferrado. As amostras do morro Grande são mais empobrecidas em ETR do que o NASC e revelam como característica comum anomalias negativas de Ce entre 0,3 e 0,8 (Figura 7A). Em duas delas estas anomalias são relativamente fracas e, em termos da razão ETRL/ETRP, mostram comportamento inverso. As amostras que apresentam anomalias negativas de Ce mais acentuadas $(Ce/Ce^*=0,3 \text{ e } 0,4)$ tendem a ser enriquecidas em ETRL em relação aos ETRP $[(La/Yb)_N = 2 \text{ a } 4]$. Em relação às amostras do morro Grande, uma do morro do Jabuti (WL4-01) e uma do morro do Salto (WL21-02A) revelam padrões de distribuição dos ETR essencialmente sub-horizontalizados e sem anomalias negativas de Ce (Figura 7B). A outra amostra do morro do Jabuti (WL1-02) se diferencia pela moderada anomalia positiva de Ce igual a 2 e pelo fato de ser pelo menos 10 vezes mais empobrecida em ETR do que o NASC. A amostra WL18-01 (morro do Salto), por outro lado, revela grande similaridade com a amostra WL15-01 (morro Grande) haja vista a forte anomalia negativa de Ce $(Ce/Ce^*= 0,19)$ e o alto valor $(La/Yb)_N = 8,61$. As duas amostras do morro Pau Ferrado, por sua vez, são também bem mais empobrecidas em ETR do que o NASC e apresentam comportamentos distintos (Figura 7C). Em uma delas a anomalia negativa de Ce é acentuada (0,5) e seu padrão se assemelha ao de algumas amostras do morro Grande. A outra não revela anomalia de Ce, mas se observa moderado fracionamento dos ETRL em relação aos ETRP com valor de $(La/Yb)_N=4,9$.

Nas figuras 7A a 7C está também representado o padrão de distribuição dos elementos terras raras da água do mar atual (Derry e Jacobsen, 1990), observando-se que os perfis da maioria das amostras de metassilexito estudadas dele se desviam em maior ou menor grau.

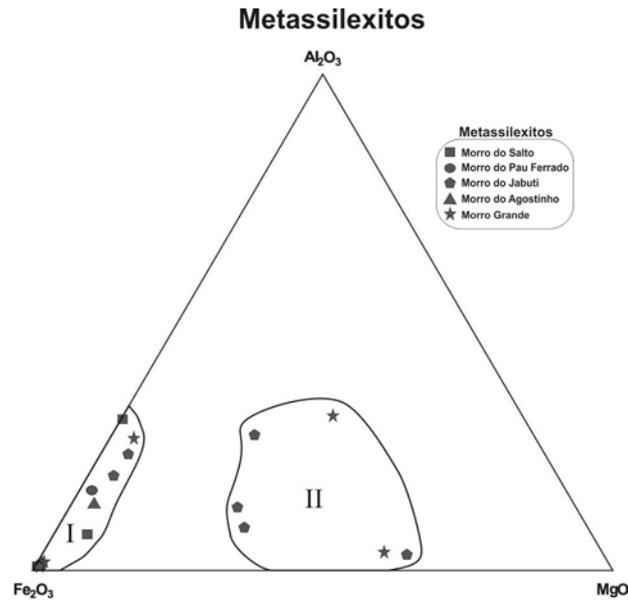


Figura 6 - Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ em que estão representadas as amostras dos metassilexitos dos grupos I (pobres em MgO) e II (ricas em MgO).

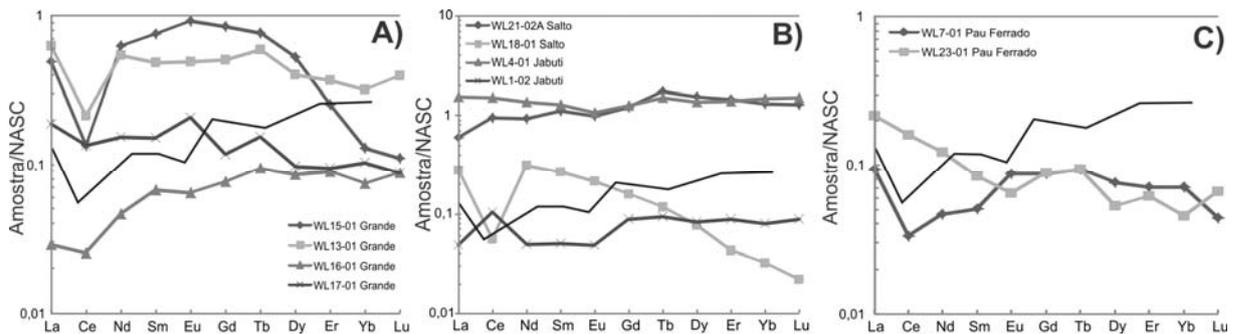


Figura 7 – Padrão de distribuição dos elementos terras raras (ETR) em amostras de metassilexito normalizadas ao NASC. Em geral, elas são empobrecidas em ETR em relação a este padrão. A. Amostras do Morro Grande com anomalias negativas de Ce. B. Amostras dos morros do Jabuti e Salto, duas das quais com comportamento sub-horizontalizado e sem anomalia importante de Ce, contrastando com as duas outras. C. Amostras do Morro Pau Ferrado, uma com acentuada anomalia de Ce e outra sem esta anomalia, mas com razões ETRL/ETRP moderadas. A linha sem símbolos refere-se à água do mar atual (Derry e Jacobsen, 1990) e foi incluída para efeitos de comparação.

Formações Ferríferas - Estas rochas são muito menos abundantes do que os metassilexitos, exibindo coloração esbranquiçada a acinzentada escura, localmente avermelhada. Bandas claras, milimétricas a centimétricas e compostas essencialmente de quartzo, se alternam com bandas escuras, de similar espessura, constituídas predominantemente por óxidos de Fe. Algumas amostras revelam aspecto maciço, porém, sob o microscópio, observa-se um microbandamento, que é preservado mesmo quando estão intemperizadas (Figura 8A). Localmente registram-se evidências de microdobramento, *boudinage* e espessamento das bandas.

Hematita é o principal mineral, que se encontra substituída fraca a intensamente em algumas amostras por goethita. A magnetita é bem menos comum, mas é abundante em algumas amostras dos morros Grande e Jabuti, nas quais está parcialmente martitzada (Figura

8B). O quartzo é, em geral, microcristalino, mas há amostras em que seus cristais se desenvolvem com tamanhos variados, exibindo localmente pontos tríplices. Também ocorrem acessoriamente zircão, rutilo, cromita e minerais de aspecto micáceo, como minnesotaíta e estilpnomelano (Figura 8C), além de apatita (Figura 8D) e turmalina. Estes dois últimos minerais encontram-se dispersos pela rocha em cristais finos, euédricos a subédricos. Alguns cristais de turmalina, de contornos arredondados (linha tracejada), acham-se envoltos por nova geração deste mesmo mineral (Figura 8E), enquanto outros se mostram parcialmente corroídos por óxidos de Fe (Figura 8F).

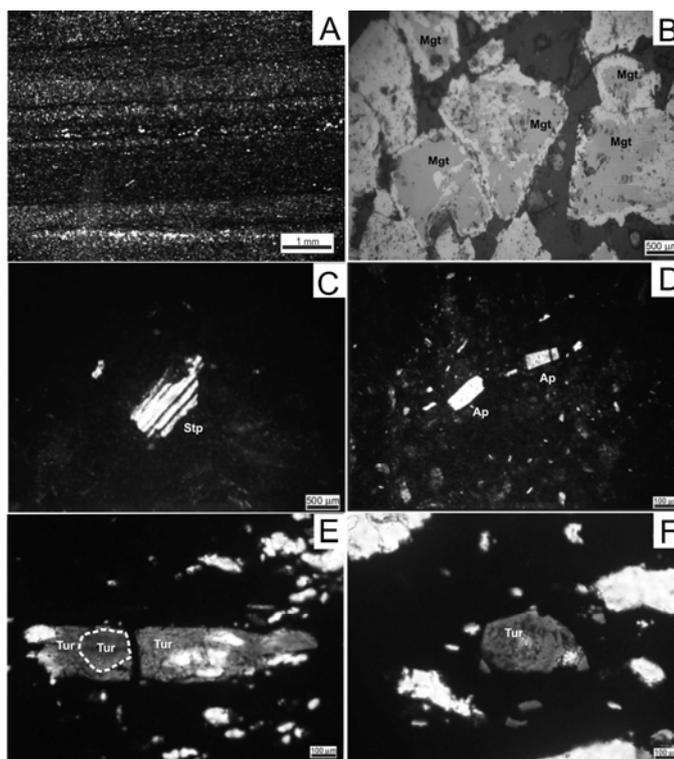


Figura 8 – Fotomicrografias de amostras de formação ferrífera. A. Microbandamento realçado pela alternância de lâminas ricas em quartzo microcristalino e ricas em hematita + magnetita. B. Cristais anédricos de magnetita (Mgt) parcialmente martitizada. C. Cristal isolado, provavelmente de estilpnomelano (Stp). D. Cristais subédricos e finos de apatita (Ap) em meio à massa rica em minerais de Fe. E. Grão subarredondado de turmalina (Tur) envolto por cristal alongado de nova geração, cortado por fratura preenchida por óxido de Fe. F. Cristal euédrico de turmalina (Tur) corroído parcialmente por óxido de Fe.

Os resultados das análises químicas (Tabela 2) mostram grande variação nos teores de $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{total})$ e SiO_2 , haja vista algumas amostras conterem maior proporção de bandas ricas em minerais de Fe e outras de bandas ricas em quartzo. Assim, as amostras mais ricas em $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{total})$ são as mais pobres em SiO_2 , estabelecendo-se uma relação antipatética entre estes dois componentes. Em termos médios, registram-se valores de 76% e 21,3% respectivamente para $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{total})$ e SiO_2 . Exceto para uma amostra (WL8-02, Morro Grande), os teores de Al_2O_3 estão abaixo de 1,8%. Os valores de perda ao fogo (PF) são também variáveis, alcançando na maioria das amostras mais de 5% por conta principalmente da presença de goethita. As amostras analisadas são pobres em TiO_2 (<0,25%) e MnO (<0,05%), mas revelam concentrações de P_2O_5 mais elevadas, em geral entre 0,2 e 0,85%. Ressalta-se, ainda, a presença de C_{total} com conteúdo médio de 0,09%.

Tabela 2 - Composição química de amostras de formações ferríferas dos vários morros estudados.

MORRO	SALTO					P, FERRADO		JABUTI		AGOSTINHO		GRANDE	
	NC3 02	NC3 03	NC3 05	NC4 05	WL20 01	NC7 03	WL25 01	WL1 01	WL1 03	NC9 08	NC9 07	WL16 02	WL8 02
Óxidos													
SiO ₂ (%)	1,95	3,79	6,17	17,78	25,8	8,55	46,42	33,39	44,37	6,04	65,26	2,95	14,3
TiO ₂	0,06	0,04	0,15	0,02	0,2	0,23	<0,01	0,06	0,12	0,05	0,07	0,08	0,17
Al ₂ O ₃	0,52	1,15	1,63	1,40	0,07	0,92	0,21	1,74	1,7	0,66	0,48	0,82	2,35
Fe ₂ O ₃ (t)	92,74	82,66	86,37	73,80	64,64	82,66	47,25	61,57	51,47	90,64	32,56	90,77	77,25
Cr ₂ O ₃	0,046	0,132	0,013	0,262	0,005	0,186	0,073	0,007	0,018	0,219	0,222	0,01	0,033
MnO	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,01	0,01	0,02	0,02	<0,01	<0,01	0,01
MgO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,07	<0,01	0,02	0,28	0,02	<0,01	0,01	0,1
CaO	<0,01	0,02	0,02	0,04	0,02	0,03	<0,01	0,02	0,17	0,07	0,02	0,02	0,04
Na ₂ O	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01
K ₂ O	<0,01	<0,01	0,04	0,03	<0,04	<0,01	<0,04	<0,04	<0,04	0,01	<0,01	<0,04	0,24
P ₂ O ₅	0,25	0,41	0,32	0,18	0,85	0,18	0,13	0,25	0,35	0,22	0,05	0,25	0,11
PF	4,3	11,6	5,1	6,4	8,5	6,9	5,5	3,9	1,5	1,9	1,2	5,1	5,4
C _{total}	0,07	0,08	0,10	0,07	0,18	0,20	0,04	0,03	0,02	0,19	0,06	0,04	0,05
S _{total}	<0,02	<0,02	0,11	0,11	0,01	0,11	0,04	0,04	0,02	0,03	<0,02	0,07	0,08
TOTAL	99,95	99,95	99,89	99,91	100,0 2	99,91	99,84	100	100,03	99,91	99,94	100,02	100,01
Cu (ppm)	12,6	7,5	42,6	69,4	3	73,4	235,9	13,6	19,8	32,0	14,3	57,6	60,9
Pb	4,0	1,7	292,8	2,2	3	62,7	16,3	0,7	0,2	15,3	2,4	46,1	46,7
Zn	11	50	105	19	54	23	69	26	49	10	12	80	8
Mo	4,7	0,4	3,5	28,7	1,7	2,3	4	15,8	1,4	19,2	2,8	2,2	5,1
Ni	238,2	816	215,2	153,7	676,1	920	192,9	74,7	155,1	429,0	134,4	253,8	31,4
Co	14,9	14,3	12,7	17,8	31,1	48,8	23,7	23,2	62,7	31,0	5,6	2,2	7,6
Cr	315	903	89	1793	34	1273	500	48	123	1499	1519	68	226
Rb	0,9	0,8	3,3	1,4	<0,5	0,3	0,7	<0,5	0,6	0,6	0,1	<0,5	7,1
Sr	1,5	1,5	6,1	2,0	1,2	2,6	0,5	7,1	7,8	17,5	13,9	2,2	4,5
Ba	17	4	16	15	7,8	11	1,9	8,2	7,1	144	132	26,2	60
Th	2,1	1,3	3,1	1,6	0,1	2,3	0,7	1,5	2,0	0,9	0,5	2,2	3,6
U	2,3	2,0	4,8	0,5	3,2	0,7	0,6	0,8	0,6	1,1	0,8	2,0	0,7
Zr	25,9	10,0	30,6	16,0	6,2	41,3	37,3	334	231	27,5	20,9	174	177
Hf	0,7	0,3	0,8	0,1	<0,5	1,4	1,2	4,8	1,2	0,9	0,6	1,0	1,8
V	223	53	71	210	13	174	31	312,6	60,4	156	206	33,9	59,4
Ga	2,4	1,1	2,7	5,7	0,5	7,4	<0,5	3,1	2,2	1,2	0,8	3,3	33,4
Nb	0,9	1,8	3,5	0,5	<0,5	4,8	3,6	7,3	3,4	0,7	1,4	2,5	4,2
As	5,7	29,8	439,5	43,6	39,6	192,5	77,1	0,9	29	168,2	3,5	119	744,1
Sb	2,3	0,4	6,3	0,1	1,2	11,1	5,9	0,2	0,1	1,9	0,7	3,9	6,7
Y	3,4	6,5	6,3	3,9	30,3	6,8	7,5	15,4	7,6	4,8	5,0	7,5	6,2
Au (ppb)	1,1	0,8	1,4	<0,5	<0,5	5,7	76,7	1,6	0,5	0,8	1,2	92,6	11,9
La (ppm)	2,1	1,8	7,8	1,4	4,6	4,6	0,5	11,9	16,7	21,0	17,4	3,6	2,4
Ce	4,3	4,6	11,7	2,7	7	8,5	0,8	30,3	36,3	27,2	31,6	5,3	3,7
Pr	0,70	0,80	1,69	0,45	1,27	1,23	0,12	2,78	4,80	2,84	4,40	1,36	0,48
Nd	2,8	3,9	5,9	2,0	4,8	5,0	0,8	11,9	19,1	7,1	17,7	5,5	2,0
Sm	0,65	1,14	1,12	0,66	1,4	1,09	0,2	2,8	3,6	1,20	3,69	1,6	0,4
Eu	0,19	0,44	0,27	0,22	0,51	0,29	<0,05	0,74	0,68	0,23	0,77	0,35	0,16
Gd	0,79	1,62	1,31	0,62	2,12	1,00	0,44	3,02	3,14	1,40	3,23	1,17	0,62
Tb	0,15	0,30	0,18	0,13	0,46	0,18	0,16	0,62	0,46	0,31	0,46	0,28	0,18
Dy	0,64	1,73	0,99	0,75	3,07	0,93	1,16	3,17	2,03	1,75	2,08	1,55	1,12
Ho	0,18	0,38	0,23	0,16	0,77	0,29	0,24	0,56	0,28	0,21	0,29	0,30	0,23
Er	0,40	0,97	0,58	0,36	2,5	0,60	0,67	1,54	0,63	0,67	0,63	0,79	0,64
Tm	0,12	0,15	0,09	0,08	0,38	0,11	0,10	0,25	0,08	0,12	0,08	0,17	0,11
Yb	0,65	0,82	0,85	0,54	2,51	0,60	0,52	1,15	0,56	0,66	0,60	0,92	0,60
Lu	0,15	0,17	0,10	0,07	0,45	0,13	0,08	0,17	0,08	0,11	0,08	0,12	0,11
ΣETR	13,82	18,82	32,8	10,1	31,84	24,55	5,75	70,9	88,44	64,80	83,01	23,01	12,75

Com relação os elementos traços (Tabela 2), se observa que cerca de 2/3 dos valores de Cu, Zn e Pb estão abaixo de 50 ppm, embora haja teores distintamente anômalos de Cu (236 ppm -WL25-01), Pb (293 ppm - NC3-05) e Zn (105 ppm -NC3-05). Não se observa

relação direta entre os teores de Cu e Mo, e, à exceção de uma amostra (WL1-01/morro do Jabuti), as razões Cu/Mo são superiores a 1, variando de 1,7 a 59, com os maiores valores sendo registrados nas amostras do morro Pau Ferrado. Quanto à trindade Ni-Co-Cr, os teores são muito variáveis, os de Cr tendendo a ser mais elevados do que os de Ni, com médias de, respectivamente, 645 ppm e 330 ppm. As concentrações de Co não ultrapassam 65 ppm (média de 22,7 ppm), registrando-se valores que chegam a ser duas ordens de grandeza menores do que Cr ou Ni em amostras de quaisquer dos morros. Os conteúdos de Rb e Sr são comumente inferiores a 10 ppm com os de Sr, em geral, maiores do que os de Rb, especialmente nas amostras dos morros Jabuti e do Agostinho. Os teores de Ba são, salvo em uma amostra (WL1-03/morro do Jabuti), superiores aos de Sr por fatores que chegam a quase 15. U e Th mostram concentrações sempre abaixo de 5 ppm e razões U/Th muito variáveis, em geral maiores que a unidade nas amostras dos morros Salto e do Agostinho, e menores que a unidade nos outros setores. Os teores de Ga raramente ultrapassam 7 ppm e é sintomático que o maior valor (33,4 ppm) seja registrado na amostra mais rica em Al_2O_3 (2,35%/WL8-02). Zr e Hf apresentam correlação positiva e, normalmente, a razão Zr/Hf varia no intervalo de 30 a 38. Em cinco amostras esta razão é bem mais elevada (69 a 192) e se referem principalmente aos morros do Jabuti e Grande. Juntos ao Cr e Ni, são V e As, dentre os elementos analisados, os que revelam os maiores conteúdos. O V, em geral acima de 50 ppm, chega a ultrapassar 300 ppm e o As varia dentro do amplo intervalo de 0,9 a 740 ppm. Os teores de Sb, por outro lado, variam dentro de uma estreita faixa, a maioria abaixo de 7 ppm. O Au foi detectado, exceto em duas amostras do morro do Salto, com valores, via de regra, inferiores a 2 ppb. Quatro amostras, oriundas do Morro Pau Ferrado e Morro Grande, revelaram, no entanto, teor acima de 5,5 ppb, uma das quais ultrapassando 90 ppb. Vários outros elementos foram dosados (Be, Cs, Sn, Cd, Bi, Ag, Hg, Tl, Se), porém as concentrações ficaram abaixo do limite de detecção da técnica utilizada.

No estudo dos ETR, aos quais foi juntado o Y, as amostras das formações ferríferas foram normalizadas ao padrão *Post-Archaean Australian Sedimentary Rocks - PAAS* (McLennan 1989). Neste contexto, é definida a anomalia de Y, dada pela expressão $Y/Y^* = [(Dy.Ho)_N]^{1/2}$, o que constitui um parâmetro a mais na interpretação do ambiente em que aquelas rochas foram formadas. O comportamento dos ETR é muito similar quer se utilize o NASC ou o PAAS como padrão. À exceção das amostras dos morros Jabuti e do Agostinho, cujos totais de ETR variam de 65 a 89 ppm, as amostras dos demais morros revelam valores abaixo de 33 ppm (Tabela 2). De um modo geral, a maioria das amostras tende a apresentar comportamento sub-horizontalizado do Tb ao Lu e fracionamento mais acentuado do Tb ao La. As mais expressivas exceções referem-se às duas amostras do morro do Agostinho e a uma do morro do Jabuti (WL1-03). Para melhor visualizar o padrão de distribuição dos ETRY, as amostras também foram agrupadas por morros (Figuras 9A a 9C). As amostras do morro do Salto apresentam enriquecimento nos ETRP em relação aos ETRL $[(La/Yb)_N=0,1 a 0,5]$, bem como anomalias negativas de Ce fracas a moderadas ($Ce/Ce^* = 0,88 a 0,74$) e anomalias positivas de Eu entre 1,05 e 1,62 (Figura 9A). Com relação ao Y, a maioria dessas amostras revela anomalias negativas a levemente positiva ($Y/Y^*=0,64 a 1,05$), exceto a WL20-01 que é caracterizada por anomalia positiva mais acentuada (1,57). No morro do Jabuti, o padrão de distribuição das duas amostras é bem distinto (Figura 9B), uma com sutil enriquecimento dos ETRP em relação aos ETRL (WL1-01), enriquecimento este que é mais evidente se considerados os ETRI (elementos terras raras intermediárias), e a outra com empobrecimento dos ETRP em relação aos ETRL (WL1-03). Ambas apresentam fracas anomalias de Ce e Eu, no entanto na primeira elas são positivas ($\sim 1,20$) e na outra negativas ($\sim 0,95$). Com respeito ao Y, as duas amostras revelam anomalias levemente negativas ($Y/Y^* = 0,80 e 0,92$). As similaridades com o par de amostras do morro do Agostinho são marcantes (Figura 9B), notadamente entre os padrões de distribuição dos ETRY das amostras NC9-07 e

WL1-03, as quais apresentam anomalias de Ce também muito similares (0,82 e 0,94), em contraste com as de Eu (1,05 e 0,95) e Y (0,51 e 0,97). O padrão de distribuição dos ETRY de duas amostras do Morro Grande e de uma do Morro do Pau Ferrado (NC7-03) é muito semelhante (Figura 9C), observando-se o baixo fracionamento ETRP/ETRL $[(La/Yb)_N = 0,23$ a $0,44]$. Além disso, se apresentam com anomalias negativas de Ce (0,55 a 0,82) e positivas de Eu (1,20 a 1,51), e com anomalias de Y que variam dentro de estreito intervalo (0,88 e 0,97) no Morro Grande a praticamente sem anomalia no Morro do Pau Ferrado. Desteante em parte daquele padrão, a amostra WL25-01 (Morro do Pau Ferrado) exibe forte fracionamento $(Tb/La)_N$ da ordem de 17, sem anomalia significativa de Eu, mas com anomalias negativa de Ce (0,75) e positiva de Y (1,13), esta última quase coincidente com a da outra amostra deste morro.

Considerando-se que a abundância de goethita pode ser usada como uma medida do grau de intemperismo, percebe-se que não há diferenças significativas entre os perfis de ETR das amostras do Morro do Salto (Figura 9A) sem goethita (NC4-05) e com quantidades moderadas a altas deste mineral (NC3-02, NC3-05, NC3-03 e WL20-01). Da mesma forma, a comparação dos perfis das amostras NC9-07 (Morro do Agostinho) sem goethita e WL1-03 (Morro do Jabuti) com moderadas proporções de goethita (Figura 9B), ressalta a grande similaridade entre eles. Idêntica constatação se verifica ao se comparar as amostras WL16-02 (Morro Grande) e NC7-03 (Morro do Pau Ferrado), sem e com moderada quantidade de goethita, respectivamente (Figura 9C). Isto sugere que, de modo geral, os efeitos do intemperismo parecem não ter sido significativos no comportamento dos ETR nas amostras de FFB.

Ademais, as amostras de formação ferrífera, exceto as dos morros Jabuti e Agostinho (Figura 9B), apresentam, ao contrário dos metassilexitos, perfis de distribuição dos ETR similares ao da água do mar atual (Derry e Jacobsen, 1990).

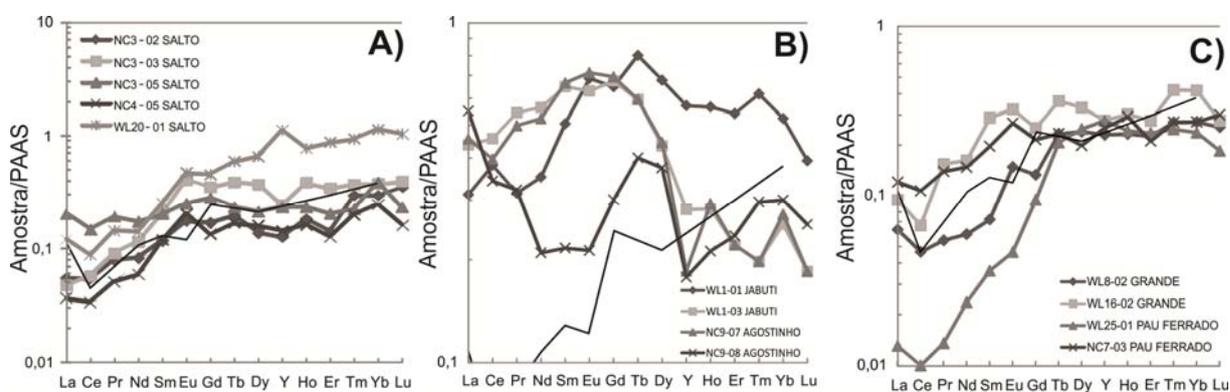


Figura 9 – Padrões de distribuição dos ETR e Y em amostras de formações ferríferas normalizadas ao padrão Post-Archaean Australian Sedimentary Rocks - PAAS (McLennan, 1989). A. Morro do Salto; B. Morros do Jabuti e Agostinho; e C. Morros do Pau Ferrado e Grande. A linha sem símbolos refere-se à água do mar atual (Derry e Jacobsen, 1990).

Tratadas em conjunto em diagrama $SiO_2-Fe_2O_3-Al_2O_3 \times 5$ (Figura 10), as amostras dos metassilexitos e formações ferríferas, como esperado, se concentram, respectivamente, próximo aos vértices SiO_2 e Fe_2O_3 . Algumas amostras de formações ferríferas estão deslocadas em direção ao vértice SiO_2 , já que abrangeram material de bandas ricas em sílica. Observa-se, também, que, à exceção de uma amostra (WL21-02A), as demais se distribuem em estreita faixa definida pelas linhas $SiO_2-Fe_2O_3$ e aquela correspondente a $12Al_2O_3$. Este último componente reflete, sobretudo, a presença de clorita, minnesotaíta ou estilpnomelano.

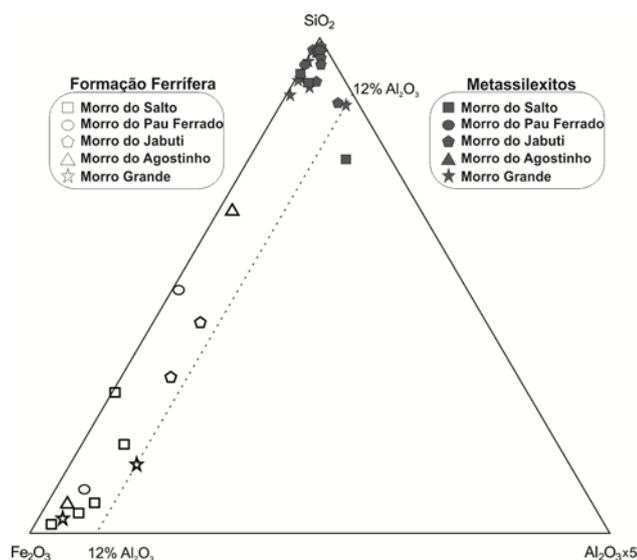


Figura 10- Variação composicional das amostras de formações ferríferas no diagrama de SiO₂-Fe₂O₃-Al₂O₃x5, refletindo a maior ou menor presença das bandas ricas em sílica ou em ferro.

DISCUSSÕES

Metassilexitos e Formações Ferríferas Bandadas – Produtos de Atividade Hidrotermal Submarina

Evidências petrológicas e de elementos maiores

Formações ferríferas pré-cambrianas são rochas sedimentares químicas, de origem marinha, com mais de 15% de Fe total, que mostram comumente intercalações de leitos compostos de quartzo, sílex ou carbonato (Gross, 1980). Este limite inferior é contestado por vários autores, que propõem, em substituição, teores anormalmente elevados de Fe (e.g. Trendall, 1983). Elas são geradas em águas profundas próximo a centros vulcânicos ou, distalmente, em ambientes da plataforma continental próximo à linha de costa, em cuja deposição foram relevantes a atividade vulcânica, a evolução da biosfera e a composição dos oceanos. Sistemas hidrotermais submarinos são considerados as mais prováveis fontes do ferro e sílica (Klein, 2005; Bekker et al., 2010). Por seu turno, os silexitos também são rochas de origem marinha, formadas tanto por processos hidrotermais como biológicos (Zhou et al., 1994), os primeiros em vários ambientes tectônicos que podem incluir associação com sequências ofiolíticas.

As estruturas laminadas dos metassilexitos e bandadas das formações ferríferas têm sido atribuídas à atividade hidrotermal submarina intermitente ou periódica. A sílica laminada resultaria de precipitação rápida durante o pico dessa atividade, enquanto as lâminas ricas em óxido de ferro resultariam de lenta deposição durante períodos de atividade exalativa menos intensa (Zhou et al., 1994). Essa mesma origem primária poderia ser aventada para os metassilexitos do Cinturão Araguaia, em cuja formação também foram evidentes processos de silicificação. Há autores, entretanto, que defendem, com base nas razões Ge/Si, que a sílica das bandas de sílexito nas FFB possa ter sido derivada do intemperismo das massas continentais (Hamade et al., 2003). A falta de dados químicos sobre as concentrações de Ge nessas bandas impediram que esta hipótese fosse testada. A favor da atividade hidrotermal submarina conta, adicionalmente, a presença de turmalina e apatita em várias amostras de FFB, minerais estes que são comuns em ambiente exalativo (Slack et al. 1984; Holland 2005).

A natureza exalativa submarina dos sedimentos que deram origem aos silexitos e formações ferríferas do Grupo Tocantins foi avaliada, usando-se diagramas de discriminação geoquímica propostos por vários autores. No diagrama Al-10xMn-Fe (Zhou et al., 1994), todas as amostras estudadas se distribuem pelo campo hidrotermal (II), a maioria bem distante da linha que o separa do campo hidrógeno (I), notadamente as de formação ferrífera, concentradas, como esperado, no vértice Fe (Figura 11).

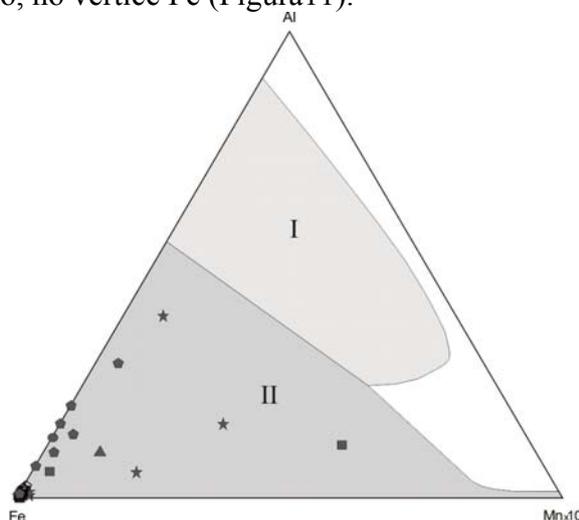


Figura 11 – Diagrama Al-10xMn-Fe assinalando que as amostras de metassilexitos e formação ferrífera se distribuem inteiramente no campo hidrotermal (II), as últimas se concentrando no vértice Fe. I = campo hidrógeno. Baseado em Zhou et al. (1994). Mesma simbologia da figura 10.

Mais significativamente, no diagrama $\text{Fe}_2\text{O}_3/(100-\text{SiO}_2)$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/(100-\text{SiO}_2)$, a maioria das amostras de metassilexito cai no campo das dorsais ou próximo a ele, enquanto outras, junto com as de formação ferrífera, se localizam a certa distância (Figura 12). Isto não significa necessariamente que o ambiente seja de verdadeiras dorsais, mas de características similares como os de bacia de proto-oceano. Aquela distribuição reflete não só os baixos teores em alumina como também o enriquecimento em ferro próprio dos sedimentos que se depositam nas circunvizinhanças das dorsais.

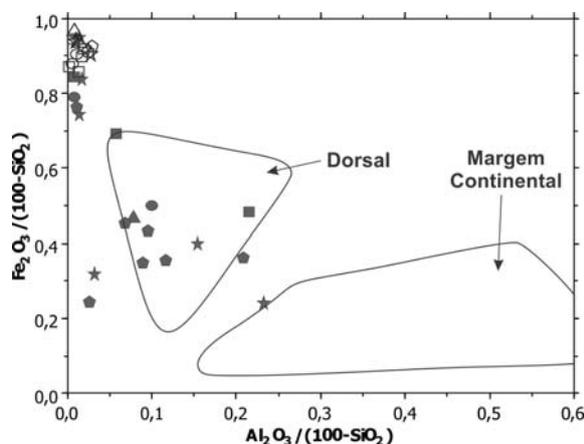


Figura 12- Diagrama $\text{Fe}_2\text{O}_3/(100-\text{SiO}_2)$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/(100-\text{SiO}_2)$ (Murray 1994), no qual a maioria das amostras de metassilexito se concentra no ou próximo do campo das dorsais, enquanto que as de formação ferrífera se encontram um pouco mais afastadas. Mesma simbologia da figura 10.

Na interpretação destes diagramas não foram considerados os possíveis efeitos do metamorfismo e deformação, que poderiam ter modificado a composição química original das rochas. Lembra-se, contudo, que as amostras estudadas foram sujeitas a metamorfismo de grau incipiente a fraco como comprovam a preservação de estruturas sedimentares primárias, bem como a presença de estilpnomelano e minnesotaíta, que são minerais que caracterizam diagênese tardia ou de baixas condições metamórficas. O estilpnomelano poderia, alternativamente, resultar do aporte de álcalis ao sítio de deposição das FFB via processos metassomáticos ou mesmo contaminação vulcanoclástica.

Evidências dos elementos traço e terras raras

Desde há muito é aceito que sedimentos químicos marinhos guardam algumas características isotópicas e de elementos traço da massa aquosa a partir da qual eles precipitaram (Derry e Jacobsen, 1990). O enriquecimento em Cu, Zn e Pb constatado nas amostras de metassilexitos e formações ferríferas do Grupo Tocantins provavelmente reflete a ação de fluidos fumarólicos de fundo oceânico. Normalmente estes elementos são lixiviados das rochas do assoalho oceânico por fluidos hidrotermais que por elas migram, incorporando-os posteriormente, em seu movimento ascendente, à água do mar. Assim, teores elevados destes elementos sugerem contribuição de fonte hidrotermal na formação dessas rochas (Cronan e Hodkinson, 1997). Outros elementos que apresentaram teores expressivos em algumas amostras são As e Au, o que corrobora a hipótese de aquelas rochas terem resultado de sedimentos precipitados de água do mar que recebeu importante influxo de fluidos hidrotermais, como observado em vários ambientes modernos (Maxchiy, 1982; Zhou et al., 1994; Cronan e Hodkinson, 1997; Klein et al., 2005).

Com relação aos ETR, quanto mais distais em relação às plumas hidrotermais, mais semelhante com a água do mar é o padrão de distribuição destes elementos naqueles precipitados, notadamente nos oxi-hidróxidos de Fe (Ruhlin e Owen, 1986). Os baixos teores de ETR na maioria das amostras de formação ferrífera e metassilexito aqui estudadas, em geral <65 ppm e <30 ppm, respectivamente, poderiam, porém, denunciar rápido soterramento de seus sedimentos precursores e, em decorrência, pouco tempo de exposição à água do mar, mesmo em sítios com abundante atividade exalativa, como é o caso das dorsais meso-oceânicas. Alternativamente, eles poderiam ter estado em contato um tempo mais longo com água do mar que teria recebido relativamente pouca contribuição hidrotermal e dela terem sido precipitados.

Em comparação com o padrão de distribuição dos ETR da água do mar atual, aparentemente pouco modificado desde tempos neoproterozoicos (Goldstein e Jacobsen, 1988; Klein, 2005), as amostras de formação ferrífera são, no geral, similares, observando-se enriquecimento das ETRP em relação às ETRL [(La/Yb)_{SN} = 0,06 a 1,8], bem como anomalias negativas de Ce e positivas de Eu, embora normalmente fracas a quase inexistentes (Figura 9). Esse padrão é característico de formações ferríferas neoproterozoicas e muito provavelmente indica que a fonte do Fe e Si também foram fluidos hidrotermais emanados em águas do mar profundas, entretanto com fluxos menos intensos do que os que teriam sido registrados na geração de formações ferríferas arqueanas (Klein, 2005). Com padrão mais destoante, figuram as amostras do morro do Agostinho (NC-9-07 e NC-9-08) e do morro do Jabuti (WL1-01 e WL1-03).

Por seu turno, as amostras dos metassilexitos revelam, salvo raras exceções, padrões de fracionamento distintos entre si e em relação à água do mar atual, algumas apresentando ETRL > ETRP e anomalias positivas ou negativas de Eu e, outras, anomalias positivas de Ce. Isso pode indicar que, se os sedimentos precursores foram precipitados sob as mesmas condições das formações ferríferas a que se associam, outros fatores devem ter intervindo para produzir aqueles perfis, notadamente a ação de processos hidrógenos (Zhou et al., 1994).

Outra possibilidade envolveria o fracionamento dos ETR durante o intemperismo, cujos produtos residuais tendem a ser enriquecidos em ETRL e empobrecidos em ETRP (Braun et al., 1989; Koppi et al., 1996). Porém, como já visto, os efeitos do intemperismo parecem não ter sido importantes.

As amostras com perfil sub-horizontalizado (WL21-02A e WL4-01) são as mais ricas em ETR e poderiam indicar contaminação por material pelítico ou vulcanoclástico. Entretanto, apenas a primeira revela teor de Al_2O_3 (3,70 %) que seria mais compatível com essa hipótese. A outra, por seu turno, é a mais enriquecida em Zr (260 ppm) e o elevado teor de ETR muito provavelmente decorreria da quantidade de zircão detrítico nela presente.

Na verdade, à exceção do Th, diagramas de variação entre Al_2O_3 e Eu^* ou Σ_{ETR} ou Zr para as amostras de metassilexito não revelam boa correlação, indicando que os ETR devem ter sido derivados fundamentalmente de atividade exalativa, sendo a contribuição detrítica bem menor. Tampouco registra-se boa correlação entre Σ_{ETRL} e Eu^* .

Há amostras, mais de metassilexito do que de formação ferrífera, que não revelam anomalias de Ce ou são fracas a moderadamente positivas, o que pode ser resposta a condições menos oxidantes produzidas por emanações submarinas locais de caráter redutor e por processos diagenéticos (Ruhlin e Owen, 1986; Derry e Jacobsen, 1990; Murray et al., 1991). Em que pese esta constatação, são exatamente as amostras de metassilexito que exibem as mais expressivas anomalias negativas de Ce, tal como é de se esperar para sedimentos hidrotermais depositados em fundo oceânico. A maioria das amostras de formação ferrífera também as exibe, só que relativamente mais atenuadas. Essas anomalias negativas, algumas moderadas como as observadas em amostras dos morros Grande e Pau Ferrado, refletem o empobrecimento de Ce na água do mar, certamente controlado por condições que levaram à oxidação deste elemento ($Ce^{+3} \rightarrow Ce^{+4}$) e sua conseqüente fixação em minerais autigênicos próximo às zonas de atividade exalativa ou coprecipitação com minerais de Mn e Fe (Elderfield e Greaves, 1982; Ruhlin e Owen, 1986; Derry e Jacobsen, 1990).

Em relação ao Eu, no geral, tanto nos metassilextios quanto nas formações ferríferas bandadas, as anomalias são fracas a inexistentes, em consonância com o declínio do influxo hidrotermal nas bacias oceânicas profundas a partir dos tempos proterozoicos (Klein, 2005). Nas amostras de metassilexito as anomalias negativas são em maior número, ao contrário das de formação ferrífera nas quais as anomalias positivas dominam, além de localmente alcançarem valores moderados (morro do Salto). Isso pode significar que a atividade hidrotermal foi relativamente mais intensa durante a deposição das formações ferríferas do que dos silextios e que os fluidos deviam ter sido redutores, capazes, portanto, de solubilizar o európio das rochas do fundo oceânico com as quais interagiriam e incorporar Eu^{+2} à água do mar (Ruhlin e Owen, 1986; Michard, 1989; Derry & Jacobsen, 1990; Olivarez e Owen, 1991; Kato et al., 1996; Douville et al., 1999; German et al., 1999). As anomalias negativas de Ce e positivas de Eu são, assim, indicativas de que a deposição dos metassilextios e das formações ferríferas não só ocorreu em águas marinhas como também esteve sob a influência de fluidos hidrotermais semelhantes aos de sistemas hidrotermais dos oceanos modernos (German et al., 1990, 1999). O enriquecimento em ETRL pode ser devido à precipitação dos oxi-hidróxidos de Fe e Mn a partir de plumas hidrotermais próximo do eixo das dorsais.

O comportamento do ítrio somente foi avaliado nas formações ferríferas, cujas amostras revelam tanto anomalias positivas como negativas. As primeiras são comumente registradas nas águas dos mares modernos e sugerem que a precipitação do material ferrífero foi relativamente rápida e favorecida pela migração de águas marinhas redutoras e levemente ácidas, até ambientes rasos de águas mais alcalinas e oxidantes (Bau et al., 1996; Bau e Dulski, 1996; Alexander et al., 2008). Seria o caso, por exemplo, das amostras WL20-01 (morro do Salto), WL8-02 (morro Grande) e NC7-03 (morro do Pau Ferrado). As anomalias negativas, que são mais comuns (Figura 9A a 9C), podem indicar deposição mais vagarosa e

em condições próximas do equilíbrio entre o Y que é adsorvido e o que é dissolvido (Bau e Dulski, 1996).

Avaliando-se a possível contaminação dos sedimentos precursores dos silexites e formações ferríferas por detritos terrígenos, observa-se que várias amostras revelam valores de Y/Ho acima de 27, que é o valor atribuído ao PAAS (Planavsky et al., 2010), porém abaixo de 42 que é o limite inferior atribuído à água do mar (Alexander et al., 2008). Ou seja, o grau de contaminação foi aparentemente pouco expressivo (Figura 13). Algumas amostras, entretanto, especialmente de FFB, apresentam valores inferiores ou bem próximos a 27 (média de ~23), sugerindo maior contaminação terrígena à época da deposição, o que é condizente com teores relativamente elevados de Al_2O_3 (0,8 a 2,35%), TiO_2 (0,12 a 0,23%), Zr (30 a 231 ppm), Hf (0,8 a 1,8 ppm) e Sc (5 a 23 ppm). No caso das amostras de metassilexito, a média de Y/Ho é de aproximadamente 33 e Al_2O_3 , TiO_2 , Zr, Hf e Sc revelam, em geral, teores <0,3%, <0,01%, <20 ppm, <0,5 ppm e 1-2 ppm, respectivamente, em conformidade com um menor grau de contaminação detrítica.

Minimizando-se os efeitos do intemperismo e metamorfismo sobre o Y, Ho e Ce, as evidências apontam para a deposição dos sedimentos químicos precursores dos silexites e formações ferríferas em água do mar predominantemente oxidada, a qual recebeu, contudo, aporte de material terrígeno, especialmente nos sítios onde os sedimentos silícico-ferruginosos foram precipitados.

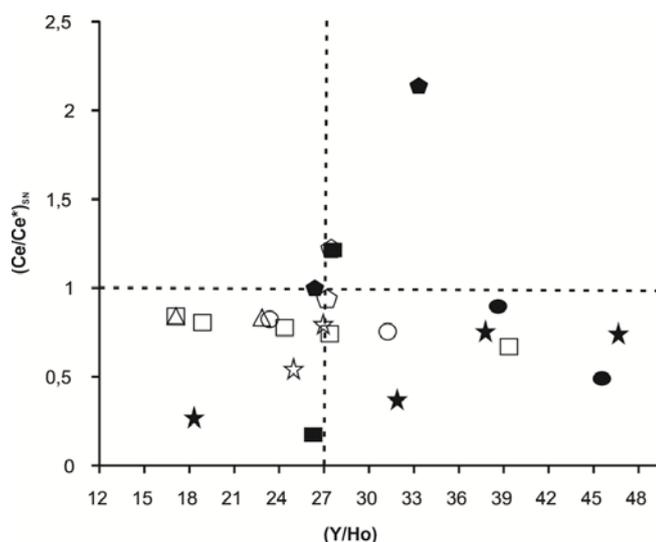


Figura 13 - Distribuição das amostras de metassilexites e de formações ferríferas no diagrama $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_{\text{SN}} \times \text{Y}/\text{Ho}$, baseado em Planavsky et al. (2010). As linhas tracejadas referem-se a valores do PAAS. SN=normalizado ao folhelho PAAS. Mesma simbologia da figura 10.

Essa contaminação é também sugerida pelo diagrama $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{CN}} \times (\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{CN}}$ (Figura 14), já que a maioria das amostras de FFB se situa no ou próximo ao campo do PAAS e acima da linha $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{CN}}=1$, que é indicativo de aporte detrítico (Bau, 1993).

Apesar de os dados geoquímicos apontarem para ambientes deposicionais marinhos que evoluíram com importante influência fumarólica, a água do mar de onde os silexites e formações ferríferas precipitaram parece não ter recebido significativa influência de fluidos hidrotermais de alta temperatura (Figura 14).

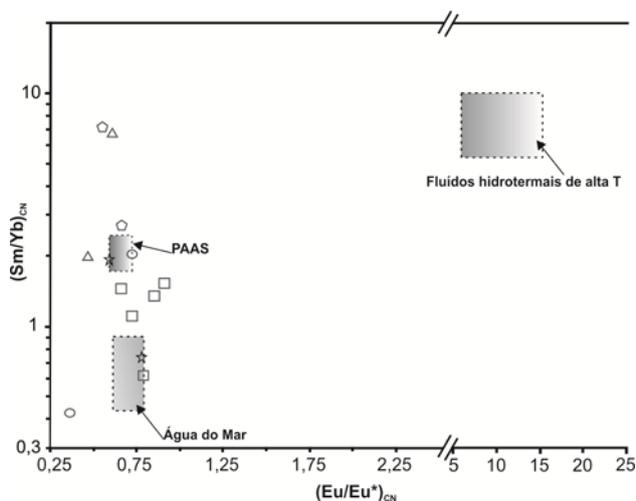


Figura 14– Diagrama $(Sm/Yb)_{CN} \times (Eu/Eu^*)_{CN}$ em que estão representadas as amostras de formações ferríferas. Campos do PAAS, da água do mar e de fluidos hidrotermais de alta temperatura (T), bem como dados composicionais do condrito usados na normalização (CN) foram obtidos em Alexander et al. (2008). Mesma simbologia da figura 10.

Metassilexitos e Formações Ferríferas Bandadas: Vestígios de Paleocrosta Oceânica?

A associação metassilexitos-formações ferríferas-serpentinitos-clorititos tem sido apontada como produtos de atividade exalativa em fundo oceânico e relacionada a sequências ofiolíticas (Oyarzún, Clemmey e Callao, 1986; Frutos e Alfaro, 1987; Mascle et al., 1991; Kotschoubey, Hieronymus, Albuquerque, 2005; Rizzotto e Hartmann, 2012, dentre outros). Pacotes rochosos similares têm sido reconhecidos no Grupo Tocantins e igualmente interpretados como crosta oceânica antiga (Paixão e Nilson, 2001a, 2001b; Kotshoubey et al. 1996). Da mesma forma, os metassilexitos e formações ferríferas, que ocorrem associados ou não a rochas máficas/ultramáficas na porção centro-sul do Cinturão Araguaia, têm sido atribuídos à atividade exalativa hidrotermal em ambiente submarino. Os teores relativamente elevados de MgO em amostras de metassilexito dos morros Grande e Jabuti (Figura 9), bem como a presença de minerais micáceos, além de cromita e talco, em amostras de metassilexitos ou de formação ferrífera, são indicativos de que Al, Cr e Mg podem ter sido extraídos de rochas máficas e ultramáficas, à medida que os fluidos exalativos circulavam pela crosta oceânica, e incorporados às soluções que supriram sílica e ferro à água do mar da qual aquelas rochas sedimentares químicas se formaram. No diagrama Cr-Ni-Co (Figura 15), a maioria das amostras localiza-se no paralelogramo delimitado pelo vértice Cr e pelos pontos 50Cr50Ni, 70Cr30Co e 20Cr-50Ni-30Co. Neste paralelogramo, fica evidente que as amostras de formação ferrífera tendem a ser mais enriquecidas em Ni e as de metassilexito em Cr. Sete amostras ficaram de fora: seis de metassilexito, quatro com teores de Co mais elevados (morros do Salto, Pau Ferrado e Jabuti) e duas com teores mais elevados de Ni (Morro Grande), e uma de formação ferrífera, também mais enriquecida em Ni (morro Grande). A presença destes elementos, alguns com teores que ultrapassam 0,1%, sugere que houve intensa interação dos fluidos com rochas máficas e ultramáficas, como as que caracterizam sequências ofiolíticas. Representadas no diagrama Cu-Zn-Pb, a maioria das amostras ocupa o trapézio com bases correspondentes às linhas Cu-Zn e 10Pb (Figura 16), denotando os baixos teores de Pb, especialmente as do morro do Jabuti. Seis amostras de formação ferrífera revelam teores de Pb mais altos, quatro deles (morros do Agostinho, Salto, Pau Ferrado e Grande) suplantando os de Cu ou Zn. Constata-se, também, que as amostras de metassilexito tendem a ser mais enriquecidas em Cu do que em Zn, registrando-se o inverso com relação às amostras de formação ferrífera. Essas relações são coerentes com atividade exalativa

submarina em dorsais oceânicas, que produz fluidos mais ricos em Cu e Zn do que em Pb. Os depósitos exalativos de sulfetos maciços vulcanogênicos tipo Chipre, formados em ambientes de divergência de placas e hospedados em sequências ofiolíticas, são pobres em Pb e caracterizados pela associação metálica Fe-Cu-Zn (Franklin et al., 2005; Leach et al., 2005).

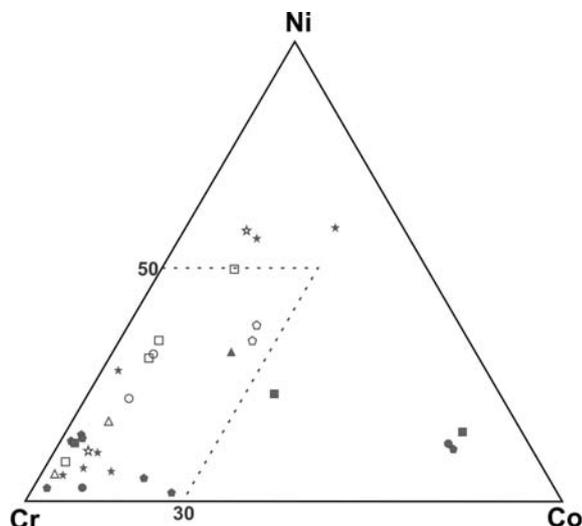


Figura 15 – Diagrama Cr-Ni-Co, mostrando que a maioria das amostras estudadas, ocupando o paralelograma indicado na figura, é enriquecida em Cr e empobrecida em Co. Comparativamente aos metassilexitos, as amostras de formações ferríferas tendem a ser mais enriquecidas em Ni. Mesma simbologia da figura 10.

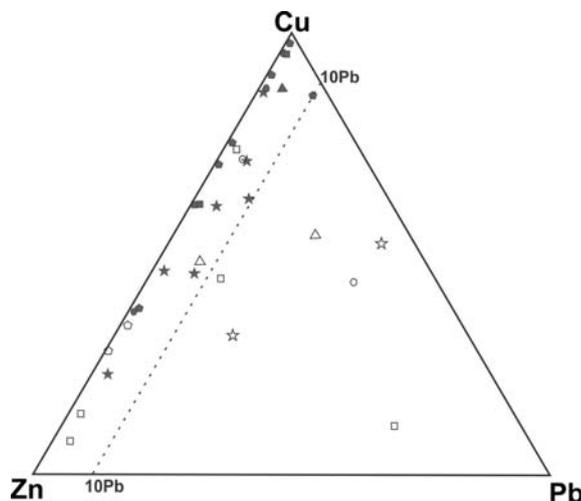


Figura 16 – Diagrama Cu-Zn-Pb, mostrando que, em geral, as amostras de metassilexito tendem a ser mais enriquecidas em Cu do que as de formação ferrífera, que, por seu turno, tendem a ser mais enriquecidas em Pb. Mesma simbologia da figura 10.

CONCLUSÕES Dados geológicos, petrográficos e geoquímicos, em especial aqueles apoiados no comportamento de elementos terras raras, permitem interpretar os metassilexitos e formações ferríferas que ocorrem nos morros do Agostinho, Grande, Jabuti, Pau Ferrado e Salto, localizados na porção centro-ocidental do Cinturão Araguaia, como rochas derivadas de sedimentos químicos que foram depositados em ambiente submarino de águas oxidadas sob intermitente atividade hidrotermal exalativa, que produziu localmente condições redutoras. No entanto, os fluidos hidrotermais aparentemente não alcançaram altas temperaturas e, em alguns sítios de deposição, particularmente das formações ferríferas, houve contribuição terrígena, denunciando proximidade da linha de costa.

Ademais, a associação dos metassilexitos e formações ferríferas com clorititos, serpentinitos e rochas máficas/ultramáficas hidrotermalmente alteradas reproduz o que se observa comumente em sequências ofiolíticas. Tratar-se-ia, assim, de lascas de crosta oceânica antiga, que foram desmembradas e alojadas tectonicamente nas rochas do Grupo Tocantins.

O ambiente exalativo e a interação dos fluidos com as rochas do substrato oceânico teriam propiciado a geração de fluidos mineralizantes, como indicam os teores anômalos de Cu, Zn, Au e Ni, tornando a área estudada potencialmente atrativa para a exploração mineral de metais base e preciosos.

AGRADECIMENTOS À CAPES, pela concessão de bolsa de mestrado à primeira autora; ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia da Amazônia – Geociam e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) da UFPA pelo apoio financeiro; aos técnicos dos laboratórios de Caracterização Mineral-Raios-X (LCM-Raios-X) e Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do Instituto de Geociências da UFPA e aos professores Drs. Joel Macambira e Carlos Marcello Fernandes pelas sugestões e discussões durante o desenvolvimento desse trabalho.

REFERÊNCIAS

- Abreu, F. A. M. (1978). O Supergrupo Baixo Araguaia. *XXX Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 2, 539-545. Recife: SBG.
- Aires Filho, B., Kotschoubey, B. (1994). Contribuição ao estudo de origem dos clorititos da área de Serrinha, município de Couto Magalhães (TO). *IV Simpósio de Geologia da Amazônia*, 247-248. Belém: SBG.
- Alexander, B. W., Bau, M., Anderson, P., Dulski, P. (2008). Continently-derived solutes in shallow Archean seawater: Rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9 Ga Pongola Supergroup, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72, 378-394.
- Allen, D. E., Seyfried JR., W. E. (2003). Compositional controls on vent fluids from ultramafic-hosted hydrothermal systems at mid-ocean ridges: An experimental study at 400°C, 500 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67, 1531-1542.
- Alvarenga, C. J. S., Moura, C. A. V., Gorayeb, P. S. S., Abreu, F. A. M. (2000). Paraguai and Araguaia belts. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, D. A. Campos (Eds), *Tectonic Evolution of South America* (183-193). Rio de Janeiro: FINEP.
- Arcanjo, S. H. S., Abreu, F. A. M., Moura, C. A. V., Gorayeb, P. S. S. (2000) Rio do Coco volcano-sedimentary sequence: A 2,6 Ga exotic terrain in the Paleoproterozoic Tocantins Shear Belt, Central-Brazil. SBG, *XXXI International Geological Congress*, Rio de Janeiro. CD-ROM.
- Bau, M., Dulski, P. (1996). Distribution of yttrium and rare-elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, 79, 37-55.
- Bau, M., Koschinsky, A., Dulki, P.; Hein, J.R. (1996). Comparison of the partitioning behaviours of yttrium, rare earth elements, and titanium between hydrogenetic marine ferromanganese crust and seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(10), 1709-1725.
- Bekker, A., Slack, J. F., Planavsky, N., Krapez, B., Hoffman, A., Konhauser, K. O., Rouxel, O. J. (2010). Iron formation: the sedimentary product o a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes. *Economic Geology*, 105, 467-508.
- Braun, J.-J.; Pagel, M.; Muller, J.-P.; Bilong, P.; Michard, A.; Guillet, B. (1990). Cerium anomalies in lateritic profiles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.54, 781-795.

- Buatier, M. D., Monnin, C., Früh-Green, G. L., Karpoff, A. (2001). Fluid-sediment interactions related to hydrothermal circulation in the Eastern Flank of the Juan de Fuca Ridge. *Chemical Geology*, 175, 343-360.
- Charlou, J. L., Donval, J. P., Fouquet, Y., Jean-Baptiste, P., Holm, N. (2002). Geochemistry of high H₂ and CH₄ vent fluids issuing from ultramafic rocks at the Rainbow hydrothermal field (36° 14'N, MAR). *Chemical Geology*, 191, 345-359.
- Cordeiro, A. A. C., McClandess G. C. (1976). Maciço Ultramáfico de Quatipuru. XXIX Congresso Brasileiro de Geologia, v.3, 9-15. Ouro Preto: SBG.
- Cronan, D. S., Hodkinson, R. A. (1997). Geochemistry of hydrothermal sediments from odp sites 834 and 835 in the Lau Basin, southwest Pacific. *Marine Geology*, 141, 237-238.
- Costa, J. B. S., Lemos, R. L., Martins, J. P. A., Beltrão, J. F., Góes, A. M., Hasui, Y. (1984). Geologia da Região de Porto Nacional, GO. *Revista Brasileira de Geociências*, 14, 3-11.
- Derry, L.A., Jacobsen, S. B. (1990). The chemical evolution of Precambrian seawater: Evidence from REEs in banded iron formations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 2965-2977.
- Douville, E., Bievenu, P., Charlou, J. L., Donval, J. P., Fouquet, Y., Appriou, P., Gamo, T. (1999). Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 627-643.
- Elderfield, H., Greaves, M. J. (1982). The rare earth elements in seawater. *Nature*, 296, 214-219.
- Franklin, J. M., Gibson, H. L., Jonasson, I. R., Galley, A. G. (2005). Volcanogenic massive sulfide deposits. *Economic Geology*, 100th anniversary, 523-560.
- Frutos, J. J., Alfaro, G. H. (1987). Metallogenic and tectonic characteristics of the Paleozoic ophiolitic belt of southern Chile coastal Cordillera. *Geologische Rundschau*, 76, 343-356.
- German, C. R., Hergt, J., Palmer, M. R., Edmond, J. M. (1999). Geochemistry of a hydrothermal sediment core from the OBS vent-field, 21°N East Pacific Rise. *Chemical Geology*, 155, 65-75.
- German, C. R., Klinkhammer, G. P., Edmond, J. M., Mitra, A., Elderfield, H. (1990). Hydrothermal scavenging of rare earth elements in the ocean. *Nature*, 345, 516-518.
- Goldstein, S. J., Jacobsen, S. B. (1988). Nd and Sr isotopic systematic of river water suspended material: implications for crustal evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 87, 249-265.
- Gorayeb, P. S. S. (1989). Corpos serpentínicos da faixa Araguaia na região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia (Goiás-Pará). *Revista Brasileira de Geociências*, 19, 51-62.
- Gorayeb, P. S. S., Moura, C. A. V., Arcanjo, S. H. S. (2000). Granitogenesis events in the Porto Nacional-Palmas – Paraíso do Tocantins region, Tocantins Province, Brasil. XXXI Congresso Internacional de Geologia, Rio de Janeiro: SBG, CD-ROM.
- Gorayeb, P. S. S., Moura, C. A. V., Calado, W. M. (2004). Suíte intrusiva Xambica: um magmatismo toleítico neoproterozóico pré-tectônico no Cinturão Araguaia. XLII Congresso Brasileiro de Geologia, v.1, 35. Araxá: SBG.
- Gross, G. A. (1980). A classification of iron-formation based on depositional environments. *Canadian Mineralogist*, 18, 215-222.
- Hamade, T., Konhauser, K. O., Raiswell, R., Goldsmith, S., Morris, R. C. (2003). Using Ge/Si ratios to decouple iron and silica fluxes in Precambrian banded iron formations. *Geological Society of America*, 31, (1), 35-38.
- Hasui, Y., Costa, J. B. S. (1990). O Cinturão Araguaia: um novo enfoque estrutural estratigráfico. XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, v. 2, 287. São Paulo: SBG.
- Hasui, Y., Costa, J. B. S., Abreu, F. A. M. (1984). Província Tocantins setor Setentrional. In: F. F. A. Almeida, Y. Hasui (Eds), *O Precambriano no Brasil*. (137-204). São Paulo: Blucher.

- Holland, H. D. (2005). Sedimentary mineral deposits and the evolution of Earth's near-surface environments. *Economic Geology*, 100, 1489-1509.
- Kato, Y., Kawakami, T., Kano, T., Kunugiza, K., Swamy, N. S. (1996). Rare-earth element geochemistry of banded iron formations and associated amphibolite from the Sargur belts, south Indian. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 14, (3-4), 161-164.
- Klein, C. (2005). Some Precambrian banded iron-formation (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *American Mineralogist*, 90, 1473-1499.
- Kotschoubey B., Hieronimus, B. (1990). Origem e significado geotectônico dos metassedimentos e meta-ultramafitos da Serra do Quatipuru (Pará). *XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia*, v.6, 22-25. Salvador: SBG.
- Kotschoubey, B., Hieronimus, B. (1996) Silicatos cromíferos de Morro Alto (To): Produtos de alteração hidrotermal de cromititos. *XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia*, v.2, 160-162. Salvador: SBG.
- Kotschoubey, B., Hieronimus, B., Rodrigues, O.B., Amaral, R.T. (1996). Basaltos e serpentinitos da área da Serra do Tapa (PA). Prováveis testemunhos de um complexo ofiolítico pouco evoluído e desmembrado. *XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia*, v.6, 25-28. Salvador: SBG.
- Kotschoubey, B.; Hieronimus, B., Albuquerque, C. A. R. (2005). Disrupted peridotites and basalts from the Neoproterozoic Araguaia belt (northern Brazil): Remnants of a poorly evolved oceanic crust?. *South American Earth Sciences*, 20, 211-230.
- Leach, D.L., Sangster, D.F., Kelley, K.D., Large, R.R., Garven, G., Allen, C.R., Gutzmer, J., Walters, S. (2005). Sediment-Hosted Lead-Zinc Deposits: A Global Perspective. *Economic Geology*, 100, 561-607.
- Macambira, J. B. (1983). *Geologia e ocorrências minerais do branquianticlinal do Lontra (GO)*. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências - UFPA.
- Masclé, G., Lemoine, M., Masclé, J., Rehault J. P., Tricart, P. (1991). Ophiolites and the oceanic crust: new evidence from the Tyrrhenian sea and the Western Alps. *Journal Geodynamics*, 13, 141-161.
- Maxchiy, V. (1982). Some geochemical indicators for discrimination between diagenetic and hydrothermal matalliferous sediments. *Marine Geology*, 50, 241-256.
- Mcdonald, A. H., Fyfe, W. S. (1985) Rate of serpentization in seafloor environments. *Tectonophysics*, 116, 123-135.
- Mclennan, S. M. (1989) Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary process. Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. In: B. R. Lipin, G.A. Mckay (Eds.). *Reviews in Mineralogy*, 21, 169-200.
- Michard, A. (1989). Rare earth elements systematics in hydrothermal fluids. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 53, 745-750.
- Moura, C. A. V., Gaudette, H. E. (1993). Evidence of Brasiliano/Pan-African deformation in the Araguaia belt: Implication for Gondwana evolution. *Revista Brasileira Geociências*, 23, 117-123.
- Moura, C. A. V., Gaudette, H. E. (1999). Zircon ages of the basement orthogneisses from the northern segment of the Araguaia Belt, Brazil. In: A.K. Sinha (Eds.), *Basement tectonic*. (v.13, 155-178). New York: Kluwer Academic Publishers.
- Moura C. A V., Sousa C. S. (2002). Idades Pb-Pb em zircão por evaporação no Granito Santa Luzia: Implicações para determinação da idade da granitogênese brasileira tarditectônica no Cinturão Araguaia (TO). *XXXXI Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 5, 500. João Pessoa: SBG.

- Moura, C. A. V., Souza, S. H. P. (1996). Síntese dos dados Geocronológicos das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia e suas implicações estratigráficas. *XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia*, v.6, 31 -34. Salvador: SBG.
- Murray, R. W. (1994). Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications. *Sedimentary Geology*, 90, 213-232.
- Murray, R. W., Marilyn, R., Brink, B. T., Gerlach, D. C., Russ III, G. P., Jones, D. L. (1991). Rare earth, and trace elements in chert from the Franciscan Complex and Monterey Group, California: Assessing REE sources to fine-grained marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 1875-1895.
- Olivarez, A. M., Owen, R. M. (1991). The europium anomaly of seawater: implications for fluvial versus hydrothermal REE inputs to the oceans. *Chemical Geology*, 92, 317-328.
- Oyarzún, R., Clemmey, H., Callao, S. (1986). Geologic and metallogenic aspects concerning the Nahuelbuta mountains banded iron formation, Chile. *Mineralium Deposita*, 21, 244-250.
- Paixão, M. A. P., Nilson, A. A. (2001a) Basaltos almofadados e harzburgitos do Morro do Agostinho (Araguaçema Tocantins): Caracterização geológica e petrográfica de fragmento ofiolítico na Faixa Araguaia. *VII Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém: SBG. CD-ROM.
- Paixão, M. A. P., Nilson, A. A. Complexo Ofiolítico Quatipuru: base de uma Zona de Transição de Moho em antiga litosfera oceânica da Faixa Araguaia. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 7, 2001b. Belém, Resumos Expandidos, SBG/Norte – CD-ROM.
- Planavsky N., Bekker, A., Rouxel, O. J., Kamber, B., Hofmann, A., Knudsen, A., Lyons, T. W. (2010). Rare earth element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic Fe formations revisited: New perspectives on the significance and mechanisms of deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.74 (22), 6387-6405.
- Rizzotto, G. J., Hartmann, L. A. (2012). Geological and geochemical evolution of the Trincheira Complex, a Mesoproterozoic ophiolite in the southwestern Amazon craton, Brazil. *Lithos*, 148, 277-296.
- Ruhlin, D. E., Owen, R. M. (1986). The rare element geochemistry of hydrothermal sediments from the East Pacific Rise: examination of a seawater scavenging mechanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50, 393-400.
- Sivell, W. J. (2002). Geochemistry and Nd-isotope systematics of chemical and terrigenous sediments from the Dun Mountain Ophiolite, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology & Geophysics*, 45, 427-451.
- Slack, J. F., Herriman, N., Barnes, R.G., Plimer, I.R. (1984). Stratiform tourmalinites in metamorphic terranes and their geologic significance. *Geology*, 12, 713-716.
- Souza, A. C. C., Dall'agnol, R., Teixeira, N. P. (1985). Petrologia do gnaisse Cantão: implicações na evolução da faixa de dobramentos Araguaia. Serra do Estorndo (GO). *Revista Brasileira de Geociencia*, 15, 300-310.
- Souza, J. O., Moreton, L.C. (1995). *Folha Xambioá (SB 22-Z-B)*. Escala 1:250.000. Basaltos do Pará e Tocantins. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil/CPRM.
- Souza, S. H. P., Moura, C. A. V. (1995). Idades Pb-Pb em zircão das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins. *V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (SNET)*, v.95-97. Gramado: SBG.
- Teixeira, N. A. (1996). Assoalho oceânico no Complexo ultramáfico do Quatipuru (PA). Implicações geotectônicas para a Faixa Móvel Araguaia. *XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia*, v.6, 117-120. Salvador: SBG.
- Trendall, A. F. (1983). Introduction. In: A.F. Trendall, R.C. Morris (Eds.), *Iron-formation: facts and problems* (1-11). Amsterdam: Elsevier, (Developments in Precambrian Geology, 6).

Zhou, Y., Chown, E. H., Guha, J., Lu, H., Tu, G. (1994). Hydrothermal origin of Late Proterozoic bedded chert at Gusui, Guangdong, China: petrological and geochemical evidence. *Sedimentology*, 41, 605-619.

CAPÍTULO V

CONCLUSÕES

Os morros do Agostinho, Grande, Jabuti, Pau Ferrado e Salto, localizados na porção centro-ocidental do Cinturão Araguaia, são sustentados topograficamente por metassilexitos e formações ferríferas, que se associam a clorititos, serpentinitos e rochas máficas/ultramáficas alteradas hidrotermalmente. Os metassilexitos são maciços a laminados e predominantemente constituídos por quartzo microcristalino. Outros minerais também ocorrem, em geral em quantidades acessórias, sobretudo hematita, magnetita, talco, clorita, muscovita e caulinita, além de cromita, rutilo e, localmente, calcedônia. As formações ferríferas consistem de quartzo microcristalino (bandas claras), hematita e magnetita (bandas escuras) e de quantidades subordinadas de minnesotaíta, estilpnomelano, apatita, rutilo, cromita e turmalina. A goethita é o principal mineral secundário e substitui fraca e intensamente a hematita.

Do ponto de vista químico, à parte os componentes maiores, apenas Al_2O_3 e MgO têm alguma expressão e somente em um número reduzido de amostras de metassilexito, refletindo as quantidades de minerais micáceos e talco, respectivamente. Nas formações ferríferas, além do Fe_2O_3 e SiO_2 , chamam atenção os teores de P_2O_5 (0,2 a 0,85%) e os de C (média de cerca de 0,1%). Os teores de Al_2O_3 são variáveis, em geral <1,8%, porém normalmente maiores dos que os de metassilexito, sugerindo que os sítios de deposição das FFB, comparativamente aos silexitos, receberam maior influência terrígena, para o que também corroboram as concentrações relativamente elevadas de TiO_2 , Zr, Hf e Sc. Cr, Ni e Co são metais traço que mostram concentrações significativas, os dois primeiros mais enriquecidos nas formações ferríferas e o último nos metassilexitos, certamente indicando interação dos fluidos hidrotermais com rochas ultramáficas da crosta oceânica. Valores anômalos de Cu, Zn e mais raramente de Pb são registrados principalmente nas formações ferríferas e provavelmente foram supridos por fontes exalativas.

Embora comparáveis quanto ao total dos elementos terras raras, o padrão de distribuição desses elementos é muito variável tanto entre metassilexitos e formações ferríferas, como entre as amostras de cada um desses litotipos. As variações referem-se, em especial, ao fracionamento dos ETRP em relação aos ETRL e às anomalias de Ce, embora o comportamento nas amostras de formação ferrífera seja mais regular, havendo, em geral, enriquecimento dos ETRP sobre os ETRL e dominância de anomalias negativas de Ce. Em

ambos os litotipos, as anomalias positivas de Eu são mais frequentes e, em se tratando das formações ferríferas, prevalecem as anomalias negativas de Y, algumas bem acentuadas. Todas essas variações são atribuídas ao maior ou menor influxo hidrotermal no sítio de deposição, a diferenças nas condições redox dos fluidos e ao tempo de contato dos sedimentos com a água do mar da qual eles precipitaram. Aparentemente, o comportamento dos ETR, em especial nas formações ferríferas, foi pouco influenciado pelo intemperismo.

Assim, com base em dados geológicos, petrográficos e geoquímicos, em especial os apoiados no comportamento de elementos terras raras, os metassilexitos e formações ferríferas que ocorrem naqueles morros e arredores são interpretados como rochas derivadas de sedimentos químicos que foram depositados em ambiente submarino sujeito à intermitente atividade hidrotermal exalativa. Não obstante, os fluidos hidrotermais parecem não ter alcançado altas temperaturas, mas foram contaminados por sedimentos detríticos, cujo aporte foi mais expressivo nos sítios de deposição das FFB do que nos dos silexitos, denunciando a proximidade da linha de costa. Além disso, a associação com clorititos, serpentinitos e rochas máficas/ultramáficas hidrotermalmente alteradas põe em evidência similaridades marcantes com complexos ofiolíticos, de modo que as sequências como um todo poderiam ser consideradas como fatias de crosta oceânica antiga, que foram desmembradas e alojadas tectonicamente nas rochas do Grupo Tocantins.

O ambiente exalativo e a interação dos fluidos com as rochas do substrato oceânico podem ter propiciado a geração de fluidos mineralizantes, que foram responsáveis pelos teores anômalos de Cu, Zn, Au e Ni observados. A área estudada é, assim, potencialmente atrativa para a exploração mineral de metais base e preciosos, além de cromita em lentes ultramáficas daquele substrato.

REFERÊNCIAS

- Abreu F. A. M. 1978. O Supergrupo Baixo Araguaia. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, XXX; Recife, 2, 539-545.
- Aires Filho B. Kotschoubey B. 1994. Contribuição ao estudo de origem dos clorititos da área de Serrinha, município de Couto Magalhães (To). *In: SBG, IV Simpósio de Geologia da Amazônia*, Belém, p.247-248.
- Alexander B. W., Bau M., Anderson P., Dulski P. 2008. Continentally-Derived solutes in shallow Archean seawater: Rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9 Ga Pongola Supergroup, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **72**: 378-394.
- Allen D. E., Seyfried Jr. W. E. 2003. Compositional controls on vent fluids from ultramafic-hosted hydrothermal systems at mid-ocean ridges: An experimental study at 400°C, 500 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **67**:1531-1542.
- Alvarenga C. J. S., Moura C. A.V., Gorayeb P. S. S., Abreu F. A. M. 2000. Paraguai and Araguaia Belts. *In: U.G. Cordani E.J. Milani A. Thomaz Filho D.A. Campos Eds. Tectonic Evolution Of South America*, p.: 183-193.
- Arcanjo S. H. S., Moura C. A. V. 2000. Geocronologia Pb-Pb em zircão (método de evaporação) das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia, região do Paraíso do Tocantins (To). *Revista Brasileira de Geociências*, **30** (4): 665-670.
- Arcanjo S. H. S., Abreu F. A. M., Moura C. A. V., Gorayeb P. S. S. 2000. Rio do Coco volcano-sedimentary sequence: A 2,6 Ga exotic terrain in the Paleoproterozoic Tocantins shear belt, Central-Brazil. *In: SBG, International Geological Congress, 31, Rio De Janeiro, (CD-ROM)*.
- Bau M. 1993. Effects of syn-and post-depositional process on the rare-earth element distribution in Precambrian iron-formations. *Eur.J.Mineral*, **5**:257-267.
- Bau, M. Dulski P. 1996. Distribution of Yttrium and rare-elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, **79**:37-55.
- Bau M., Koschinsky A., Dulki P., Hein J.R. 1996. Comparison of the partitioning behaviours of yttrium, rare earth elements, and titanium between hydrogenetic marine ferromanganese crust and seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**(10):1709-1725.
- Bekker A., Slack J. F., Planavsky N., Krapez B., Hoffman A., Konhauser K. O., Rouxel O. J. 2010. Iron formation: The sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes. *Economic Geology*, **105**: 467-508.
- Bolhar R., Kranendonk M.J.V., Kamber B.S. 2005. A trace element study of siderite-jaspe banded iron formation in the 3.45 Ga Warrawoona Group, Pilbara Craton-Formation from hydrothermal fluids and shallow seawater. *Precambrian Research*, **137**:93-114.
- Braun J.-J.; Pagel M.; Muller J.-P.; Bilong P.; Michard A.; Guillet B. 1990. Cerium anomalies in lateritic profiles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**: 781-795.
- Buatier M.D., Monnin C., Früh-Green G.L., Karpoff A. 2001. Fluid-sediment interactions related to hydrothermal circulation in the eastern flank of the Juan de Fuca ridge. *Chemical Geology*, **175**:343-360.

- Bulhões E.M. & Dall'agnol R. 1985. Mapeamento geológico e petrografia do Granodiorito Presidente Kennedy – Faixa de dobramentos Araguaia (GO). In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 2, Belém. *Anais*.v.1, p.59-76.
- Charlou J. L., Donval J. P., Douville E., Jean-Baptiste P., Radford-Knoery J., Fouquet Y., Dapoigny A., Stievenard M. 2000. Compared geochemical signatures and the evolution of Menez Gwen (37°50'n) and Lucky Strike (37°17'n) hydrothermal fluids, south of the Azores Triple Junction on the Mid-Atlantic Ridge. *Chemical Geology*, **171**:49-75.
- Charlou J. L., Donval J. P., Fouquet Y., Jean-Baptiste P., Holm N. 2002. Geochemistry of high H₂ and CH₄ vent fluids issuing from ultramafic Rocks at The Rainbow Hydrothermal Field (36° 14'n, Mar). *Chemical Geology*, **191**:345-359.
- Cordeiro A. A. C., McCandless G.C. 1976. Maciço ultramáfico de Quatipuru. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Ouro Preto, 29, *Anais*, p.9-15.
- Costa J.B.S.1980. Aspectos lito-estruturais da região de Colméia-Goiás. Dissertação de Mestrado, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, 90p.
- Costa J. B. S. 1985. Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 209 p.
- Costa J.B.S., Gorayeb RS. de S., Bermeguy R.L., Gama Jr. R., Kotschoubey B., Lemos R.L. 1983. Projeto Paraíso do Norte; relatório final. Belém, UFPA. Instituto de Geociências. 125p.
- Costa J.B.S., Hasui Y., Gorayeb P.S.S. 1988. Relações estruturais entre a Faixa Araguaia e o maciço goiano na região de Paraíso do Norte – Gurupi, Go. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Belém, *Anais*. p. 2187-2196.
- Costa J. B. S., Lemos R. L., Martins J. P. A., Beltrão J. F., Góes A. M., Hasui Y. 1984. Geologia da região de Porto Nacional, Go. *Revista Brasileira Geociências*, **14**:3-11.
- Cronan D. S., Hodkinson R. A. 1997. Geochemistry of hydrothermal sediments from odp sites 834 and 835 in the Lau basin, southwest pacific. *Marine Geology*, **141**: 237-268.
- Derry L.A., Jacobsen S. B. 1990. The chemical evolution of precambrian seawater: Evidence from REEs in banded iron formations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**: 2965-2977.
- Douville E., Bievenu P., Charlou J. L., Donval J. P., Fouquet Y., Appriou P., Gamo T. 1999. Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **63**: 627-643.
- Elderfield H., Greaves M. J. 1982. The rare earth elements in seawater. *Nature*, **296**: 214-219.
- Franklin J. M., Gibson H. L., Jonasson I. R., Galley A. G. 2005. Volcanogenic massive sulfide deposits. *Economic Geology*, **100**: 523-560.
- Frutos J.J. Alfaro G.H. 1987. Metallogenic and tectonic characteristics of the Paleozoic ophiolitic belt of southern Chile coastal cordillera. *Geologische Rundschau*, **76**:343-356.
- German C. R., Hergt J., Palmer M. R., Edmond J. M. 1999. Geochemistry of a hydrothermal sediment core from the OBS vent-Field, 21°N East Pacific Rise. *Chemical Geology*, **155**: 65-75.
- German C. R., Klinkhammer G. P., Edmond J. M., Mitra A., Elderfield H. 1990. Hydrothermal scavenging of rare earth elements in the ocean. *Nature*, **345**: 516-518.

- Goldstein S. J., Jacobsen S. B. 1988. Nd and Sr isotopic systematic of river water suspended material: Implications for crustal evolution. *Earth And Planetary Science Letters*, **87**: 249-265.
- Gorayeb P. S. S. 1981. Evolução geológica da região de Araguacema – Pequizeiro – Goiás- Brasil. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 109p.
- Gorayeb P. S. S. 1989. Corpos serpentínicos da Faixa Araguaia na região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia (Goiás-Pará). *Revista Brasileira de Geociências*, **19**:(1):51-62.
- Gorayeb P. S. S., Moura C. A. V., Arcanjo S. H. S. 2000. Granitogenesis events in the Porto Nacional-Palmas – Paraíso do Tocantins region, Tocantins Province, Brasil. *In*: SBG, Congresso Internacional de Geologia, 31, Rio de Janeiro. [CD-ROM].
- Gorayeb P. S. S., Moura C.A.V., Chaves C.L. 2001. A granitogênese neoproterozóica no setor setentrional da Província Tocantins: Implicações para redefinição da Suite Lajeado. *In*: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, *Resumos*, Belém. [CD-ROM].
- Gorayeb P. S. S., Moura C. A. V., Calado W. M. 2004. Suíte Intrusiva Xambica: Um magmatismo toleítico Neoproterozóico pré-tectônico no Cinturão Araguaia. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Araxá, *Anais*. [CD-ROM].
- Gross G. A. 1980. A classification of iron-formation based on depositional environments. *Canadian Mineralogist*, **18**: 215-222.
- Hamade T., Konhauser K.O., Raiswell R., Goldsmith S., Morris R.C. 2003. Using Ge/Si ratios to decouple iron and silica fluxes in Precambrian banded iron formations. *Geological Society of America*, **31**(1):35-38.
- Hasui Y., Abreu F. A. M., Rangel J. M. R. 1977. Estratigrafia da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia no centro-norte do Brasil. *Boletim do Instituto de Geociências da Usp*, **8**: 107-118.
- Hasui Y., Tassinari C. C. G., Siga Jr. O., Teixeira W., Almeida F. F. M. R., Kawashita K. 1980. Datações Rb-Sr e K-Ar do centro norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú –Sc, *Anais*. p.2659-2676.
- Hasui Y., Costa J.B.S., Abreu F.A.M. 1984. Província Tocantins setor Setentrional. *In*: Almeida F.F.A. & Hasui Y. (eds). *O Precambriano no Brasil*. São Paulo, Ed. Blucher. p.137-204.
- Hasui Y., Costa J.B.S. 1990. O Cinturão Araguaia: Um novo enfoque estrutural estratigráfico. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, São Paulo. *Anais*. p. 287.
- Holland H.D. 2005. Sedimentary mineral deposits and the evolution of Earth's near- surface environments. *Economic Geology*, **100**:1489-1509.
- Kato Y., Kawakami T., Kano T., Kunugiza K., Swamy N. S. 1996. Rare-earth element geochemistry of banded iron formations and associated amphibolite from the Sargur Belts, South Indian. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, **14**(3-4):161-164.
- Klein C. 2005. Some precambrian banded iron-formation (BIFs) from around the world: their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *American Mineralogist*, **90**: 1473-1499.
- Kotschoubey B. & Hieronymus B. 1990. Origem e significado geotectônico dos metassedimentos e meta-ultramafitos da serra do Quatipuru (Pará). *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*. p.22-25.
- Kotschoubey B., Hieronymus B. 1996b. Silicatos cromíferos de Morro Alto (To): produtos de alteração hidrotermal de cromititos. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*. p.160-162.

- Kotschoubey B., Hieronymus B., Rodrigues O.B., Amaral R.T. 1996. Basaltos e serpentinitos da área da Serra do Tapa (Pa). Prováveis testemunhos de um complexo ofiolítico pouco evoluído e desmembrado. Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador. Anais. p.25-28.
- Kotschoubey B.; Hieronymus B., Albuquerque C. A. R. 2005. Disrupted peridotites and basalts from the Neoproterozoic Araguaia Belt (northern Brazil): Remnants of a poorly evolved oceanic crust?. *South American Earth Sciences*, **20**: 211-230.
- Lamarão C. N. & Kotschoubey B. 1996. Granitoides Santa Luzia: registro de magmatismo granítico brasileiro do Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins (TO). *Revista Brasileira de Geociências*, **26**: 277-288.
- Lafon J.M., Macambira J.B.; Macambira M.J.B.; Moura C.A.V.; Gaudette H.E.; Souza A.C.C. 1990. A Faixa de dobramentos Araguaia (TO): Novos dados geocronológicos. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*. v.6, p.2550-2563.
- Leach D.L., Sangster D.F., Kelley K.D., Large R.R., Garven G., Allen C.R., Gutzmer J., Walters S. 2005. Sediment-hosted lead-zinc deposits: A global perspective. *Economic Geology*, **100**: 561-607.
- Macambira J. B. 1983. *Geologia e ocorrências minerais do branquianticlinal do Lontra* (Go). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 136p.
- Masclé G., Lemoine M., Masclé J., Rehault J.P., Tricart P. 1991. Ophiolites and the oceanic crust: New evidence from the Tyrrhenian Sea and the Western Alps. *Journal Geodynamics*, **13**:141-161.
- Maxchiy V. 1982. Some geochemical indicators for discrimination between diagenetic and hydrothermal metalliferous sediments. *Marine Geology*, **50**: 241-256.
- McDonald A. H., Fyfe W. S. 1985. Rate of serpentinization in seafloor environments. *Tectonophysics*, **116**: 123-135.
- McLennan S. M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary process. geochemistry and mineralogy of rare earth elements (Lipin B. R. & Mckay G.A. Eds.). *Reviews in Mineralogy*, **21**:169-200.
- Michard A. 1989. Rare earth elements systematic in hydrothermal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**: 745-750.
- Moura C. A. V., Gaudette H. E. 1993. Evidence of Brasiliano/Pan-African deformation in the Araguaia Belt: Implication for Gondwana evolution. *Revista Brasileira Geociências*, **23**: 117-123.
- Moura C. A. V. , Gaudette H. E. 1999. Zircon ages of the basement orthogneisses from the northern segment of the Araguaia Belt, Brazil. In: A.K. Sinha (Editor), Basement Tectonic. *Kluwer Academic Publishers*, **13**: 155-178.
- Moura C. A. V. , Souza S. H. P. 1996. Síntese dos dados geocronológicos das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia e suas implicações estratigráficas. In: Congresso Brasileiro Geologia, 39, Salvador, *Anais*. p. 31 -34.
- Murray R. W. 1994. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: General principles and applications. *Sedimentary Geology*. **90**: 213-232.
- Murray R. W., Marilyn R., Brink B. T., Gerlach D. C., Russ Iii G. P., Jones D. L. 1991. Rare earth, and trace elements in chert from the Franciscan Complex and Monterey Group, California: Assessing REE Sources to fine-grained marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**: 1875-1895,

- Olivarez A.M., Owen R.M. 1991. The europium anomaly of seawater: implications for fluvial versus hydrothermal ree inputs to the oceans. *Chemical Geology*, **92**: 317-328.
- Oyarzún R., Clemmey H., Callao S. 1986. Geologic and metallogenic aspects concerning the Nahuelbuta Mountains banded iron formation, Chile. *Mineralium Deposita*, **21**: 244-250.
- Paixão M. A. P., Nilson A. A. 2001a. Basaltos almofadados e harzburgitos do Morro do Agostinho (Araguacema Tocantins): Caracterização geológica e petrográfica de fragmento ofiolítico na Faixa Araguaia. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, *Resumos*. [CD-ROM].
- Paixão M. A. P., Nilson A. A. 2001b. Complexo ofiolítico Quatipuru: Base de uma zona de transição de Moho em antiga litosfera oceânica da Faixa Araguaia. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, *Resumos*. [CD-ROM].
- Planavsky N., Bekker A., Rouxel O. J., Kamber B., Hofmann A., Knudsen A., Lyons T. W. 2010. Rare earth element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic Fe formations revisited: New perspectives on the significance and mechanisms of deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **74** (22): 6387-6405.
- Rizzotto G. J., Hartmann L. A. 2012. Geological and geochemical evolution of the Trinchiera Complex, a Mesoproterozoic ophiolite in the southwestern Amazon Craton, Brazil. *Lithos*, **148**: 277-296.
- Ruhlin D. E. & Owen R. M. 1986. The rare element geochemistry of hydrothermal sediments from the East Pacific Rise: Examination of a seawater scavenging mechanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **50**: 393-400.
- Sivell W.J. 2002. Geochemistry and Nd-isotope systematics of chemical and terrigenous sediments from the Dun Mountain ophiolite, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology & Geophysics*, **45**: 427-451.
- Slack J.F., Herriman N., Barnes R.G., Plimer I.R. 1984. Stratiform tourmalinites in metamorphic terranes and their geologic significance. *Geology*, **12**: 713-716.
- Souza A. C. C., Dall'agnol R., Teixeira N. P. 1985. Petrologia do Gnaiss Cantão: Implicações na evolução da Faixa de Dobramentos Araguaia. Serra do Estorndo (Go). *Revista Brasileira de Geociências*, **15**: 300-310.
- Souza J. O. & Moreton L.C. 1995. Geologia. Folha Sb 22-Z-B Xambioá. Estado do Pará e Tocantins. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT, CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.
- Souza S. H. P., Moura C. A. V. 1995. Idades Pb-Pb em zircão das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins. Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (SNET), V, 1995. Gramado. *Actas*, p.95-97.
- Teixeira N. A. 1996. Assoalho oceânico no complexo ultramáfico do Quatipuru (Pa). Implicações geotectônicas para a Faixa Móvel Araguaia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Actas*, **6**, 117-120.
- Trendall A. F. 1983. Introduction. In: Trendall A.F. and Morris R.C. (Eds.), *Iron-formation: facts and problems*. Elsevier, Amsterdam, p. 1-11.
- Villas R. N., Lima A.D.P, Kotschoubey B., Neves M.P., Osborne G.A. 2007. Contexto Geológico e origem da mineralização sulfetada estratiforme de São Martim, SW do Cinturão Araguaia, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(2): 305-323.

Zhou Y., Chown E. H., Guha J., Lu H., Tu G. 1994. Hydrothermal origin of late Proterozoic bedded chert at Gusui, Guangdong, China: Petrological and geochemical evidence. *Sedimentology*, **41**:605-619.

ANEXO

ANEXO – Comprovante de submissão do artigo.



Geologia USP. Série Científica

[Página inicial](#) > [Usuário](#) > [Autor](#) > [Submissões Ativas](#)

Submissões Ativas

• [ATIVO](#)

• [ARQUIVO](#)

<u>ID</u>	<u>MM-DD ENVIADO</u>	<u>SEÇÃO</u>	<u>AUTORES</u>	<u>TÍTULO</u>	<u>SITUAÇÃO</u>
120	05-31	ART	COSTA	<u>METASSILEXITOS E FORMações FERRÍFERAS DO GRUPO TOCANTINS:...</u>	Aguardando designação

1 a 1 de 1 itens