

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CONTEXTO GEOLÓGICO E MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS ÀS
ROCHAS MÁFICO-ULTRAMÁFICAS DE SAPUCAIA, PROVÍNCIA MINERAL
DE CARAJÁS, PARÁ**

Fladmir Dornelas Soares

Orientadora: Profa.Dra. Lena Virginia Soares Monteiro

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2015 / 18)**

SÃO PAULO
2015

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



**ZONAS DE ALTERAÇÃO *BLACK-WALL* EM ROCHAS METAULTRAMÁFICAS
DO GRUPO SAPUCAIA, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, PARÁ**

Fladmir Dornelas Soares

Orientadora: Prof^a. Dra. Lena Virginia Soares Monteiro

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF – 15/18)

IGc-Instituto de Geociências



Contexto geológico e mineralizações associadas às rochas
máfico-ultramáficas de Sapucaia, Prov

M26509

SÃO PAULO

2015

TF
SG76
FD.C



UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOLOGIA

ZONAS DE ALTERAÇÃO SILICATADA EM ROCHAS METAMÓRFICAS
DO GRUPO SAPUCAIA, PARANÁ, BRASIL

Trabalho de Conclusão de Curso

Aluna: Prof.ª Dr.ª Luciana de Almeida

Ass. Kt

HONORÁRIA DE TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO
11-11981

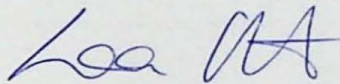
11-11981
11-11981

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ZONAS DE ALTERAÇÃO *BLACK-WALL* EM ROCHAS
METAULTRAMÁFICAS DO GRUPO SAPUCAIA, PROVÍNCIA MINERAL DE
CARAJÁS, PARÁ**

Fladmir Dornelas Soares

Orientadora: Profa. Dr. Lena Virgínia Soares Monteiro



MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2015 / 18)

SÃO PAULO
2015

Sumário

1. INTRODUÇÃO.....	7
2. METAS E OBJETIVOS	8
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	8
3.1 <i>Greenstones Belts</i> Arqueanos.....	8
3.1.1 Estratigrafia das sequências do tipo Greenstone belts arqueanos	9
3.1.2 Magmatismo e ambiente de formação	9
3.1.3 Sedimentação e ambiente de formação	10
3.1.4. Aspectos metalogenéticos	10
3.2 Alteração do tipo <i>blackwall</i>	11
3.2.1 Metassomatismo do tipo blackwall em rochas ultramáficas intrusivas.....	12
3.2.2 Metassomatismo do tipo blackwall em rochas ultramáficas extrusivas.....	14
Supergrupo Rio das Velhas	14
3.3 Contexto Geológico Regional: O Cráton Amazônico	15
3.3.1 Domínio Carajás	16
3.3.2 Domínio Rio Maria	17
4. MATERIAIS E MÉTODOS	21
4.1 Revisão bibliográfica	21
4.2 Trabalho de campo	22
4.3 Petrografia de luz transmitida	22
4.4 Microscopia eletrônica de varredura - MEV	22
5. RESULTADOS OBTIDOS.....	22
5.1 Contexto Geológico da área de Sapucaia	22
5.2 Grupo Sapucaia: sequência metavucanossedimentar	23
5.2.1 Rochas metapelíticas.....	23
5.2.2 Rochas metamáficas	24
5.2.3 Rochas metaultramáficas.....	25
5.3 Rochas Gabroicas.....	37

5.4 Granitoides.....	37
5.5 Contato tectônico entre granitoides e rochas metaultramáficas: evidências de processos metassomáticos	42
5.6 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)	45
6. DISCUSSÕES	47
6.1 Natureza do magmatismo ultramáfico	47
6.2 Metamorfismo das rochas ultramáficas	48
6.3 Metassomatismo das rochas ultramáficas e granitoides	48
7. CONCLUSÕES.....	53
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	55

ANEXOS

1. Tabela de Pontos
2. Mapa de Pontos

AGRADECIMENTO

Primeiramente agradeço a minha família e principalmente aos meus pais que durante todo a minha formação me incentivavam e me apoiaram incondicionalmente. Muito obrigado por me darem a oportunidade de curtir a geologia de forma exclusiva.

Agradeço à minha orientadora Lena Virgínia Soares Monteiro. A oportunidade de ser seu aluno e orientado me proporcionou subir mais um degrau nesta carreira tão difícil e prazerosa. Obrigado pelas discussões, sem elas o desenvolvimento deste trabalho não seria possível.

Aproveito para deixar um grande abraço a todos os amigos e colegas que eu tive a oportunidade de jogar uma bolinha. Agradeço aos times de futsal e futcampo, com vocês tive muitas alegrias, porém com o Bosque F. C criei uma verdadeira família, VAI BOSCAO!!

Quero agradecer a todas as pessoas que de alguma forma agregaram alguma coisa na minha vida, sei que vou esquecer muitos, entretanto podem ter certeza que sou muito grato por tudo. Agradeço aos meus amigos de Minas, Dr. Gabriel, David, Lose, Focão, Luiz, Silvio, Diogo, resumindo a galera toda, vocês fizeram das minhas férias as melhores.

Quero agradecer a todos os moradores do Covil que tive o privilégio de morar, em especial, deixo um salve para o Fyona, Titica, Argolinha, Dé, Rabiko, Kulman e claro ao agregado Dante. Aproveito para agradecer o pessoal do Cativeiro, Funga, Charula e Indy, valeu pelas parcerias e churrascos durante todos esses anos, vocês são foda.

E por fim, agradeço à Gabriella. Obrigado por ser minha melhor amiga e amante, com você meu mundo fica melhor a cada ano, ao seu lado sou capaz de me apaixonar todos os dias, de chorar de rir, de crescer como pessoa. Também quero agradecer por toda ajuda durante este ano, este trabalho não seria o mesmo sem o seu olhar crítico.

RESUMO

O Grupo Sapucaia, localizado no sudeste do Cráton Amazônico, na Província Mineral de Carajás, representa uma sequência metavulcanossedimentar do tipo *greenstone belt* e ocorre como lentes descontínuas em contato tectônico com granitoides TTG ao longo de zonas de cisalhamento regionais de direção E-W. As unidades deste grupo são representadas por rochas supracrustais, provavelmente mesoarqueanas, encontradas tanto no Domínio Carajás como no Domínio Rio Maria, porém sua história evolutiva tem sido atribuída à evolução geológica desse último.

Ao norte do município de Sapucaia, Pará, foram caracterizadas rochas metaultramáficas do Grupo Sapucaia com evidências de alteração do tipo *blackwall*, que apresentam contato tectônico com corpos de biotita tonalito porfíritico. O metassomatismo observado nessas rochas foi gerado pela composição química contrastante dessas unidades, que foi capaz de estabelecer migração de componentes químicos entre elas devido à canalização de fluidos. Análises petrográficas realizadas no biotita tonalito porfíritico indicam que o fluxo migrou de maneira bilateral e foi responsável pela substituição de porfiroclastos de plagioclásio por epidoto e clinozoisita, a partir de reações isoquímicas, e pelo aparecimento de cristais de anfibólio pargasítico, por reações metassomáticas. Nas unidades metaultramáficas, o metassomatismo tipo *blackwall* gerou rochas mono e bimineralicas, tais como, magnetita clorititos e clorita-actinolita xistos. No município de Água Azul do Norte também foram reconhecidas sequências que caracterizam o metassomatismo tipo *blackwall*, indicando que tais processos foram extensivos no Grupo Sapucaia. A presença de antofilita em rochas análogas às estudadas indicam que essas unidades foram metamorfasadas sob fácies xisto verde a anfibolito.

ABSTRACT

The Sapucaia Group, located in the southeast portion of the Amazonian Craton, in the Mineral Province of Carajás, represents a greestone belt sequence and occurs as discontinuous layers with tectonic contact with TTG granitoids, along E-W oriented regional shear zones. Supracrustal rocks, probably from the mesoarchean, represent the units that comprise this group, and they are found both in the Carajás and in the Rio Maria domains, however their evolutive history have been attributed to the geological evolution from the latter.

In the northern part of the Sapucaia district, Pará state, metaultramafic rocks from the Sapucaia Group were characterized with evidences of blackwall-type alteration, which presents tectonic contact with porphyritic biotite tonalite bodies. The metassomatism observed

in these rocks were generated by the contrasting chemical composition between these units, which was capable of establishing the migration of chemical compounds between them due to fluid canalization. Petrographical analysis realized in the porphyritic biotite tonalite indicated that the flux migrated in bilateral manner and was responsible by the substitution of the plagioclase porphyroclasts into epidote and clinozoisite, by isochemical reactions, and from the appearance of pargasitic amphibole crystals, by metassomatic reactions. In the ultramafic units, the blackwall-type metassomatism generated mono and bimineralic rocks, such as magnetite chloritites and chlorite-actinolite schists. Sequences which characterizes blackwall-type metassomatism was also recognized in the Água Azul do Norte district, indicating that such processes were extensive in the Sapucaia Group. The presence of antophyllite in rocks similar to the studied in the present work indicates that these units were metamorphosed under green schist to amphibolite facies.



Figure 1. Geological map of the Água Azul do Norte district, showing the distribution of the main geological units and structural features. The map is based on data from the geological survey of the district, conducted by the Geological Institute of Brazil (IGP) in 1970.

1. INTRODUÇÃO

A Província Carajás representa a porção crustal mais antiga e melhor preservada do Cráton Amazônico (Vasquez *et al.*, 2008). Segundo Santos (2003), essa província geocronológica é dividida nos domínios Rio Maria e Carajás, com limites definidos com base em anomalias magnetométricas, não coincidentes com contatos geológicos.

O Domínio Rio Maria, a sul, é constituído por terrenos granito-*greenstone*, complexos máfico-ultramáficos, granitoides e ortognaisses tipo TTG, além de leucogranitos de alto potássio mesoarqueanos (Vasquez *et al.*, 2008). No Domínio Carajás, eventos magmáticos e tectônicos neoarqueanos foram expressivos, diferentemente do registrado no Domínio Rio Maria, que foi estabilizado ainda no Mesoarqueano.

Próximo ao limite dos dois domínios, na região localizada entre os municípios de Sapucaia e Água Azul do Norte (figura 1), no sudeste do Estado do Pará, ocorrências de rochas metaultramáficas são atribuídas ao Grupo Sapucaia (Oliveira e Leonardos, 1990; Araújo & Maia, 1991).

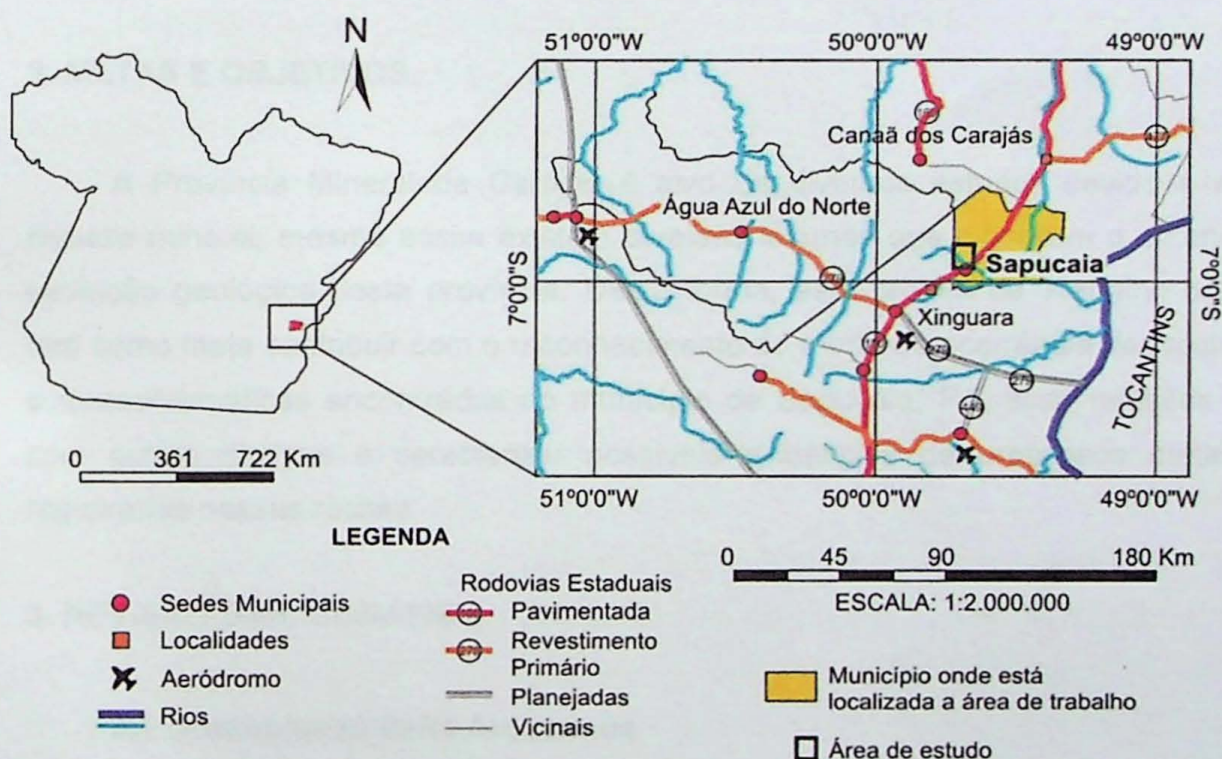


Figura 1. Localização dos municípios de Água Azul do Norte e Sapucaia, nos quais o Grupo Sapucaia foi reconhecido. A área de estudo situa-se em Sapucaia. Imagem adaptada do mapa rodoviário do Estado do Pará (SIER-GEOPARÁ, 2005).

O Grupo Sapucaia aflora em uma faixa descontínua de direção aproximada E-W e é considerado como representante de uma das faixas de *greenstone belts* reconhecidas no Domínio Rio Maria.

Embora a região de Carajás seja alvo de pesquisas devido à sua grande riqueza mineral, pouco ainda se conhece sobre a evolução magmática e metamórfica do *Greenstone Belt* Sapucaia, assim como o significado da sua localização próximo ao limite entre os dois domínios da Província Carajás. Adicionalmente, rochas metaultramáficas descritas na região apresentam evidências de processos metassomáticos pós-magmáticos (Sousa, 2014) que ainda precisam ser melhor avaliados. Como as rochas vulcânicas podem registrar uma longa história de processos de interação fluido-rocha, relacionados com: (i) atividade vulcânica subquosa, associado com a formação de espilitos e keratófiros; (ii) processos exalativo-hidrotermais singenéticos; (ii) magmatismo granítico; e (iii) desenvolvimento de zonas de cisalhamento, o estudo de processos metassomáticos pode contribuir para a compreensão de processos de mobilidade, concentração e dispersão de elementos de interesse econômico.

Desta forma, este projeto justifica-se por contribuir com o reconhecimento da natureza das rochas metamáficas e metaultramáficas da região de Sapucaia, com ênfase nos efeitos de processos metassomáticos, e pode vir a subsidiar a definição de modelos evolutivos e metalogenéticos para a Província Carajás.

2. METAS E OBJETIVOS

A Província Mineral de Carajás é alvo de diversos estudos devido à sua grande riqueza mineral, mesmo assim existem diversas lacunas que dificultam o entendimento da evolução geológica desta província. Desta forma, este projeto de Trabalho de Formatura tem como meta contribuir com o reconhecimento do modo de ocorrência das rochas máficas e metaultramáficas encontradas no município de Sapucaia, PA, suas relações de contato com outros litotipos e caracterizar possíveis evidências de processos metassomáticos registrados nessas rochas

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 *Greenstones Belts* Arqueanos

Greenstone belts arqueanos representam as sequências mais antigas e melhor preservadas de bacias vulcanossedimentares. Essas associações ocorrem em diversos escudos ou crátons distribuídos em escala planetária. Devido às semelhanças e uniformidade estratigráficas, estruturais, ambientais, relativas aos depósitos minerais e à sua assinatura geoquímica, essas sequências foram consideradas representantes de um único e abrangente grupo. São objetos de estudo, pois preservam evidências diretas das

condições de formação de crosta antiga e representam terrenos de grande potencial metalogenético (Condie, 1994).

A interpretação da natureza das rochas supracrustais dos *greenstone belts* arqueanos é bastante complicada, pois os afloramentos tendem a ser destruídos, obliterados ou cobertos por sequências sedimentares ao longo do tempo geológico. Outro fator relevante é a possível mudança de comportamento dos padrões tectônicos das sequências *greenstones* pré e após 3,0 Ga (Lowe, 1982).

3.1.1 Estratigrafia das sequências do tipo *Greenstone belts* arqueanos

Segundo Windley (1984), os *greenstone belts* podem ser divididos em três grandes grupos: (i) Porção basal: dominada por associações máficas-ultramáficas, como komatiitos, peridotitos e basaltos; (ii) Porção intermediária: dominada por sequências vulcânicas de afinidade cálcio-alcálica (baixo K), tais como basaltos, andesitos e riolitos; (iii) Porção superior: dominada por rochas sedimentares, como conglomerados, grauvacas, folhelhos, *cherts*, *banded iron formations* (BIF) e quartzitos.

Na porção basal, dominada por rochas ultramáficas, também se observa, de maneira mais restrita, intercalações de tufos félsicos e rochas metassedimentares aluminosas representadas por quartzo-sericita xistos.

De forma geral, a seção intermediária dos *greenstone belts* tende a apresentar uma maior quantidade de materiais piroclásticos conforme se avança em direção ao topo estratigráfico desta sequência.

Segundo Lowe (1980), a porção predominantemente sedimentar apresenta uma associação de rochas depositadas em águas profundas, como folhelhos, arenitos argilosos e grauvacas, e rochas depositadas em um ambiente plataformar raso, cujos representantes são conglomerados, quartzitos, calcários e BIF.

Obviamente existem diferenças estratigráficas quando se compara os *greenstone belts* espalhados pelo mundo, pois alguns apresentam uma porcentagem maior de rochas ultramáficas, a exemplo dos *greenstone belts* da África do Sul, enquanto que os da América do Norte são dominados por rochas de afinidade cálcio-alcálica. De acordo com Windley (1984), essas diferenças podem ser relacionadas às diferentes idades de formação e evolução desses corpos.

3.1.2 Magmatismo e ambiente de formação

As sequências *greenstone belts*, distribuídas por diversos continentes, apresentam entre si, inúmeras variações em termos composicionais. No entanto, Windley (1995) observou três grandes grupos magmáticos que são responsáveis, de maneira geral, por

produzir grande parte das rochas presentes nestas sequências. Esses grupos representam diferentes ambientes de formação, incluindo: (1) ofiolitos derivados da litosfera oceânica que apresentam associações máfico-ultramáficas interpretadas como intrusões da câmara magmática de uma cordilheira meso-oceânica, a exemplo do cinturão de Barbenton na África do Sul. Também foram encontrados nessas associações possíveis enxames de diques, lavas almofadadas de composição tholeiítica e sequências de gabros. Além dessas associações é possível observar, nas zonas de sutura de alguns cinturões, assembleias minerais de alta temperatura, resultantes de metamorfismo dinamo-termal, características de sequências ofiolíticas modernas (Kusky, 1990); (2) Platôs oceânicos compostos por basaltos e komatiitos, que provavelmente foram gerados no Arqueano por duas formas: (i) fruto do deslocamento de um platô maior; (ii) fusão de arcos de ilhas, gerando estratos ou platôs constituídos por lavas komatiíticas ou tholeiíticas (Desrochers *et al.*, 1993); (3) Arcos de ilhas, que são responsáveis por três associações presentes nos *greenstone belts*: (i) complexos subvulcânicos que abrangem desde piroxenitos cumuláticos a gabros, que representam intrusões associadas a câmaras magmáticas profundas; (ii) rochas vulcânicas de afinidade cálcio-alkalina, como basaltos, andesitos, dacitos e riolitos; (iii) plútons graníticos de composição diorítica a granodiorítica, contemporâneos às rochas vulcânicas, refletindo o curto período de evolução dessas sequências *greenstone belts* (< 50 Ma).

3.1.3 Sedimentação e ambiente de formação

Os sedimentos presentes na porção superior das sequências *greenstone belts*, segundo Windley (1995), representam, de forma geral, cinco ambientes de formação distintos: (1) sedimentos pelágicos oceânicos; (2) sedimentação de prismas acrescionários, representados por rochas metassedimentares, principalmente metapelitos e metaturbiditos; (3) sedimentos clásticos depositados em bacias de *fore-arc*, intra-arco e *back-arc* associados a arcos de ilhas; (4) bacias *pull-apart*, sedimentos associados a depósitos aluvionares, lacustres, deltaicos e de planície de inundações; (5) bacias *foreland*, sedimentos que provavelmente são produtos da erosão do arco e prismas acrescionários, representados por conglomerados, arenitos, siltitos e sedimentos vulcanoclásticos.

3.1.4 Aspectos metalogenéticos

Os terrenos granito-*greenstones* são classificados como ambientes potenciais de acumulações minerais, devido ao grande número de depósitos identificados em diversas sequências espalhadas por todo o planeta. Outra característica marcante é a grande diversidade de depósitos minerais presentes nesses terrenos, tais como Au, Ag, Cr, Ni, Fe, Cu e Zn (Condie, 1994).

As múltiplas concentrações minerais economicamente vantajosas, espalhadas por inúmeros escudos que contém sequências *granito-greenstone* apresentam, de maneira geral, certa similaridade, porém existem algumas exceções. Segundo Windley (1995), as mineralizações presentes nesses terrenos não ocorrem de maneira aleatória e sim associadas a grupos específicos que compõem as sequências *granito-greenstones*. Desta forma, as mineralizações de cromita, níquel, asbestos, magnesita e talco são associadas às rochas máfico-ultramáficas; os depósitos de sulfetos maciços, principalmente de Au, Ag, Cu e Zn, estão alojados em sucessões máficas a félsicas; a seção sedimentar hospeda mineralizações ferríferas (BIF), carbonatos, barita, depósitos do tipo *placer* de ouro e estanho, assim como ocorrências estratiformes singenéticas de ouro; nas intrusões graníticas e nos veios pegmatíticos ocorrem acumulações de lítio, tântalo, berilo, estanho, molibdênio e bismuto.

Os depósitos de ferro são hospedados por *banded iron-formations* (BIF) do tipo Algoma associados às rochas vulcânicas. De acordo com James (1954), as formações ferríferas podem ser divididas em quatro fácies, baseando-se na composição mineral, que apresenta uma relação muito próxima com a natureza química de seus ambientes deposicionais: (1) fácies óxido, responsável pelos minérios de ferro de alto teor, com hematita e magnetita; (2) fácies carbonato, com carbonato de ferro (siderita, ankerita e ferrodolomita), que comumente associam-se com a fácies sulfeto e óxido, como observado no Grupo Novo Lima, pertencente ao *Greenstone Belt* Rio das Velhas (Quadrilátero Ferrífero, MG); (3) fácies sulfeto, intimamente relacionado ao fácies carbonato e caracterizado por sulfetos ricos em ferro (pirita e pirrotita); (4) fácies silicato, que ocorre de maneira subordinada, sendo os silicatos de ferro mais comuns greenalita, minnesotaíta e estilpnomelano.

Os depósitos de níquel são comumente associados às rochas ultramáficas e são gerados a partir da segregação de sulfetos magmáticos. Entretanto, não é observado depósito de níquel no *Greenstone Belt* de Barberton, mesmo que esse apresente elevado desenvolvimento da porção ultramáfica (Windley, 1995).

De acordo com Condie (1994), os depósitos de cobre ocorrem associados ao Zn, Au e Ni em rochas andesíticas e são relacionados a processos hidrotermais, assim como vulcânicos exalativos (*volcanic-hosted massive sulphide* - VHMS ou VMS), responsáveis por depósitos maciços de sulfetos de Cu-(Zn-Pb).

3.2 Alteração do tipo *blackwall*

Efeitos de processos metassomáticos em rochas ultramáficas têm sido reconhecidos desde a década de 1920, em especial aqueles observados no contato dos corpos ultramáficos em terrenos metamórficos, conhecidos como alteração *blackwall* (Brady, 1977). Entre os estudos pioneiros sobre o tema podem ser citados os desenvolvidos por Hess

(1933), Read (1934), Phillips e Hess (1936), Chidester (1962), Curtis e Brown (1969; 1971) e Carswell *et al.* (1974).

De acordo com Frost (1975), alterações de tipo *blackwall* se desenvolvem em zonas de contato entre rochas com diferentes afinidades químicas, tais como rochas ultramáficas e granitoides ou (meta)pelitos, que são modificadas a partir da passagem de fluidos e trocas de massa, gerando corpos ricos em biotita, associados com clorita, anfibólios e outros minerais. Segundo Bucher e Frey (2002), alteração tipo *blackwall* é resultado do metamorfismo e desequilíbrio entre rochas que apresentam grande contraste composicional, como granitos em contato com harzburgitos. De acordo com esses autores, reações entre essas rochas formam zonas moniminerálicas que circundam lentes de harzburgitos e granitoides, e dependendo das condições de temperatura e pressão, essas rochas podem ser cercadas por corpos ricos em biotita e/ou anfibólios. Brady (1977) destaca que nos limites de corpos ultramáficos, processos de difusão intergranular de diversos componentes, em especial sílica e magnésio, são controlados pelos gradientes de potencial químico desses componentes, produzindo, por vezes, zoneamentos complexos. As rochas formadas a partir desse tipo de alteração são ricas em tremolita, clorita e talco. Em regiões nas quais as rochas encaixantes são representadas por sequências de *greenstone belts*, com rochas com cálcio ou minerais carbonáticos, geralmente são encontrados actinolita e clorita (Wyllie, 1967).

3.2.1 Metassomatismo do tipo *blackwall* em rochas ultramáficas intrusivas

Zoneamento litológico das rochas ultramáficas do tipo Alpino

No distrito de Roxbury, localizado em Vermont, EUA, foram descritos os zoneamentos litológicos que levaram ao desenvolvimento das primeiras caracterizações de metassomatismo tipo *blackwall*. Nesse distrito, conhecido pelos depósitos de talco, são também encontrados quartzo-clorita-sericita xistos, localmente intercalados com albita xistos e finas camadas de dolomitos.

As rochas ultramáficas da região do distrito de Roxbury, nas áreas proximais à zonas de cisalhamento, são modificadas devido a alterações de tipo *blackwall* (Wyllie, 1967). Segundo Wyllie (1967), zonas de alteração tipo *blackwall* são formadas a partir da substituição de xistos, quando em contato com serpentinitos. Nas zonas de alteração do tipo *blackwall* são encontradas rochas que variam de maciças a altamente foliadas, que geralmente são escuras e ricas em clorita. A presença de clorita é responsável pela formação de uma fina camada de alteração, com espessura de poucos metros. No entanto, quando essas zonas ricas em clorita ocorrem em contato com rochas ricas em talco, ou minerais carbonáticos, esta crosta de alteração torna-se mais espessa. No contato da

margem externa desta zona de alteração com a rocha encaixante, é comum ocorrer porfiroblastos de albita, muscovita e até mesmo de grafita. No interior dessas margens geralmente são encontrados talco-carbonatos xistos, serpentinitos cisalhados e esteatitos.

Os serpentinitos podem ocorrer com estrutura maciça ou altamente cisalhados. São rochas de cor verde escura acinzentado a verde pálido, e comumente ocorrem como veios irregulares nas rochas ultramáficas. O talco-carbonato xisto ocorre menos cisalhado em comparação aos serpentinitos, e normalmente são encontrados entre os corpos de esteatito e serpentinitos. Estes xistos são claramente formados pela substituição de serpentinitos, evidenciado por restos de cristais de antigorita e crisotila envoltos por talco e minerais carbonáticos. Os esteatitos são compostos basicamente por talco e, aparentemente, não possuem associação direta com os serpentinitos (Willie, 1967).

De acordo com Willie (1967), os serpentinitos provavelmente se desenvolveram a partir do metassomatismo de dunitos ou peridotitos, pois no interior dos corpos de serpentinitos são encontradas diversas relíquias de olivina, magnetita e cromita, assembleia mineral típica de rochas formadas por magmas ricos em olivina. Segundo este autor as rochas ricas em olivina podem ter sido originadas a partir de dois processos distintos: (i) devido à cristalização direta de magmas ultrabásicos formados a partir da fusão parcial de material subcrustal, ou (ii) formadas pelo acúmulo de magmas básicos gerados por um longo período de tempo, e que hoje aparecem como anfíbolitos, e parte de *greenstone belts*.

A colocação dos serpentinitos na região de Roxbury foi controlada pela estrutura das rochas encaixantes e, principalmente, pela composição dessas rochas, sendo mais desenvolvido em camadas de *greenstone belts*. Segundo Willie (1967), os processos básicos que controlam a serpentinização de rochas ultrabásicas são: (i) hidratação de olivina, ou seja, adição de H_2O no sistema, e/ou (ii) aumento de volume, entre 20 a 70%, ou expulsão imediata de MgO e SiO_2 do sistema, em quantidades substanciais.

Rochas de alteração tipo *blackwall* e litotipos ricos em talco mantém uma relação espacial e temporal bastante próxima, no entanto seu desenvolvimento não apresentam quase nenhuma relação com a serpentinização inicial. Em Roxbury, as rochas ricas em talco foram formadas em detrimento dos serpentinitos, sem a substituição de talco por serpentina.

Inicialmente, os serpentinitos foram substituídos por talco-carbonato xistos, pela adição de CO_2 e perda de H_2O . Por fim, o metamorfismo diferencial na zona de contato entre o serpentinito e as rochas encaixantes formaram os esteatitos e os clorititos da alteração *blackwall*.

A sequência das substituições descritas na região de Roxbury foi interpretada por Willie (1967) da seguinte maneira: (i) rochas encaixantes → rochas com porfiroblastos de albita (localmente) → rochas *blackwall* → esteatitos, nas áreas de contato entre as rochas encaixantes e os corpos ultramáficos; (2) serpentinitos → esteatitos ou serpentinitos → talco-carbonato xisto → esteatito, no interior dos corpos ultramáficos.

Nas áreas de contato entre rochas tipo *blackwall* com as rochas encaixantes, teria ocorrido expulsão de elementos, tais como Na, K e Al das rochas encaixantes, possibilitando a formação de albita e micas potássicas nas rochas ultramáficas. Expulsão de Al, Fe e H₂O ocorre entre o contato do esteatito com zonas de *blackwall*. Já em corpos de esteatitos cercados por talco-carbonato xistos, ocorre expulsão de Fe e CO₂. Todas as mudanças citadas acima são acompanhadas por transferência de Si das rochas encaixantes para as rochas tipo *blackwall* e para esteatitos. Também ocorre a transferência de Ca das rochas tipo *blackwall* e suas encaixantes, para formar minerais carbonáticos nos serpentinitos e talco-carbonato xistos. Elementos como Mg, Fe, Al e H₂O são expulsos dos serpentinitos, assim como Mg, Al e H₂O dos talco-carbonato xistos e seguem em direção às zonas de *blackwall*.

3.2.2 Metassomatismo do tipo *blackwall* em rochas ultramáficas extrusivas

Supergrupo Rio das Velhas

De acordo com Schorscher (1992), o Supergrupo ou *Greenstone Belt* Rio das Velhas agrupa sequências vulcanossedimentares formadas durante o Arqueano, e ocorre na região SE do Cráton São Francisco. Este supergrupo foi dividido em três grupos: (i) Grupo Quebra Osso, basal, constituído por rochas ultramáficas de composições komatiíticas e peridotíticas, rochas máficas efusivas e raras intercalações de *metachert* ou BIFs; (ii) Grupo Nova Lima, intermediário, formado por filitos, clorita xistos, sericita xistos, grafita xistos metapelitos, metagrauvacas máficas, rochas metamáficas de origem vulcânica e sub-vulcânica, além de rochas metaultramáficas e raros conglomerados bimodais; (iii) Grupo Palmital, que representa a unidade de topo da sequência e ocorre em contato discordante com a porção intermediária, é constituído por sericita-quartzo xistos e filitos. No entanto, apenas o Grupo Quebra Osso (GQO) será abordado nesta seção, com foco no metassomatismo *blackwall* presente em suas rochas.

Segundo Schorscher (1992), o Grupo Quebra Osso apresenta contato basal por falha inversa de alto ângulo com rochas TTG que constituem o Domo de Santa Barbára, e contato gradual com o Grupo Nova Lima. De acordo com Santos (2011), nas zonas miloníticas entre o contato do GQO com os granitoides TTG, as rochas ultramáficas foram intensamente modificadas por alterações anisoquímicas de tipo *blackwall*, gerando cloritização, talcificação, magnetitização, turmalinização, biotitização-flogopitização e carbonatação, todos produtos de alteração tectono-metamórfico-metassomáticas de ocorrência local, que normalmente ocorre concentrada nas bordas dos corpos que estão em contato, ou em fraturas préteritas. Em direção ao interior dos corpos, a intensidade das alterações tende a diminuir. Durante este evento foram formados clorititos puros e clorititos

magnetíticos, turmalinitos ou uma combinação de ambos minerais. Flogopititos são mais raros e foram interpretados como produtos da substituição dos clorititos.

3.3 Contexto Geológico Regional: O Cráton Amazônico

O Cráton Amazônico (CA) representa uma grande placa litosférica continental gerada por diversas províncias crustais, cujas idades variam do Arqueano ao Mesoproterozoico, e que durante o desenvolvimento das faixas orogênicas marginais brasileiras (Neoproterozoico) apresentou comportamento estável (Brito Neves e Cordani, 1991).

O cráton está localizado no noroeste da América do Sul e sua borda oriental é limitada pelo Orógeno Tocantins e parte da Província Margem Continental Equatorial, enquanto sua borda ocidental é recoberta por sedimentos provenientes dos Andes, representante de um sistema orogênico de margem ativa.

Historicamente, a primeira tentativa de compartimentação do CA foi sugerida por Susczynski (1970), que identificou faixas paralelas de direção NW com características litológicas e geotectônicas distintas entre si. A segunda proposta foi apresentada por Amaral (1974), que compilou centenas de datações geocronológicas (K-Ar e Rb-Sr) juntamente com dados geológicos, e propôs que o CA seria constituído primordialmente por rochas do Arqueano ao Paleoproterozoico. Essas rochas teriam registrado três eventos de reativação, isto é, eventos termais e tectônicos desenvolvidos durante o Ciclo de Wilson. Paulatinamente este modelo foi aperfeiçoado a partir de novas datações realizadas por Cordani *et al.* (1979) e Cordani *et al.* (2009). Os modelos propostos por Tassinari e Macambira (2004), Santos *et al.* (2000) e Santos *et al.* (2006), são similares, porém mostram algumas divergências, sobretudo em relação aos limites das províncias tectônicas.

Neste trabalho foi adotada a proposta de Santos *et al.* (2006), elaborada com base em dados geocronológicos obtidos pelos métodos U-Pb e Pb-Pb, e que define oito províncias geocronológicas sucessivamente mais novas de nordeste para sudoeste (Figura 2). São estas:

1. Carajás (3,0 – 2,5 Ga), com os domínios Carajás e Rio Maria.
2. Transamazonas (2,26 – 2,01 Ga), dividida nas subprovíncias Amapá e Bacajá.
3. Amazônia Central (supostamente Arqueano), com as subprovíncias Curu-Mapuera e Iriri-Xingu.
4. Tapajós-Parima (2,03 – 1,88 Ga), com as subprovíncias Parima, Uaimiri, Tapajós e Peixoto Azevedo.
5. K'mudku (1,45 – 1,10 Ga)
6. Rondônia-Juruena (1,84 – 1,54 Ga), com as subprovíncias Alta Floresta e Jamari-Rondônia
7. Rio Negro (1,82 – 1,52 Ga), com as subprovíncias Imeri e Rio Negro.

8. Sunsás (1,46 – 1,10 Ga), com as subprovíncias Nova Brasilândia e Santa Helena.

Segundo esses autores, o Cráton Amazônico foi gerado em torno de um núcleo mais antigo e alongado segundo a direção NW-SE, estabilizado no final do Arqueano, e que serviu de anteparo a sucessivos episódios de acreção crustal que se desenvolveram durante o Paleoproterozoico e Mesoproterozoico (Figura 2).

A partir das definições de províncias tectônicas/geocronológicas foram utilizados critérios tais como padrões geocronológicos, associações litológicas, *trends* estruturais, assinaturas geofísicas e, evidentemente, evolução geológica distinta para compartimentar essas grandes províncias em domínios (Vasquez *et al.*, 2008).

A Província Carajás foi dividida em dois domínios por Vasquez *et al.* (2008) devido às diferenças entre as idades dos eventos magmáticos e deformacionais. São estes: Rio Maria, ao sul, estabilizado no Mesoarqueano e com idades de 3,00 Ga a 2,86 Ga e Carajás, ao norte, caracterizado por intenso retrabalhamento e magmatismo neoarqueano.

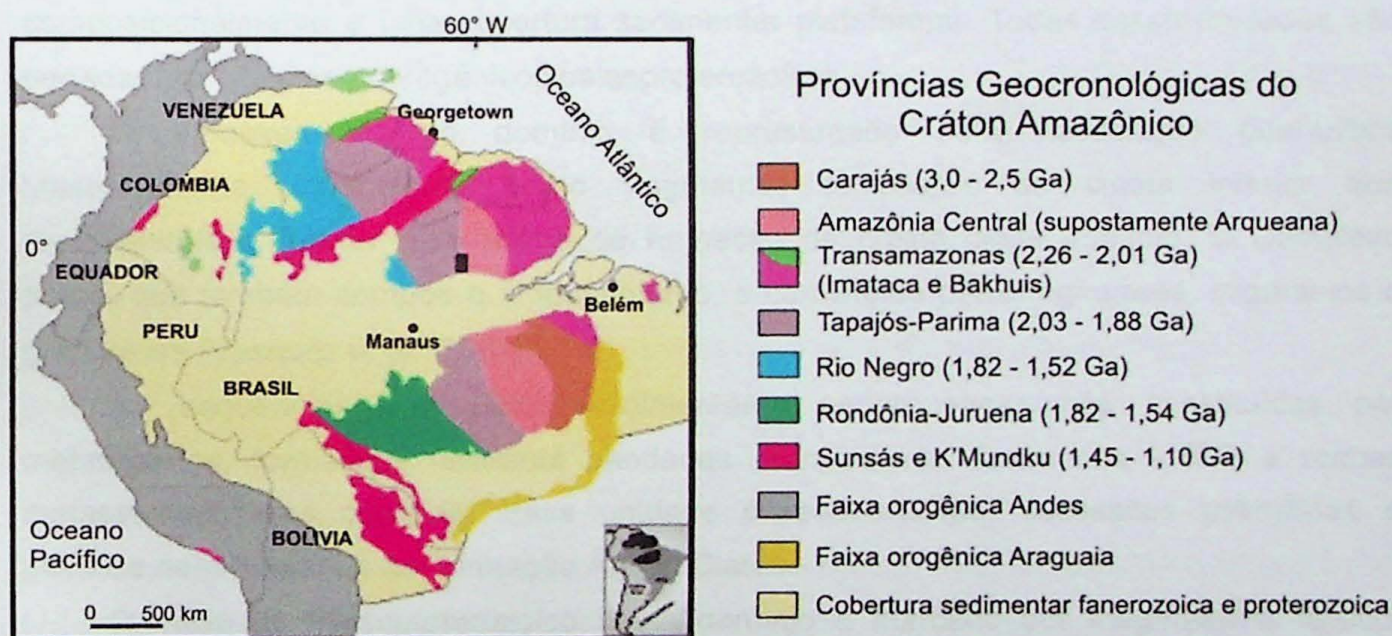


Figura 2. Mapa do Cráton Amazônico, mostrando sua divisão em províncias geocronológicas. (Santos *et al.*, 2006).

3.3.1 Domínio Carajás

O Domínio Carajás é limitado pelos domínios Bacajá, ao norte, e Rio Maria, ao sul, a leste pelo Cinturão Araguaia e a oeste pelo Domínio Iriri-Xingu (Vasquez *et al.*, 2008). Atualmente, ele é considerado a principal província mineral do Brasil e está entre as mais ricas do mundo, possuindo depósitos de classe mundial de ferro. Apresenta também uma

das maiores concentrações do planeta em minério de cobre, níquel, manganês, EGP, cromo e ouro (Galarza e Macambira, 2002).

Segundo Pinheiro e Holdsworth (2000), o Domínio Carajás (DC) sofreu eventos regionais tardios de reativação rúptil que modificaram a configuração dúctil do seu embasamento, gerando feixes de falhas transcorrentes com evidências tanto de movimento dextral como sinistral, que deram origem a dois sub-domínios tectônicos: Sistema Transcorrente Cinzento, ao norte, caracterizado por falhas curvas, com direção WNW-ESE e Sistema Transcorrente Carajás, ao sul, marcado pela estrutura sigmoidal de Carajás. Segundo esses autores, após o desenvolvimento do DC ocorreram pelo menos três eventos de reativação transcorrente rúptil-dúctil e o surgimento de falhas que, durante esses episódios, geraram zonas de fraqueza atuando como caminhos preferenciais de fluidos, sendo que alguns foram responsáveis pela gênese de depósitos de cobre e ouro.

De acordo com Vasquez *et al.* (2008), o embasamento mesoarqueano do Domínio Carajás é constituído por uma associação de alto grau metamórfico que é recoberta por sequências metavulcanossedimentares neoarqueanas. Associadas a estas sequências ocorrem complexos máfico-ultramáficos, granitos neoarqueanos evoluídos composicionalmente e uma cobertura sedimentar plataformar. Todas essas unidades são cortadas por granitos anorogênicos paleoproterozoicos.

O embasamento do domínio é representado pela Associação Granulítica Mesoarqueana, interpretada como fragmentos reliquiares da crosta inferior que representaria o evento mais antigo de formação de crosta deste domínio. O Complexo Xingu, que também compõe o embasamento, é constituído por ortognaisses, migmatitos e granitoides (Vasquez *et al.*, 2008).

As sequências metavulcanossedimentares neoarqueanas são constituídas por metabasaltos, formações ferríferas bandadas (*banded iron formations - BIF*) e rochas metassedimentares clásticas. Essa unidade é recoberta por sucessões psamíticas e pelíticas neoarqueanas da Formação Águas Claras.

O início do Paleoproterozoico neste domínio é marcado por magmatismo félsico, responsável por granitogênese do tipo A, relacionada à extensão crustal orosiriana/estateriana.

3.3.2 Domínio Rio Maria

O Domínio Rio Maria (DRM) é constituído por associações tectônicas de *greenstone belts*, complexos máfico-ultramáficos, granitoides e ortognaisses do tipo TTG. Também se observa granitos de alto potássio, sedimentos acumulados em bacias paleoproterozoicas e magmatismo félsico anorogênico, gerado durante o Orosiriano (Hasui, 2012).

Este domínio apresenta diversas sequências de *greenstone belts* mesoarqueanos que compõem as rochas supracrustais dos grupos Babaçu, Lagoa Seca, Serra do Inajá, Gradaús, Sapucaia e Tucumã e ocorrem, de forma geral, como faixas alongadas preferencialmente nas direções E-W, NW-SE e NE-SW. A porção basal dessas sequências é constituída por rochas metavulcânicas ultramáficas a máficas de afinidade komatiítica e tholeiítica, por vezes com textura *spinifex* e relíquias de estrutura em *pillow*-lavas. Em direção ao topo, o teor de SiO₂ aumenta e as metavulcânicas transicionam para rochas ácidas-intermediárias. Rochas metassedimentares clásticas também estão presentes. Os granitoides e ortognaisses do tipo TTG são as rochas predominantes neste domínio.

Segundo Souza *et al.* (2001) e Vasques *et al.* (2008), o intervalo que compreende a evolução tectônica do DRM é restrito ao período entre 3,05 Ga e 2,82 Ga, momento no qual ocorreu a maior aglutinação de crosta juvenil, podendo ser dividido em dois eventos magmáticos. O primeiro evento, entre 3,05 Ga e 2,92 Ga, foi caracterizado por vulcanismo máfico-ultramáfico e pelo intenso magmatismo típico da série tonalito-trondhjemitogranodiorito (TTG). Esse magmatismo é considerado sin- a tardi-orogênico em relação às formações dos cinturões verdes. Durante este período, o vulcanismo diferenciado foi responsável pela formação dos grupos Gradaús, Serra do Inajá, Babaçu e Lagoa Seca, enquanto o magmatismo TTG deu origem ao Tonalito Arco Verde e ao Tonalito Caracol. Admite-se que o ambiente de formação das associações TTG-*greenstone belt* se deu em bacias marginais e arcos de ilhas. Os magmas parentais dessas rochas teriam se formado a partir de fusão parcial do manto empobrecido e de antigas crostas oceânicas.

O segundo evento, entre 2,87 Ga e 2,82 Ga, é caracterizado por uma atividade magmática típica da série TTG, responsável pela formação do Tonalito Parazônia e pelos trondhjemitos Mogno e Água Fria. Também é marcado pelo intenso magmatismo de afinidade cálcio-alcálico (rico em Mg), cujos representantes são os granodioritos Rio Maria e Cumaru. Por fim, os leucogranitos (ricos em K), gerados entre 2,88 – 2,87 Ga, marcam o último evento tectonotermal relacionado à estabilização do Domínio Rio Maria e tem como representantes os granitos Xinguara, Mata Surrão e Rancho de Deus. A partir de dados geoquímicos é possível inferir que o ambiente de formação desses granitoides se deu por fusão parcial de crosta oceânica tholeiítica com participação de crosta continental primitiva.

As coberturas sedimentares representam a deposição de uma bacia plataformal paleoproterozoica composta por sucessões psefito-psamíticas, pelito-carbonáticas, psamíticas quartzosas e arcoseanas, características de ambiente continental. O início do Orosiriano neste domínio, assim como no Domínio Carajás, foi marcado por expressivo magmatismo félsico anorogênico.

3.3.2.1 Contexto geológico da área de Água Azul do Norte e Sapucaia

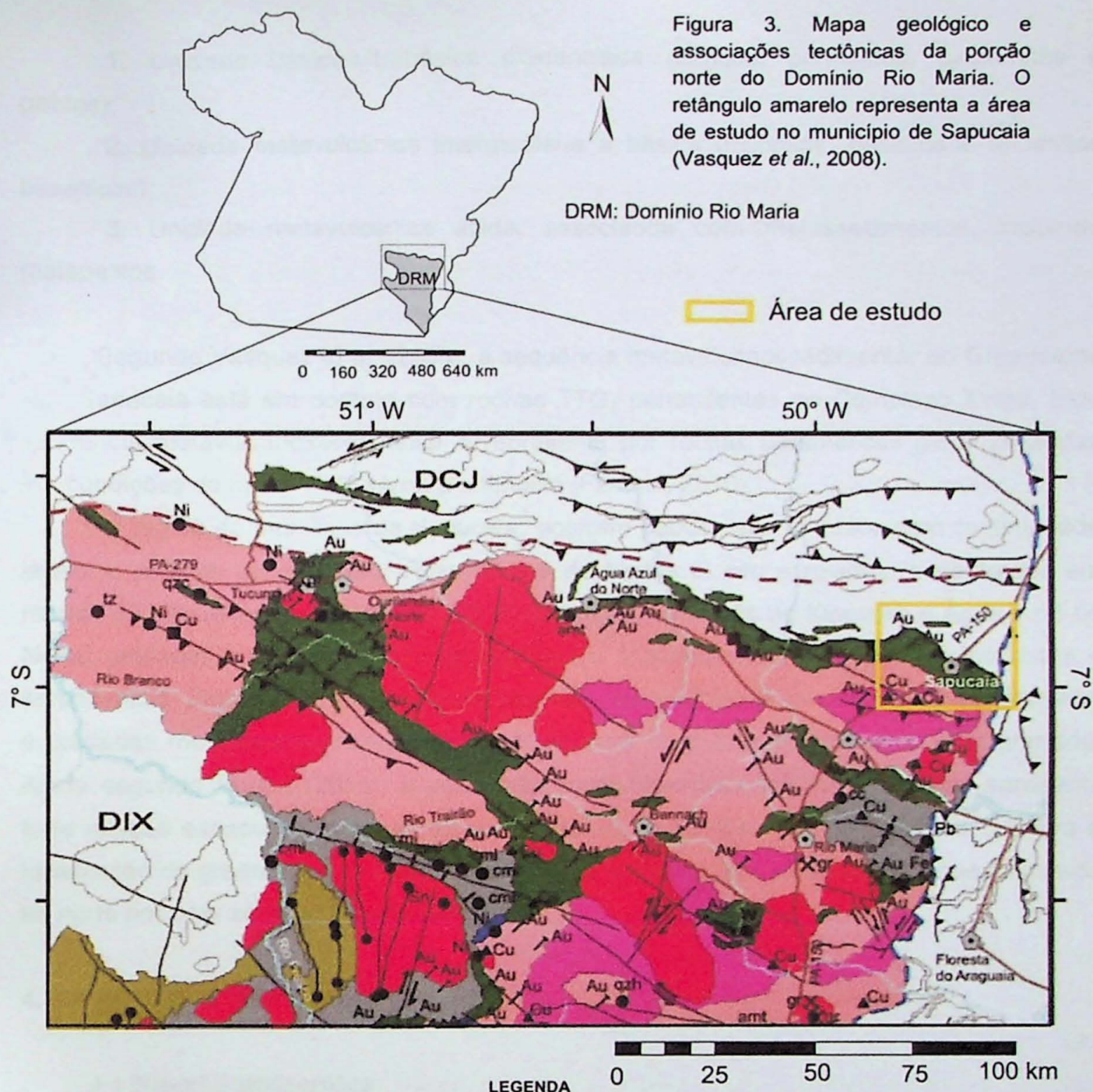
O *Greenstone Belt* Sapucaia é objeto de estudos desde a década de 1980 quando Cordeiro (1982) e Hirata *et al.* (1982) identificaram textura *spinifex* em rochas ultramáficas. No entanto, foi Araújo e Maia (1991) durante o mapeamento da Folha Carajás (SB-22-Z), realizado pela CPRM, que definiram as rochas encontradas nas proximidades do município de Sapucaia como parte de uma sequência metavulcanossedimentar, além de granitoides e diques de composição gabroica. Segundo estes autores, as rochas do *Greenstone Belt* Sapucaia, afloram como uma faixa alongada, de direção preferencial E-W, com cerca de 120 km de extensão e que varia de 1 a 10 km de largura. A localização dessa faixa, entre as cidades de Sapucaia e Água Azul do Norte, nas proximidades do limite entre os domínios Carajás e Rio Maria (Figura 3), tem sido considerada uma evidência de que as sequências de *greenstone belts* mesoarqueanos da Província Carajás são restritas ao Domínio Rio Maria, no qual outras sequências desse tipo são amplamente reconhecidas.

No entanto, faixas de *greenstone belts* também foram caracterizadas a norte do limite entre esses dois domínios tectônicos. Santos *et al.* (2010), a partir da caracterização petrográfica de rochas da sequência *greenstone belt* na região de Nova Canadá, individualizaram rochas anfibolíticas e metassedimentares. Os anfibolitos teriam sido metamorfisados em condições de fácies xisto verde a anfibolito (Marangoanha e Oliveira, 2013).

No Domínio Carajás, também foram identificados metadacitos (ca. 2,97 Ga; U-Pb SHRIMP em zircão; Moreto *et al.*, 2015a) com lentes de talco-tremolita xistos na área da mina de cobre-ouro do Sossego, que foram interpretados como associados às sequências de *greenstone belts* mesoarqueanos. Lentes de rochas metaultramáficas, atribuídas ao *Greenstone Belt* Sapucaia, imbricadas tectonicamente ao Granito Serra Dourada (ca. 2,84 Ga; U-Pb SHRIMP em zircão; Moreto *et al.*, 2015b) foram reconhecidas por Moreto *et al.* (2013) e representam importantes rochas hospedeiras do depósito de cobre de Bacuri (Marques, 2015).

Adicionalmente, Justos *et al.* (2015) caracterizaram derrames komatiíticos com texturas *spinifex* a sul da Serra Sul, no Domínio Carajás. Tais derrames foram interpretados como associados aos metadacitos da Mina do Sossego, descritos por Moreto *et al.* (2013), o que permitiria correlacioná-los a sequências de *greenstone belts* também mesoarqueanas.

As rochas do Grupo Sapucaia, em sua área-tipo, foram agrupadas em três unidades principais (Oliveira *et al.*, 1995):



Associações Tectônicas do Domínio Rio Maria

Magmatismo Fêlsico Intracontinental

Suítes Plutônicas Alcalinas Intracontinentais - granitos de afinidade alcalina relacionados à extensão crustal orosiriana ou estateriana. Suíte Intrusiva Jamon (1893-1870 Ma)

Bacias Sedimentares Proterozóicas (Tafrógeno Sideriano-Riaciano)

Bacias Intracratônicas/Antepaís Paleoproterozóicas - seqüências predominantemente psamíticas com sedimentação continental riaciana a orosiriana. Formação Gorotire (<2035 Ma)

Bacias Cratônicas Plataformais Paleoproterozóicas - seqüências progressivas platformais com sedimentação durante o Riaciano ou mais antiga. Grupos Rio Fresco e Gemaque.

Terreno Granitóide-Greenstone Mesoarqueano

Granitos de Alto K Mesoarqueanos - granitos potássicos mesoarqueanos (2930-2833 Ma). Granitos Guarantã, Mata Surrão, Xinguara e Rancho de Deus.

Granitóides e Ortognaisses TTG Mesoarqueanos - granitóides mesoarqueanos (2988-2817 Ma) de afinidade TTG. Tonalitos Arco Verde, Caracol e Parazônia, trondhjemitos Mogno e Água Fria e granodioritos Rio Maria e Cumaru.

Complexos Máfico-Ultramáficos Mesoarqueanos - corpos máfico-ultramáficos mesoarqueanos. Complexos máfico-ultramáficos Serra Azul (2970 Ma) e Guara-Pará.

Greenstone Belts Mesoarqueanos - seqüências metavulcano-sedimentares mesoarqueanas (2988-2868 Ma). Grupos Gradaús, Serra do Inajá, Lagoa Seca, Babaçu, Sapucaia e Tucumã.

Domínios Tectônicos

Limite com assinatura geofísica

Limite com assinatura estrutural

DSA - Domínio Santana do Araguaia

DCJ - Domínio Carajás

DRM - Domínio Rio Maria

CAR - Cinturão Araguaia

DIX - Domínio Iriri-Xingu

1. Unidade básica-ultrabásica diferenciada (dunitos, peridotitos, piroxenitos e gabros);
2. Unidade metavulcânica intermediária a básica (milonitos, basaltos e andesitos basálticos);
3. Unidade metavulcânica ácida, associados com metassedimentos, incluindo metapelitos.

Segundo Vasquez *et al.* (2008), a sequência metavulcanossedimentar do *Greenstone Belt* Sapucaia está em contato com rochas TTG, pertencentes ao Complexo Xingu. Esta sequência metavulcanossedimentar é representada por rochas ultramáficas metamorfisadas em condições de fácies xisto verde a anfibolito (Faresin, 2010).

Na região do município de Sapucaia, ocorrem poucos afloramentos com continuidade lateral e vertical, sendo comuns exposições de blocos *in situ* e rolados, encontrados em morros ou pequenas serras. Sousa (2014) descreve, na região de Xinguara e Água Azul do Norte, unidades metaultramáficas compostas por Mg-clorita-tremolita xistos, talco xistos e serpentinitos, juntamente com unidades máficas, representadas por hornblenda anfibolitos, e unidades metassedimentares subordinadas, com muscovita-biotita xistos com granada. Ainda segundo Sousa (2014), a sequência metavulcanossedimentar Sapucaia apresenta forte relação espacial com zonas de cisalhamento, de caráter regional. A figura 3 ilustra a localização do *greenstone belt* Sapucaia, em sua área-tipo, em verde escuro, que é limitado ao norte por uma zona de cisalhamento.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Revisão bibliográfica

A pesquisa bibliográfica foi realizada com base em artigos científicos, livros, teses e dissertações que abordam as diversas características de *greenstone belts* arqueanos. Tais trabalhos apresentam discussões relativas à estratigrafia destas sequências, seus ambientes de formação, magmatismo, sedimentação, aspectos metalogenéticos, metassomatismo e alteração do tipo *blackwall*. Alguns destes trabalhos apresentam ênfase no metassomatismo de rochas ultramáficas intrusivas do tipo Alpino, assim como metassomatismo das rochas ultramáficas extrusivas do Grupo Quebra Osso, no Quadrilátero Ferrífero. Textos sobre o contexto geológico do Cratón Amazônico e da Província Carajás, incluindo estudos prévios sobre o Grupo Sapucaia, também foram alvo de leituras.

4.2 Trabalho de campo

O trabalho de campo foi realizado entre os dias 24 de julho e 02 de agosto de 2015, nos municípios de Água Azul do Norte e Sapucaia, no sudeste do Estado do Pará.

Foram descritos um total de sessenta e seis afloramentos (Anexo 1 – Tabela de Pontos). Especificamente para a caracterização das zonas de alteração do tipo *blackwall* e, posterior, confecção do perfil geológico, foram utilizadas 26 amostras.

4.3 Petrografia de luz transmitida

Para caracterização das rochas atribuídas ao Grupo Sapucaia, encontradas no município de Sapucaia, foram descritas 26 lâminas delgadas. Tais seções delgadas foram descritas com auxílio do microscópio petrográfico da marca Leica, com uso de luz transmitida no Laboratório de Sedimentologia e Petrografia Sedimentar do IGc-USP. As descrições objetivaram a identificação de paragênese mineral, relações texturais e de blastese mineral e suas relações com foliações metamórficas e microestruturas. Adicionalmente, foram estudadas detalhadamente amostras de rochas com evidências de processos metassomáticos.

4.4 Microscopia eletrônica de varredura - MEV

Análises realizadas com uso da microscopia eletrônica de varredura (MEV) com detectores de elétrons retro-espalhados foram realizadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (Labmev) do Instituto de Geociências da USP. O aparelho utilizado é de modelo *LEO 440I* com varredura digital acoplado ao espectrômetro de energia dispersiva (EDS) modelo *Oxford*, gerando análises semiquantitativas da química mineral. Além do EDS o equipamento possui detectores de Elétrons Secundários (SE) e de Elétrons Retroespalhados (QBSD).

Para a realização das atividades com o MEV foram confeccionadas duas lâminas polidas, descritas previamente. O material foi recoberto com carbono, com espessura de 15 nm e densidade de 2,25 g/cm³. O objetivo das análises visaram identificar a composição dos silicatos, óxidos e possíveis sulfetos.

5. RESULTADOS OBTIDOS

5.1 Contexto Geológico da área de Sapucaia

Na área de Sapucaia, foram reconhecidas rochas metaultramáficas, metamáficas e metassedimentares, atribuídas ao *Greenstone Belt* Sapucaia, diques de microgabros e granitoides diversos. Esses últimos são representados por gnaisses e migmatitos com composição tonalítica, representantes do magmatismo TTG, e por biotita granodioritos e tonalitos, isótipos a localmente foliados. Nessa área foram reconhecidas rochas metaultramáficas em contato tectônico com biotita tonalitos, representadas por cloritos e xistos compostos por quantidades variáveis de talco, serpentina, actinolita, tremolita e magnetita. Esses diferentes grupos de rochas são descritos a seguir.

5.2 Grupo Sapucaia: sequência metavucanossedimentar

5.2.1 Rochas metapelíticas

a) Muscovita-quartzo xisto

O muscovita-quartzo xisto foi descrito apenas em um afloramento e ocorre como pequenos blocos soltos, com estrutura xistosa e textura lepidogranoblástica gerada pela orientação dos cristais de muscovita e quartzo. De maneira geral, apresenta granulação fina e possui biotita subordinada.

b) Sericita-quartzo xisto

Esta rocha foi reconhecida apenas em um afloramento e ocorre como pequenos lajedos e blocos na base de um pequeno morro. O sericita-quartzo xisto apresenta cor cinza esverdeado, granulação fina e textura lepidogranoblástica gerada pelos cristais de sericita e quartzo. A foliação principal S_n apresenta-se deformada por clivagem de crenulação bem desenvolvida.

c) Granada-biotita-quartzo xisto

Esta rocha aflora na forma de um lajedo bastante deformado com presença de dobras e veios de quartzo associados (figura 4-B). Esta rocha ocorre associada a quartzo-biotita-muscovita xistos e apresenta estrutura xistosa e textura lepidogranoblástica gerada pela orientação dos cristais de biotita e quartzo. Também nota-se a presença de porfiroblastos de granada. A foliação principal S_n normalmente encontra-se dobrada gerando clivagens de crenulação (figura 4-A).

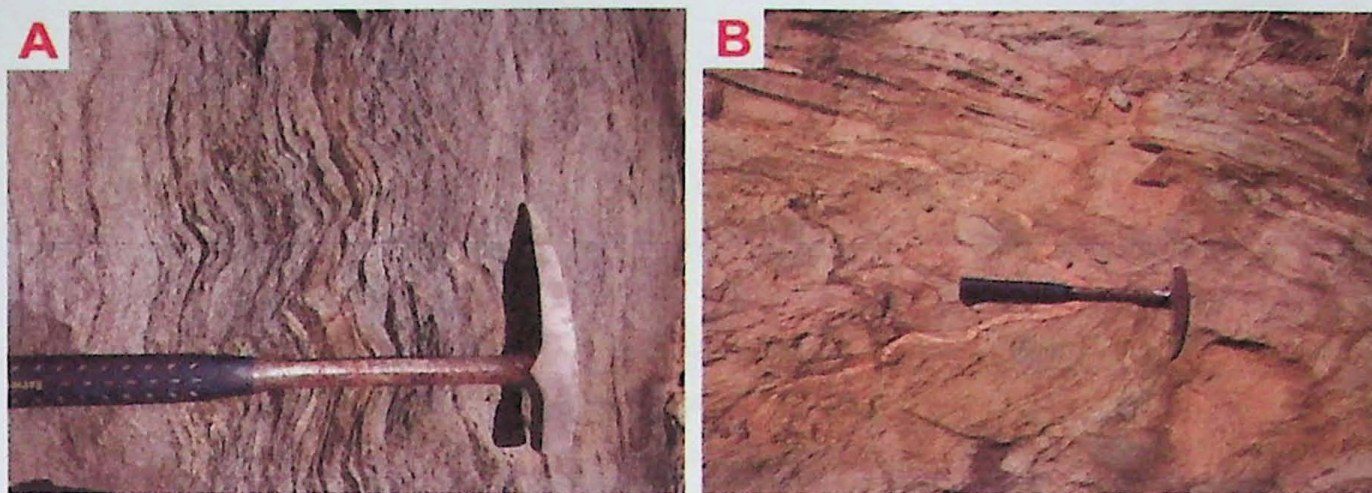


Figura 4. (A) Clivagem de crenulação em granada-biotita-quartzo xisto; (B) Charneira de dobra assimétrica com veio de quartzo dobrado em granada-biotita-quartzo xisto.

d) Quartzo-biotita-muscovita xisto

O quartzo-biotita-muscovita xisto é encontrado nos afloramentos FLS-44 e FLS-45 e ocorre na forma de lajedos deformados com camadas apresentando alto ângulo de mergulho. Encontra-se associado a microgabros, quartzo-clorita-muscovita xistos e talco-anfibólio xistos. A rocha apresenta granulação fina a média e a foliação é marcada principalmente pelos cristais de biotita. Em ambos afloramentos essa litologia é cortada por veios de quartzo, que aproveitam planos de fraturas e foliação para se alojarem.

5.2.2 Rochas metamáficas

As rochas da Unidade Máfica correspondem predominantemente a anfibolito foliado, localmente bandado, por vezes, com microvênulas com clorita e sulfetos disseminados. A foliação milonítica, quando presente, controla a orientação dos prismas de anfibólios. Por vezes, são observadas faixas mais ricas em plagioclásio ou anfibólio nessas rochas. Pertencem a essa unidade hornblenda-clorita-xistos que ocorrem associados espacialmente a hercinita-forsterita-Mg-hornblenda xistos, que apresentam porfiroblastos de olivina fortemente deformados. Essas rochas com olivina, interpretadas como derivadas de protólitos ultramáficos, ocorrem como corpos menores, lenticulares, em meio aos hornblenda-clorita-xistos.

Também foram observados anfibolitos foliados grossos, apresentando veios quartzo-feldspáticos dobrados com hornblenda e biotita em suas bordas e agregados estirados de hornblenda.

Por vezes, foram descritas rochas de composição máfica com aspecto de brechas, com granulação grossa e matriz fortemente foliada. São constituídas por hornblenda, plagioclásio, quartzo e biotita e contém fragmentos sub-arredondados ou alongados de anfibolitos com bordas cominuídas, por vezes constituídos por prismas de anfibólio (hornblenda) grossos.

5.2.3 Rochas metaultramáficas

a) Serpentina-tremolita-olivina-clorita xisto com magnetita

Serpentina-tremolita-olivina-clorita xisto com magnetita foi identificado no Igarapé Sapucaia, na entrada do município de Sapucaia, na área-tipo na qual foi definida a sequência *greenstone belt* homônima. Ocorre como blocos métricos de aproximadamente 2,5 m, possui cor cinza clara a verde acinzentado (Figura 5-A), textura porfiroblástica, caracterizada por porfiroblastos de olivina com até 1,8 cm de comprimento por 1 cm de largura, e que aparentemente estão estirados.

Microscopicamente, a rocha é composta por clorita, tremolita, minerais opacos, serpentina e porfiroblastos de olivina. A granulação da rocha, em geral, é fina a média, com exceção dos cristais de olivina. Os porfiroblastos de olivina, principalmente nas suas bordas e fraturas, foram substituídos por tremolita, clorita e serpentina (figura 5-B). Também ocorreu substituição parcial dos cristais de tremolita por clorita (figura 5-D).

É possível notar duas direções preferenciais de foliação nesse litotipo. A foliação S_n é predominante nesta rocha, e é definida principalmente pela orientação de finos cristais de tremolita, clorita, serpentina e magnetita, enquanto a foliação S_{n+1} é caracterizada pela orientação, aproximadamente perpendicular a foliação S_n , de cristais de tremolita (figura 5-C), evidenciando a presença de ao menos duas gerações desse mineral.

Os cristais de olivina aparecem deformados e orientados segundo a foliação S_n e apresentam inclusões de minerais opacos e tremolita. Serpentina geralmente ocorre associada a clorita, assim como os minerais opacos.

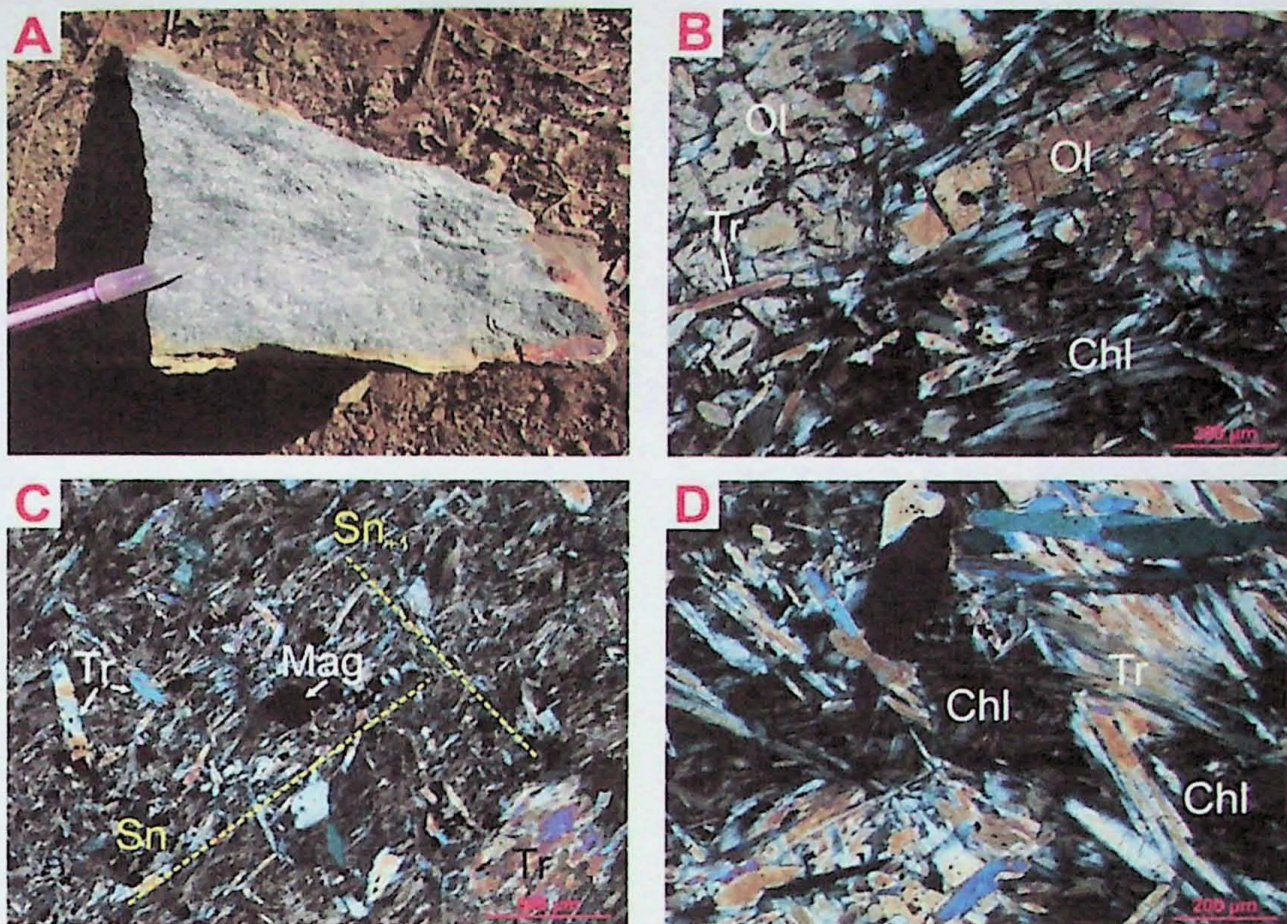


Figura 5. (A) Aspecto geral do serpentina-tremolita-olivina-clorita xisto com magnetita; (B) Fotomicrografia ilustrando porfiroblastos de olivina parcialmente substituídos por clorita e tremolita (luz transmitida; polarizadores cruzados); (C) Fotomicrografia mostrando as duas principais direções de foliação (luz transmitida; polarizadores cruzados); (D) Cristais de tremolita parcialmente substituídos por clorita (luz transmitida; polarizadores cruzados).

b) Tremolita-clorita-talco xisto com serpentina

O tremolita-clorita-talco xisto com serpentina é cinza esverdeado e apresenta brilho sedoso, com foliação S_n bem evidente e com presença de clivagem de crenulação. É bastante homogêneo e tem granulação fina.

Microscopicamente, o tremolita-clorita-talco xisto apresenta estrutura xistosa, textura lepidoblástica gerada pela trama entre os cristais de clorita e talco, e possui granulação fina (figura 6-A).

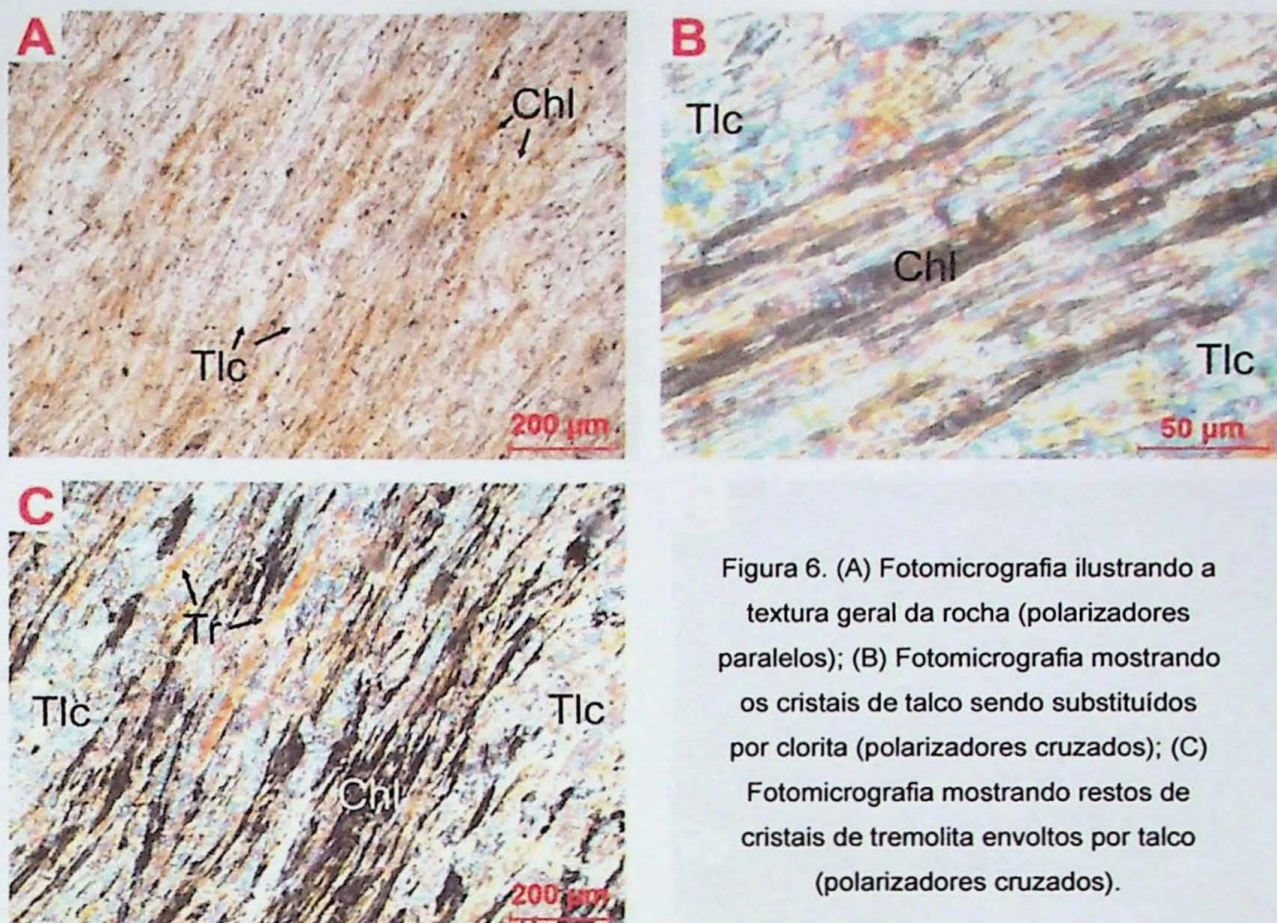


Figura 6. (A) Fotomicrografia ilustrando a textura geral da rocha (polarizadores paralelos); (B) Fotomicrografia mostrando os cristais de talco sendo substituídos por clorita (polarizadores cruzados); (C) Fotomicrografia mostrando restos de cristais de tremolita envoltos por talco (polarizadores cruzados).

A rocha é composta principalmente por talco (figura 6-C). Também é possível notar que principalmente as bordas dos cristais de tremolita foram substituídas por clorita. Este por sua vez também ocorre substituindo os cristais de talco (figura 6-B). Geralmente os cristais de tremolita apresentam hábito acicular com aspecto de agulhas com raras inclusões de opacos. Os cristais de clorita não apresentam pleocroísmo e normalmente ocorrem intercalados ou envoltos por talco, e possuem inclusões de minerais opacos.

c) Talco-tremolita-clorita xisto

Esta rocha apresenta coloração cinza esverdeada e é cortada por diversas vênulas de coloração ocre. Apresenta granulação fina e possui estrutura levemente foliada.

Microscopicamente, é possível notar que a foliação desta rocha é definida principalmente por cristais de clorita. Porém, muitas vezes a textura torna-se decussada devido a aleatoriedade dos cristais de tremolita e talco que se sobrepõe aos cristais de clorita. A textura nematolepidoblástica, mais comum, é gerada pela trama entre os cristais de clorita, talco e tremolita (figura 7-A). Comumente, esta rocha é composta por clorita, tremolita, talco, magnetita e opacos.

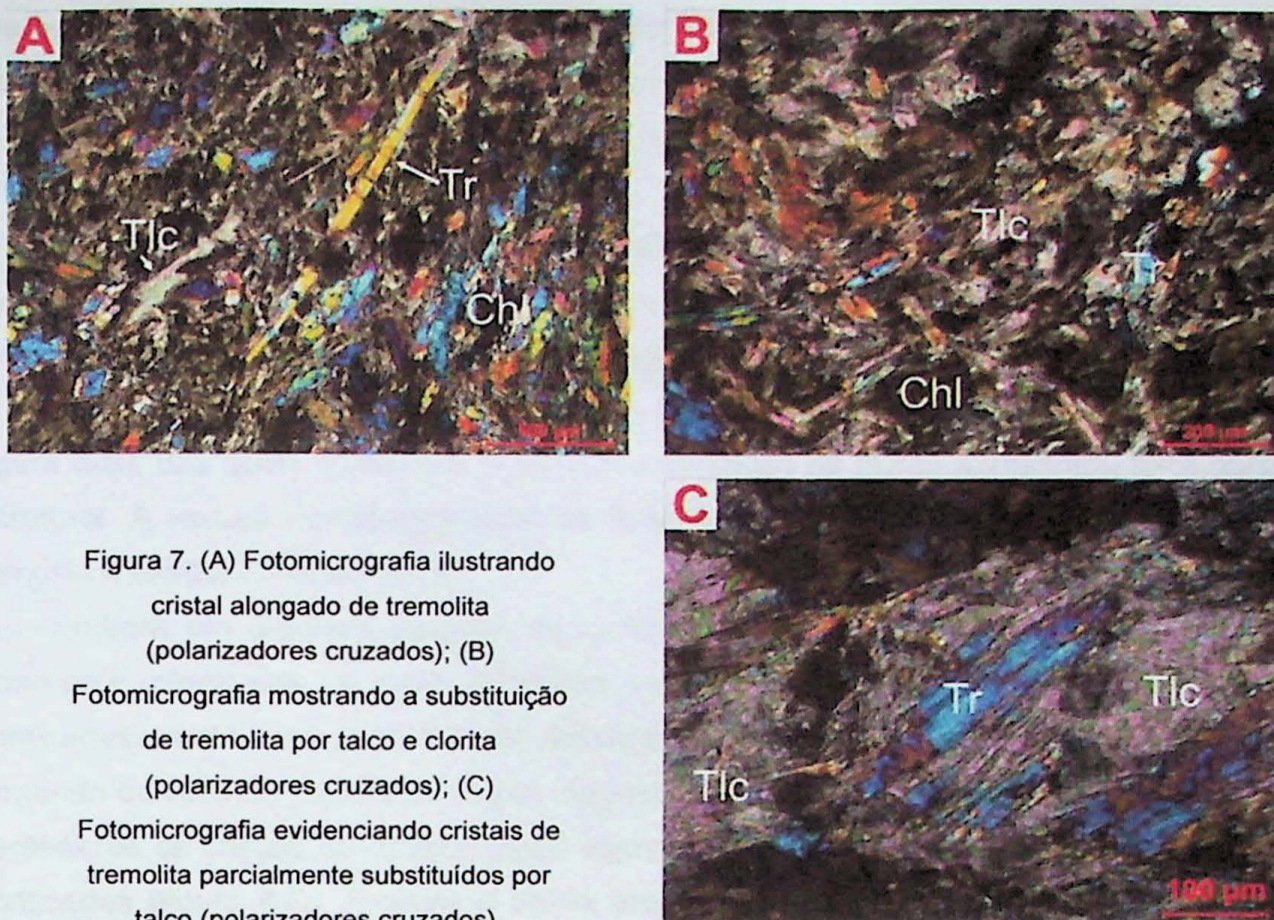


Figura 7. (A) Fotomicrografia ilustrando cristal alongado de tremolita (polarizadores cruzados); (B) Fotomicrografia mostrando a substituição de tremolita por talco e clorita (polarizadores cruzados); (C) Fotomicrografia evidenciando cristais de tremolita parcialmente substituídos por talco (polarizadores cruzados).

Os cristais de tremolita ocorrem como porfiroblastos ou cristais menores que normalmente apresentam evidências de reações de substituição. Comumente, apresentam-se parcialmente substituídos por talco e clorita (figura 7-B e C)

Geralmente os cristais de clorita apresentam inclusões de opacos e em algumas porções formam bolsões que englobam restos de tremolita.

d) Serpentina-clorita-tremolita xisto

Aflorante no topo de uma pequena serra, o serpentina-clorita-tremolita xisto aflora entre o serpentina-tremolita-clorita xisto e o actinolita-tremolita-clorita xisto. Esta rocha apresenta estrutura xistosa, cor verde claro com brilho grafítico e possui granulação fina.

Microscopicamente, nota-se que a estrutura xistosa é marcada por cristais de tremolita, clorita e serpentina associada, entretanto esta xistosidade não é homogênea. A textura lepidonematoblástica é gerada pela trama entre os cristais de hábito micáceo e majoritariamente por cristais de tremolita de hábito prismático. Em relação a granulometria, parte da rocha é dominada por granulação média com cristais entre 0,4 mm e 1,1 mm, e outra, que ocorre de maneira mais restrita, por cristais de granulação fina, inferiores a 0,3 mm.

Os cristais de clorita são levemente pleocróicos e seu espectro varia entre verde claro a bege esverdeado. Comumente possuem inclusões de opacos. Também é possível notar

que este mineral geralmente está substituindo a tremolita em suas bordas, ou de maneira mais intensa. Os cristais de serpentina ocorrem associados aos cristais de clorita.

e) Clorita-tremolita xisto com serpentina

Esta rocha ocorre associada ao serpentina-tremolita-clorita xisto e possui granulação fina e bandas de coloração ocre, ricas em clorita, intercaladas com bandas escuras, compostas por tremolita e magnetita (figura 8-A).

Microscopicamente, a rocha é foliada, principalmente nas porções ricas em clorita (figura 8-B), nas quais é possível notar que a formação da clorita apresentou forte controle estrutural. A textura nematolepidoblástica é caracterizada pela orientação dos cristais de tremolita e clorita, principalmente.

Embora em algumas porções da rocha a tremolita seja predominante, a rocha foi fortemente cloritizada, o que reflete-se no “bandamento” observado. Nas porções cloritizadas, cristais de tremolita são totalmente ou parcialmente substituídos por clorita formando bolsões ou bandas de clorita magnesiana com restos de tremolita em seu interior. Geralmente os cristais de opacos estão associados a essas porções da rocha fortemente cloritizadas (figura 8-C). Embora a clorita magnesiana seja predominante nessas rochas, finas vênulas com clorita mais rica em ferro são também observadas (figura 8-D).

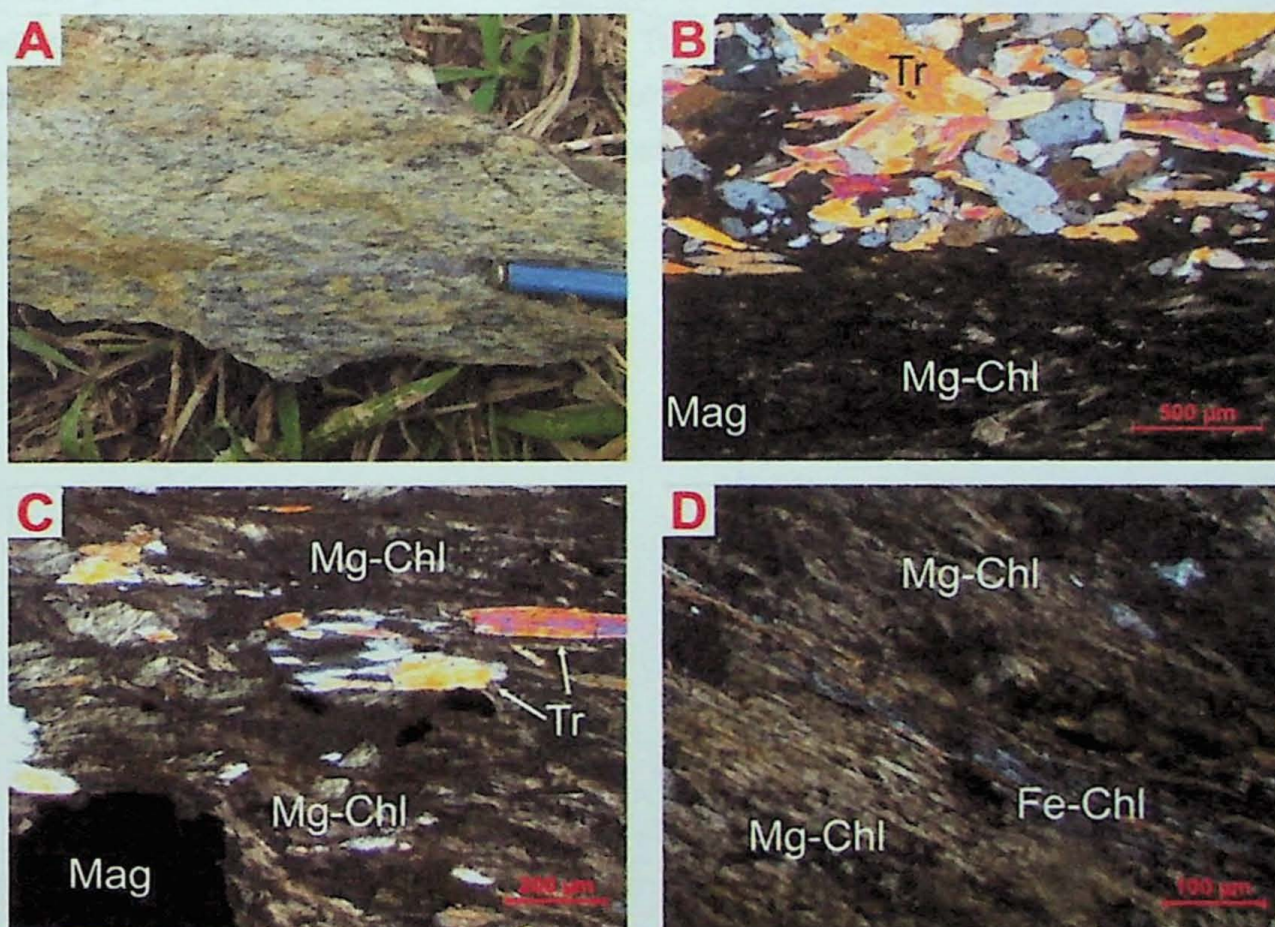


Figura 8. (A) Aspecto geral do Clorita-tremolita xisto com serpentina; (B) Fotomicrografia ilustrando forte cloritização estruturalmente controlada (luz transmitida; polarizadores cruzados); (C) Relíquias de cristais de

tremolita substituídos por clorita, e magnetita associada (luz transmitida; polarizadores cruzados); (D) Clorita rica em ferro envolto por clorita rico em magnésio.

f) Magnetita-tremolita-clorita xisto com serpentina

Esta rocha ocorre na forma de blocos métricos, que podem chegar a 5 m de comprimento, e afloram encravados com mergulho de alto ângulo no topo de uma pequena serra. Apresenta estrutura bandada com intercalação de bandas ocre mais desenvolvidas, normalmente com 8 mm de espessura, intercaladas por bandas escuras com espessura geral inferior a 4 mm. Quando mais desenvolvida, normalmente, esta banda apresenta-se interdigitada com a primeira (figura 9-A).

A banda ocre possui textura lepidoblástica, gerada pela trama dos cristais de clorita alterados, limonitizados, e a banda escura apresenta textura nematoblástica, definida por cristais de anfibólio. A granulação, de maneira geral, é fina, porém na banda escura é possível notar cristais bem desenvolvidos de magnetita que ocorrem tanto no contato entre as bandas, quanto disseminados pela banda mais escura. Também nota-se de maneira mais tímida alguns cristais de minerais opacos na banda ocre.

Microscopicamente, a rocha apresenta estrutura xistosa, textura nematolepidoblástica caracterizada pela orientação dos cristais de tremolita e clorita e granulação fina a média. A rocha é cortada por faixas de textura lepidoblástica, formada quase que exclusivamente por clorita, porém notam-se cristais de magnetita e restos de tremolita. A distribuição dessas faixas apresenta forte controle estrutural. Tais estruturas provavelmente representaram caminhos facilitadores para passagem de fluidos, associados à substituição da mineralogia metamórfica dessa rocha por clorita e magnetita (figura 9-C e D).

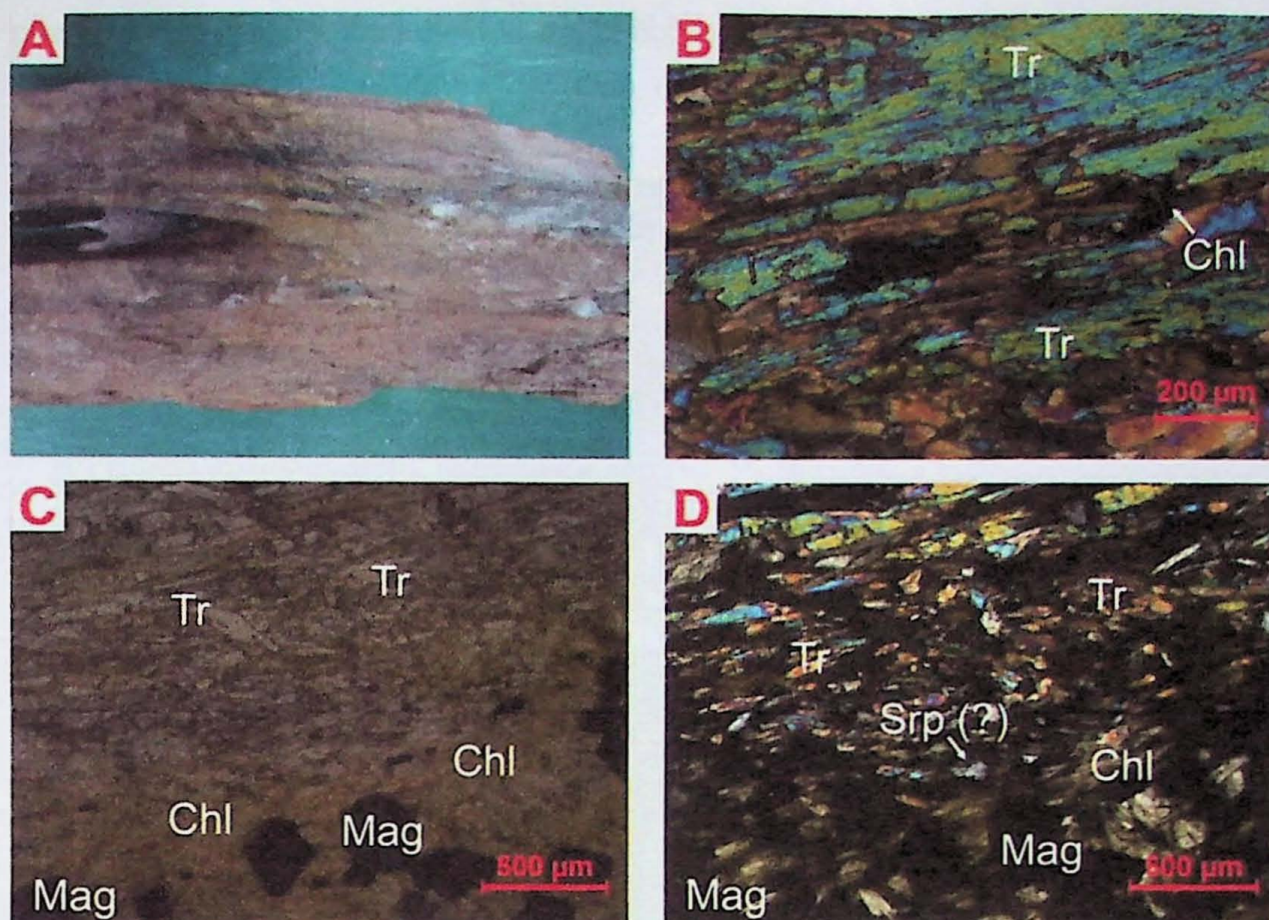


Figura 9. (A) Aspecto geral do magnetita-tremolita-clorita xisto com serpentina; (B) Fotomicrografia ilustrando cristais de clorita preenchendo fraturas nos cristais de tremolita (polarizadores cruzados); (C) Fotomicrografia evidenciando cristais de magnetita associados às bandas ricas em clorita (polarizadores paralelos); (D) Mesma fotomicrografia, agora com polarizadores cruzados.

Os cristais de tremolita, de maneira geral, são subédricos ou aciculares, no entanto é possível identificar alguns prismas alongados. Observa-se duas famílias de tremolita com granulação distinta: (i) cristais de granulação fina; (ii) granulação média com alguns cristais de granulação grossa, geralmente com feições de substituição em suas bordas ou zonas fraturadas preenchidas por clorita com opacos ,associados (figura 9-B).

Os cristais de clorita possuem cor verde claro e alguns cristais apresentam pleocroísmo que varia entre verde claro a verde escuro. Ocorrem de maneira mais restrita intercalados aos cristais de tremolita, porém é na forma de faixas ou bandas que a maioria dos cristais estão concentrados. Os cristais de magnetita são bem desenvolvidos quando estão concentrados no contato entre as faixas ricas em clorita e regiões ricas em tremolita.

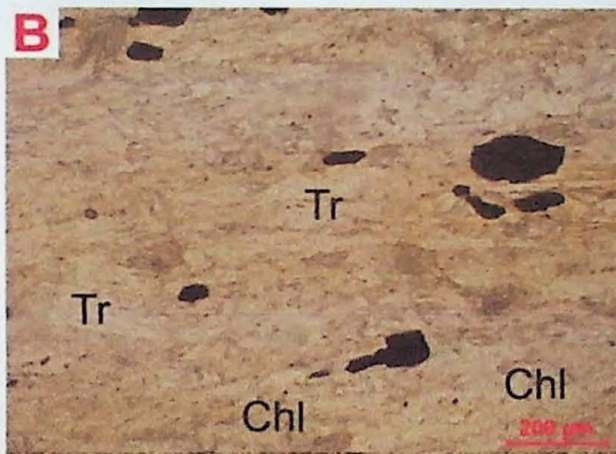
g) Serpentina-tremolita-clorita xisto

Esta rocha ocorre na escarpa de uma pequena serra, e aflora na forma de blocos e pequenos lajedos. A rocha apresenta cor verde escura com porções ocre, estrutura foliada e textura nematolepidoblástica gerada pela trama entre os cristais de anfibólio e clorita (figura 10-A). Possui granulação fina, dificultando a identificação de sua paragênese, porém é

possível notar predomínio de clorita e anfibólio e, de maneira mais restrita, alguns cristais fibrorradiados de cor cinza, provavelmente, de serpentina.



Figura 10. (A) Foto macroscópica do serpentina-tremolita-clorita xisto; (B) Fotomicrografia ilustrando a textura nematolepidoblástica geral da rocha (polarizadores paralelos); (C) Mesma fotomicrografia, com polarizadores cruzados.



Microscopicamente, observa-se estrutura xistosa, marcada pela orientação dos cristais de clorita e tremolita além dos cristais de opacos e textura nematolepidoblástica evidenciada pela trama dos cristais prismáticos de tremolita e por cristais de clorita com hábito micáceo. A granulação varia entre fina à média (figura 10-C e D).

A rocha é composta basicamente por minerais opacos, serpentina, tremolita e clorita. Em diversos cristais é possível notar que as bordas de tremolita foram substituídas por clorita e, em alguns casos, são observados restos de tremolita totalmente envolvidos por clorita com minerais opacos associados. Também são observados cristais de apatita, que ocorrem como mineral acessório.

h) Tremolita-Fe clorita-Mg clorita xisto

Esta rocha ocorre em lajedos ou blocos no topo de um pequeno morro, possui cor verde clara, granulação fina e estrutura xistosa marcada por cristais de clorita (figura 11-A).

Microscopicamente, a textura nematolepidoblástica é formada pela orientação dos cristais de tremolita e principalmente pelos cristais de clorita e opacos. Localmente, a rocha apresenta-se crenulada ou dobrada, o que é evidenciado pela orientação de opacos segundo a xistosidade (S_n ; figura 11-B). Esta rocha apresenta forte processo de cloritização,

gerando cristais de Fe e Mg-clorita. Durante este processo os cristais de tremolita são parcialmente ou completamente substituídos por clorita, com magnetita associada (figura 11-B, C e D).

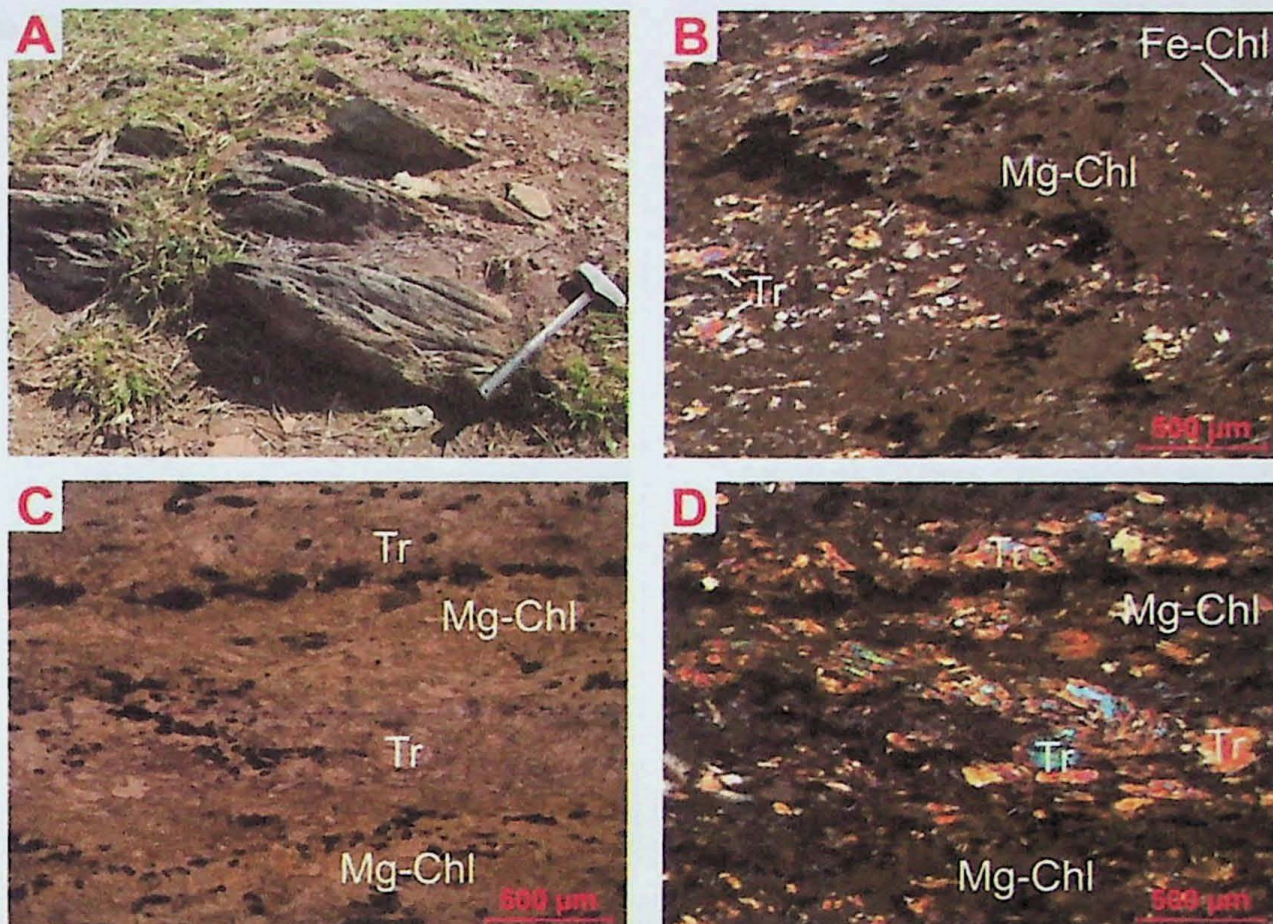


Figura 11. (A) Aspecto geral do tremolita-clorita xisto; (B) Fotomicrografia ilustrando a substituição de tremolita por clorita, possivelmente anterior ao dobramento da Sn, evidenciado pela concentração de magnetita (luz transmitida; polarizadores cruzados); (C) Fotomicrografia evidenciando a textura geral da rocha (luz transmitida; polarizadores paralelos); (D) Mesma fotomicrografia, com polarizadores cruzados.

i) Actinolita-tremolita-clorita xisto

Esta rocha ocorre como uma pequena faixa de blocos no topo de uma pequena serra, e está em contato com o magnetita-tremolita-clorita xisto.

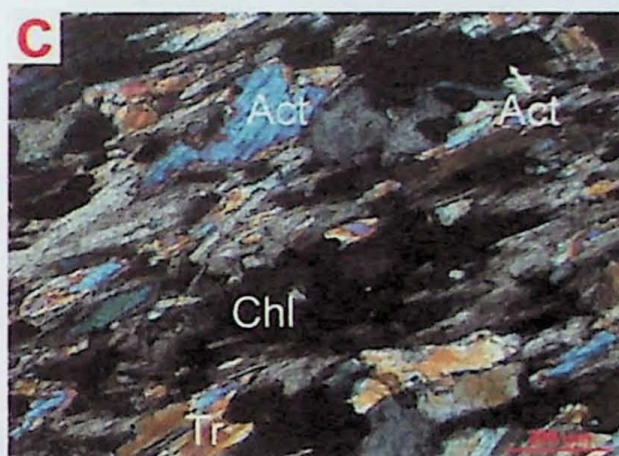
Apresenta uma coloração verde clara, estrutura xistosa marcada principalmente por clorita, textura nematolepidoblástica definida por cristais de anfibólio e clorita e granulação fina, porém com presença de alguns porfiroblastos de anfibólio, que variam entre 3 mm e 6 mm. A foliação apresenta-se dobrada e em algumas porções a presença de clivagens de crenulação milimétricas é observada (figura 12-A).

Microscopicamente, é possível notar que a textura nematolepidoblástica é gerada pela orientação dos cristais de actinolita, tremolita e clorita. Diversos cristais de actinolita e tremolita apresentam bordas substituídas por clorita e em casos mais extremos são formados bolsões com relíquias de tremolita com opacos associados em meio à clorita. Os cristais de clorita são levemente pleocróicos com espectro variando entre verde claro à bege

esverdeado, e apresentam majoritariamente inclusões de opacos, porém de maneira mais restrita notam-se inclusões de tremolita e actinolita. Os cristais de tremolita assim como os de actinolita apresentam hábito subédrico ou aciculares. Normalmente ocorrem em contato com os cristais de clorita e, geralmente, foram parcialmente substituídos por esta (figura 12-B e C).



Figura 12. (A) Foto macroscópica da do actinolita-tremolita-clorita xisto; (B) Fotomicrografia ilustrando a substituição de cristais de actinolita e tremolita por clorita e magnetita (polarizadores paralelos); (C) Idem, com polarizadores cruzados.



i) Magnetita-clorita-actinolita-tremolita xisto

Esse litotipo, que aflora em contato com o serpentina-clorita-tremolita xisto, ocorre na forma de blocos encravados no topo de uma pequena serra, possui estrutura xistosa e textura porfiroblástica, gerada por porfiroblastos limonitizados de coloração ocre, alguns dos quais estirados. Estes porfiroblastos são suportados por uma matriz de granulação fina, composta por anfibólios, clorita e cristais bem desenvolvidos de magnetita.

Microscopicamente, a rocha apresenta estrutura levemente foliada, textura nematoblástica formada pela trama entre os cristais de tremolita e actinolita, e granulação fina a média. Cristais de espinélio com hábito acicular ocorrem como mineral acessório.

j) Tremolita-clorita-actinolita xisto

Esta rocha ocorre associada ao actinolita-tremolita-clorita xisto e também ao serpentina-clorita-tremolita xisto. Macroscopicamente a rocha apresenta uma coloração

verde clara, é foliada e apresenta clivagem de crenulação (figura 13-A). Microscopicamente, é possível identificar textura lepidonematoblástica, dada pela trama entre os cristais de clorita, actinolita e tremolita. A rocha é bastante heterogênea em relação à sua granulometria, possuindo porções com concentrados de minerais finos, principalmente nas zonas crenuladas (figura 13-B), e outras com cristais de granulação média (figura 13-C e D).

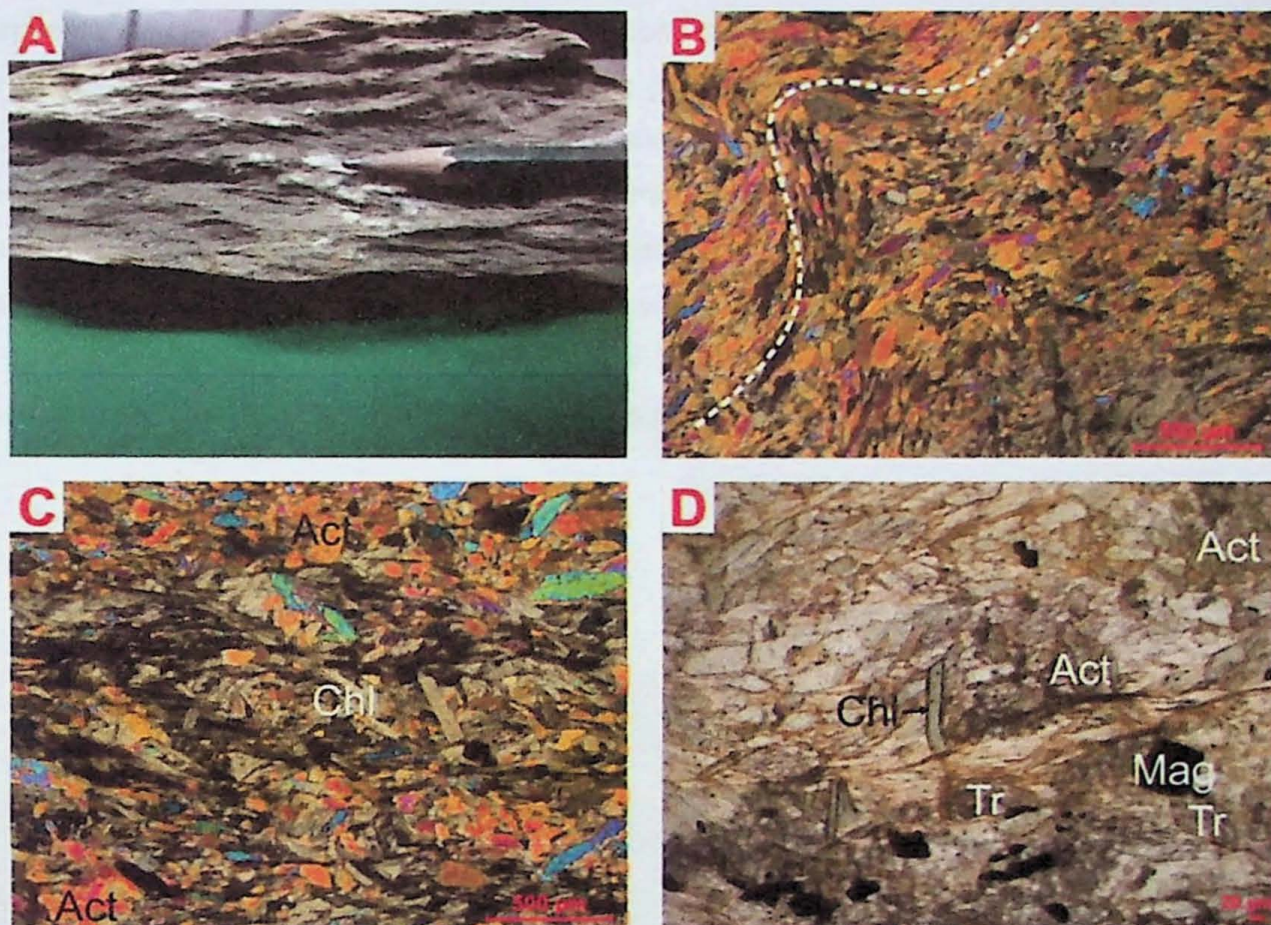


Figura 13. (A) Aspecto típico do tremolita-clorita-actinolita xisto; (B) Fotomicrografia ilustrando clivagem de crenulação bem marcada pelos cristais de tremolita e actinolita (polarizadores cruzados); (C) Fotomicrografia mostrando cristais de actinolita parcialmente substituídos por clorita (polarizadores cruzados); (D) Fotomicrografia mostrando a associação mineral característica da rocha: tremolita, actinolita, clorita e magnetita (polarizadores paralelos).

A rocha é composta basicamente por actinolita, clorita, opacos e tremolita, sendo que os cristais de actinolita ocorrem com hábito subédrico ou acicular, são levemente pleocroicos com cores entre verde pálido e amarelo pálido, e são concentrados nas zonas crenuladas. Aparentemente existem duas fases de cristalização deste mineral, a primeira pré- a sin-tectônicas em relação ao desenvolvimento da xistosidade (Sn) e a segunda pós-cinemática. Os cristais de clorita possuem pleocroísmo que varia do verde claro ao bege pálido e normalmente apresentam hábito micáceo ou acicular. Os opacos geralmente estão associados aos cristais de clorita na forma de inclusões de cristais aciculares.

k) Cloritito

Esta rocha aflora na forma de pequenos blocos encravados em um pequeno morro com mergulho variando entre 60° a 70° (figura 14-A). Possui cor cinza esverdeado, granulação fina a média, e é composta por finas ripas de clorita.

Microscopicamente, é observada estrutura maciça e granulação grossa com presença de cristais de clorita maiores que 1,0 mm (figura 14-B). A clorita grossa ocorre em placas dispostas de maneira aleatória, comumente com inclusões de minerais opacos. Seus planos de clivagens são preenchidos por limonita e goethita, que conferem cor castanha à rocha localmente. De maneira mais restrita é identificada também clorita acicular com granulação fina, de 0,3 mm a 0,7 mm. Zircão ocorre como acessório, em cristais subédricos ovalados que normalmente são identificados pela presença de halos pleocroicos de cor acastanhada na clorita. Cristais de apatita ocorrem dispersos na rocha (figura 14-C e D).

Alguns cristais de clorita apresentam hábito prismático, provavelmente devido à completa substituição de cristais euédricos de anfibólios.

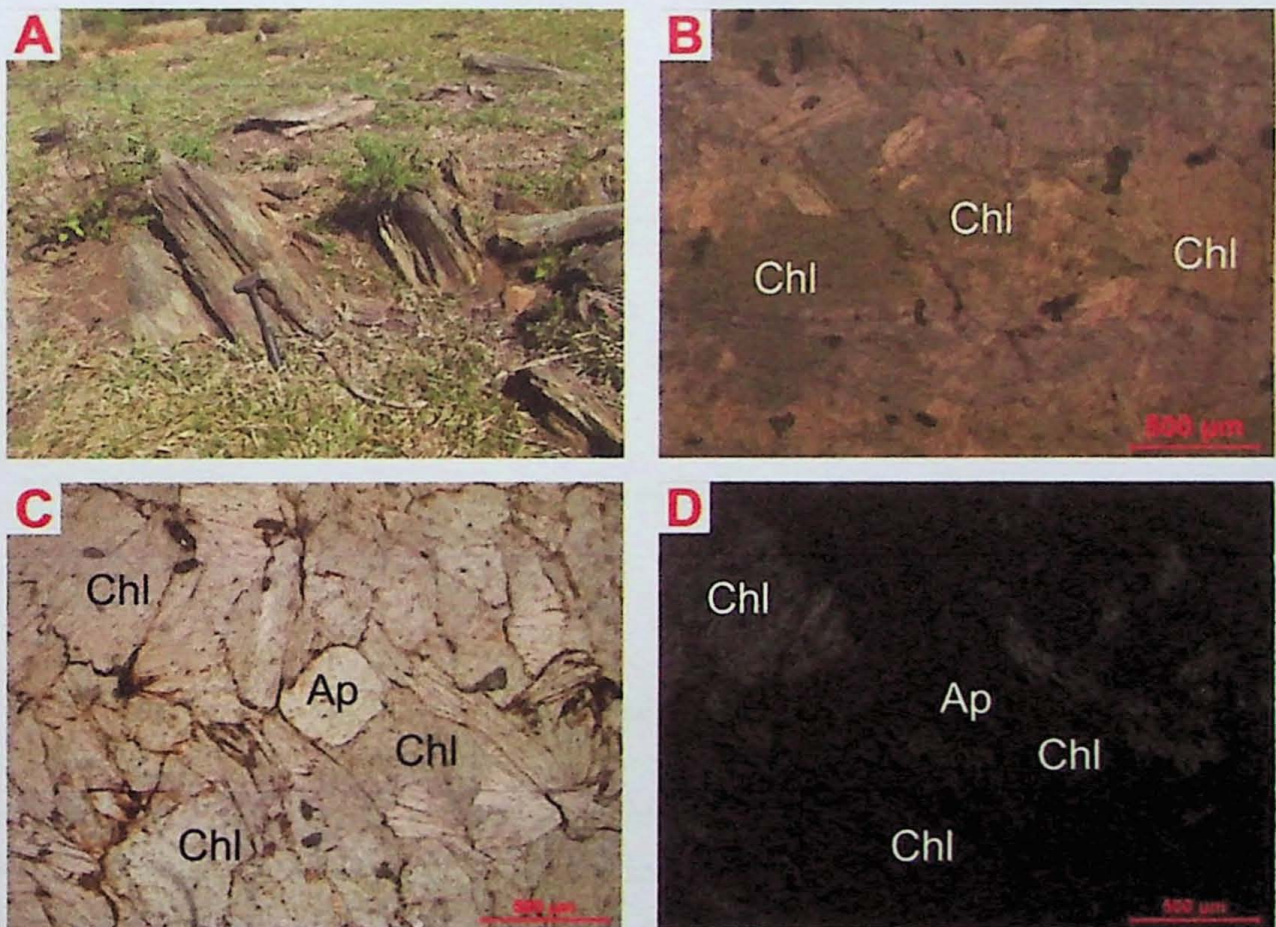


Figura 14. (A) Visão geral do afloramento de clorititos; (B) Fotomicrografia mostrando a textura geral da rocha constituída por clorita e magnetita (luz transmitida; polarizadores descruzados); (C) Fotomicrografia ilustrando cristal de apatita em meio à massa constituída por clorita (luz transmitida; polarizadores descruzados); (D) Idem com polarizadores cruzados.

5.3 Rochas Gabroicas

Entre as rochas máficas identificadas na região do município de Sapucaia e Água Azul do Norte, diques de microgabro mesocráticos são bastantes comuns e ocorrem como blocos *in situ* ou rolados. Também são observados em cortes de estrada corpos de microgabros com até 4 ou 5 m de largura. Essas rochas apresentam estrutura maciça, textura fanerítica (figura 15-A e B), blasto-subofítica a blastofítica preservada, caracterizada por ripas de plagioclásio engolfados por cristais de piroxênio ou anfibólio verde (hornblenda). Embora essas rochas apresentem anfibólio em sua composição, devido à ausência de deformação e preservação de texturas ígneas, estudos petrográficos serão necessários para avaliar se tais rochas foram submetidas às mesmas condições metamórficas das rochas vulcânicas do Grupo Sapucaia, ou se representam diques mais novos, intrusivos nas rochas metavulcânicas.

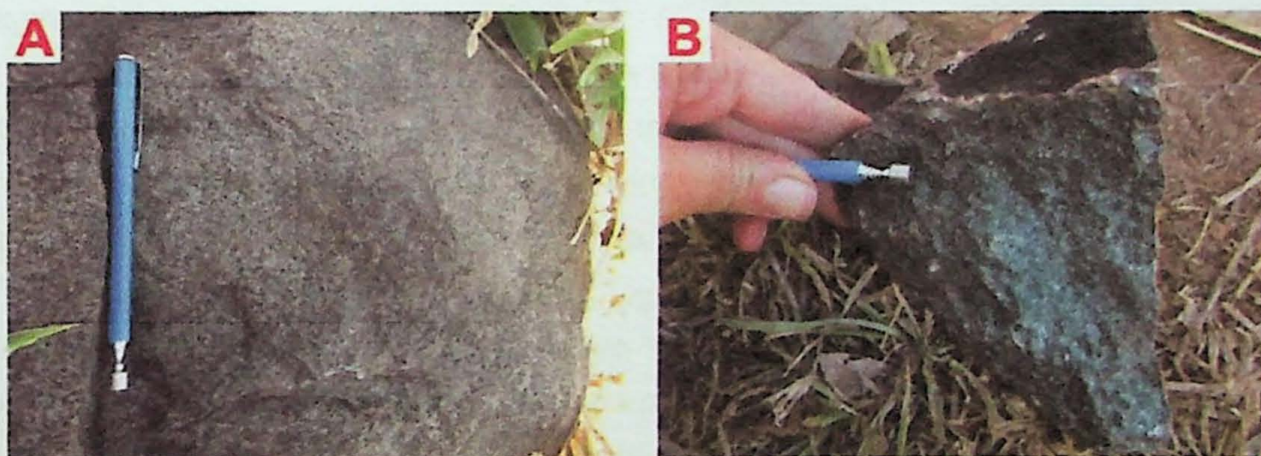


Figura 15. (A) e (B) Aspectos gerais da textura dos diques de microgabro.

5.4 Granitoides

Os granitoides encontrados na região entre Água Azul do Norte e Sapucaia afloram como blocos soltos no topo de pequenos morros, na forma de lajedos ou mais restritamente em cortes de estradas, onde ocorrem intensamente alterados. A partir de análises modais semiquantitativas da proporção entre quartzo, plagioclásio e feldspato potássico, foram identificados dois grandes grupos distintos de granitoides, sendo o mais abundante o biotita granodiorito e, de forma mais restrita, o biotita tonalito. Adicionalmente, foram observados evidências de segregação mineral, gnaissificação, milonitização e migmatização destas rochas. Muitas vezes foram observados veios ou bolsões de pegmatitos cortando essas litologias.

a) Biotita granodiorito

Biotita granodiorito aflora na forma de blocos rolados e lajedos. Apresenta coloração cinza escuro e foliação evidenciada pela trama dos cristais de biotita. De forma geral, apresenta granulação fanerítica média a grossa. As rochas descritas são compostas por quartzo, plagioclásio e biotita (IC = 5 - 7%). Alguns blocos apresentam alteração potássica incipiente, caracterizada pela formação de feldspato potássico com cor avermelhada, que substitui o plagioclásio ígneo em suas bordas ou preenche microfraturas que cortam diferentes cristais que compõem a rocha.

b) Biotita tonalito porfirítico foliado

De maneira geral, estas rochas afloram como blocos rolados ou lajedos e ocorrem em contato tectônico com clorititos e actinolita-tremolita-clorita xisto. Apresenta cor cinza claro esverdeado a verde acinzentado, estrutura aparentemente maciça a foliada, textura porfirítica caracterizada pela presença de fenocristais de plagioclásio com 2 a 5 mm e matriz fanerítica fina a média, composta predominantemente por plagioclásio, quartzo e biotita (figura 16-A).

Microscopicamente, a rocha apresenta estrutura foliada marcada principalmente pela orientação de cristais de biotita e epidoto, textura inequigranular e porfirítica, gerada por cristais de plagioclásio envoltos por uma matriz composta por quartzo, plagioclásio, epidoto, apatita, clinozoisita, clorita e magnetita (figura 16-C e D).

Usualmente, nas rochas foliadas, os porfiroclastos de plagioclásio apresentam inclusões de epidoto e clinozoisita (figura 16-B). Os cristais de biotita são fortemente pleocroicos com cores que variam do marrom escuro ao bege claro. Além de ocorrer como inclusões em plagioclásio, os cristais de epidoto e clinozoisita são observados na matriz da rocha e, assim como a biotita, são orientados segundo a foliação.

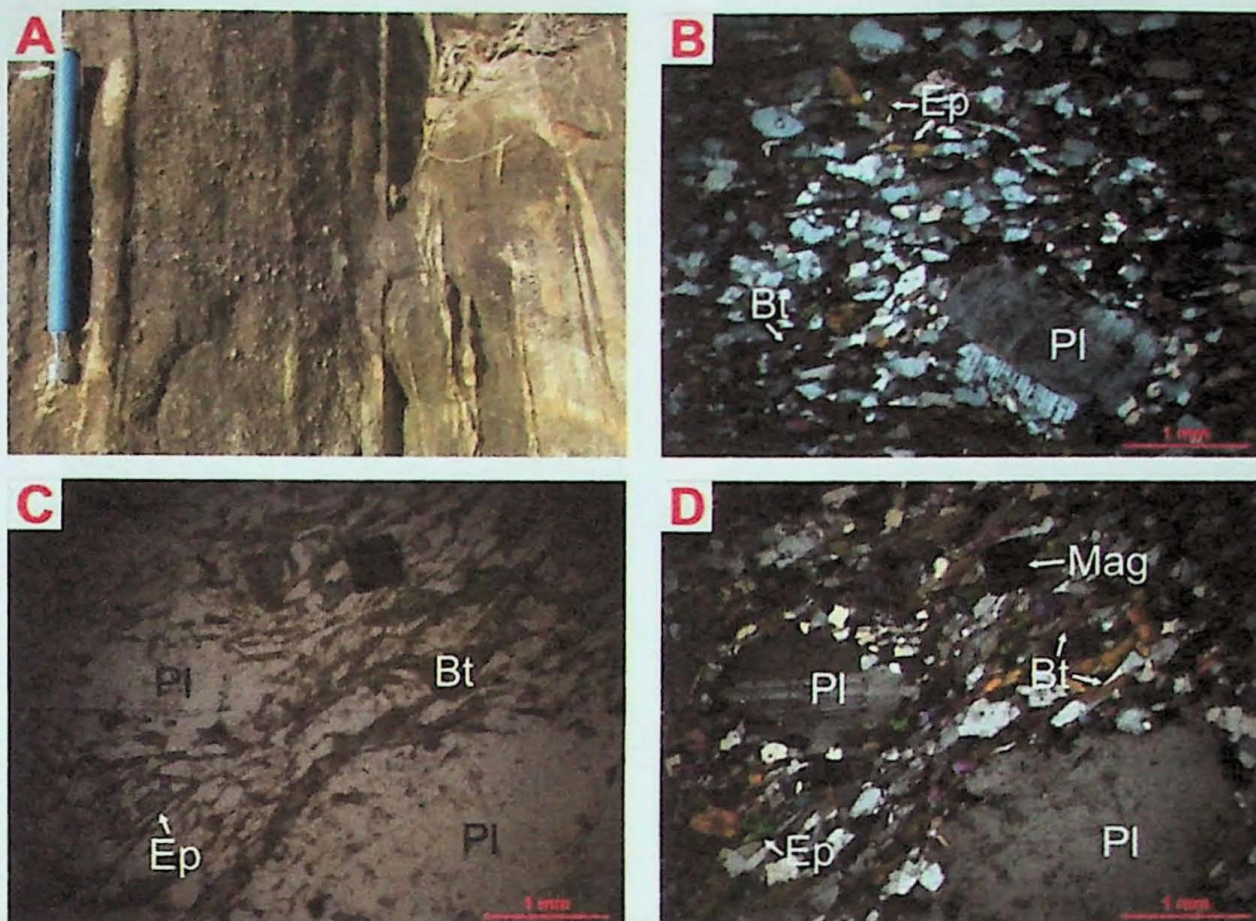


Figura 16. (A) Afloramento do biotita tonalito porfiritico foliado (lado esquerdo) em contato tectônico com rochas metaultramáficas (lado direito da foto); (B) Fotomicrografia mostrando porfiroclasto de plagioclásio em matriz levemente foliada com plagioclásio, quartzo, biotita e epidoto (polarizadores cruzados); (C) Fotomicrografia ilustrando a mineralogia geral da rocha, com destaque para os porfiroclastos de plagioclásio e para a orientação da biotita e do epidoto segundo a foliação (polarizadores paralelos); (D) Mesma fotomicrografia, agora com polarizadores cruzados.

c) Biotita tonalito protomilonítico

A rocha possui cor cinza esverdeada, foliação milonítica e textura porfiroclástica com porfiroclastos de plagioclásio (figura 17-A). Microscopicamente, é possível notar que esta rocha é composta por hornblenda, quartzo, plagioclásio, epidoto, clinozoisita, apatita, minerais opacos e clorita. Os cristais de hornblenda apresentam pleocroísmo que varia entre o verde escuro ao verde amarronzado e alguns cristais apresentam inclusões de epidoto e apatita. Esses estão concentrados em faixas ou bandas intercaladas por zonas ou *ribbons* ricos em quartzo e plagioclásio (figura 17-C e D). Os porfiroclastos de plagioclásio apresentam-se zonados ou parcialmente substituídos por epidoto, e também por sericita (figura 17-B). Os cristais de epidoto geralmente ocorre com hábito acicular e são associados aos cristais de plagioclásio. Alguns cristais de epidoto foram substituídos por allanita.

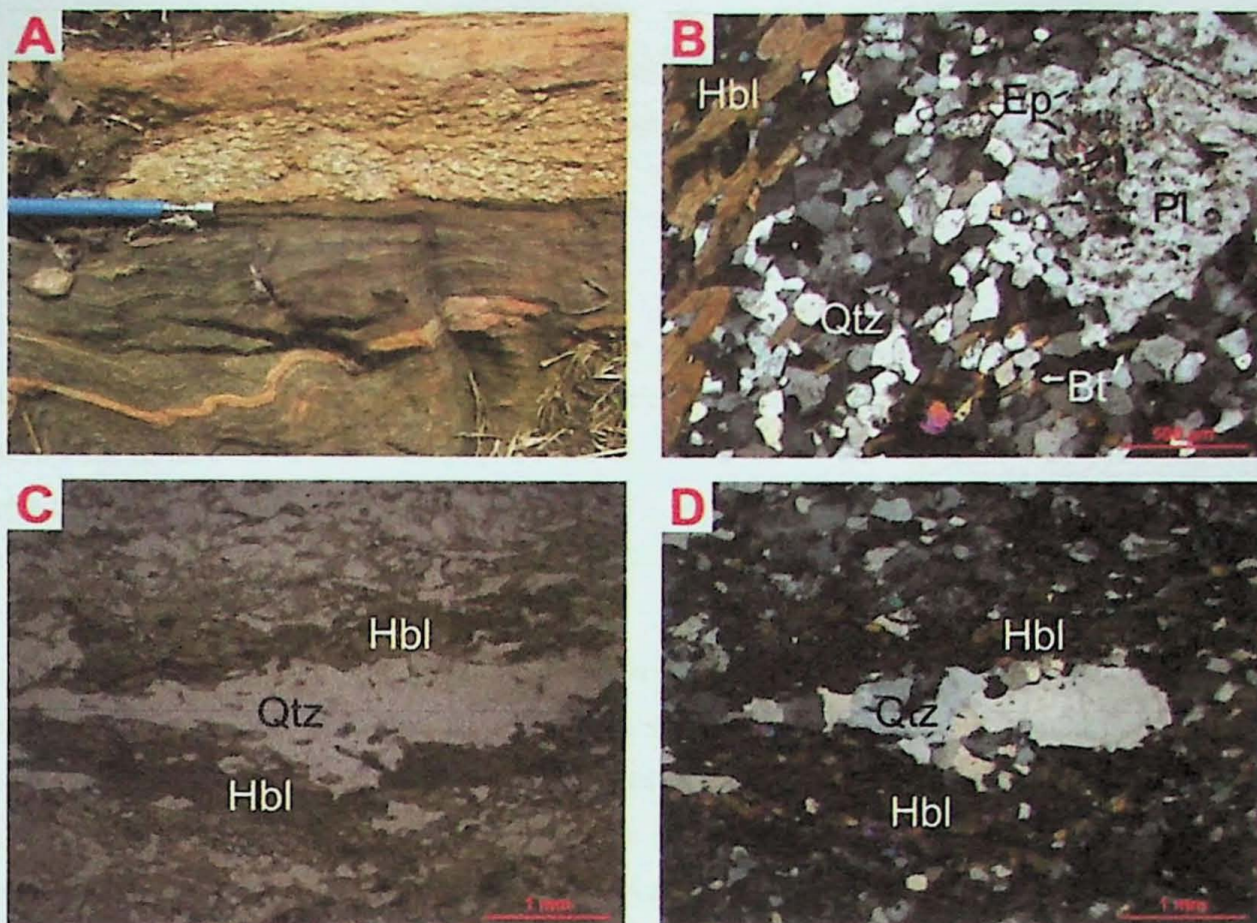


Figura 17. (A) Foto macroscópica do afloramento, ressaltando o contato entre o biotita tonalito milonitizado com cristais estirados de plagioclásio (parte superior da foto) em contato com rochas metaultramáficas (porção escura); (B) Fotomicrografia ilustrando inclusões de epidoto nos porfiroclastos de plagioclásio, e cristais de hornblenda fortemente controlados estruturalmente no biotita tonalito milonitizado (polarizadores cruzados); (C) Fotomicrografia mostrando *ribbons* de quartzo bordejados por cristais de hornblenda e clorita (polarizadores paralelos); (D) Mesma fotomicrografia, agora com polarizadores cruzados.

Na região mais próxima ao contato entre o biotita tonalito protomilonítico e o cloritito, o granitoide apresenta maior quantidade de hornblenda, epidoto e clinozoisita, porém ainda é possível o reconhecimento nessas rochas de bandas, por vezes com poucos milímetros, ricas em plagioclásio e quartzo com porfiroclastos de plagioclásio com inclusões de epidoto e clinozoisita, composição muito semelhante à descrita nas rochas mais distais ao contato.

d) Biotita gnaiss tonalítico

Esta unidade, de forma geral, aflora como blocos métricos ou lajedos. Sempre apresenta uma coloração cinza clara, normalmente é foliada, com textura média a grossa, e é composta por quartzo, plagioclásio e biotita (IC = 7 – 10%). Em alguns afloramentos é possível notar a presença de cristais de anfibólio verde (hornblenda).

Pela descrição microscópica da amostra MCS – 04, foi possível notar um leve bandamento, evidenciado por uma banda bem desenvolvida quartzo-feldspática associada com cristais de epidoto, clinozoisita e hornblenda com textura granoblastica e granulação média a grossa. A banda máfica, menos proeminente, é dominada por biotita e possui

textura lepidoblástica. Porfiroclastos de plagioclásio possuem diversas inclusões de epidoto e clinozoisita, provavelmente gerados em processo de epidotização.

e) Migmatitos

De maneira restrita, na porção sul do município de Sapucaia, rochas migmatíticas afloram como blocos métricos. Comumente, são representados por metatextito, cujo paleossoma ocorre como bolsões ou placas (figura 18-A e C) com cor cinza, ora com aspecto mais maciço, ora mais bandado (figura 18-B). Apresenta granulação média e é composto por biotita, plagioclásio e quartzo, evidenciando sua composição tonalítica.

O neossoma envolve as placas do paleossoma formando estruturas *schollen* e também ocorrem em veios. Apresenta-se levemente foliado, tem granulação média e é composto por quartzo e feldspato. Este leucossoma está, localmente, em contato com uma pequena faixa de melanossoma, composto por biotita, evidenciando fusão *in situ*. Apresenta também estruturas *schlieren* (figura 18-D) em domínios nos quais o paleossoma não é mais observado, evidenciando, possivelmente, maior taxa de fusão. Nesses domínios, a transição para diatexitos pode ser reconhecida.



Figura 18. (A) Metatexito com bolsões de paleossoma e leucossoma de granulação grossa; (B) Detalhe do paleossoma, localmente bandado; (C) Bolsão de paleossoma, parcialmente consumido, envolvido por neossoma, nos domínios transicionais para diatexitos; (D) Detalhe da estrutura *schlieren* dentro do leucossoma.

5.5 Contato tectônico entre granitoides e rochas metaultramáficas: evidências de processos metassomáticos

A seção geológica esquemática (perfil 1) foi confeccionada com base nas relações geológicas observadas em campo, anexadas às descrições petrográficas. Nesta seção foram ilustrados dois grupos de rochas, granitoides e as rochas metaultramáficas, que são rochas altamente contrastantes no que tange às suas composições químicas em contato por falha inversa de alto ângulo.

Partindo de NW para SE, o tonalito porfirítico apresenta foliação milonítica incipiente marcada por cristais de biotita e porfiroclastos de plagioclásio com 1 a 2,5 mm. Próximo ao contato com as rochas metaultramáficas, passa gradativamente para um tonalito porfirítico protomilonítico, com estrutura muito semelhante à rocha anterior, porém com foliação milonítica bem desenvolvida e porções milonitizadas, com aumento da proporção de matriz fina nessas rochas e estiramento mineral. Observa-se que alguns porfiroclastos de plagioclásio foram parcialmente substituídos por epidoto (figura 22-a), que torna-se mais comum nessas rochas, ou sericita. Os cristais de biotita, abundantes no tonalito porfirito, tornam-se escassos na rocha milonitizada e, geralmente, são substituídos por clorita. Porém, a principal mudança mineralógica observada é o aparecimento dos cristais de hornblenda (pargasita), que são encontradas em pequenas faixas (figura 22-b).

Mais próximo ao contato das rochas granitoides com as metaultramáficas, o tonalito apresenta foliação milonítica bem marcada, principalmente por cristais de quartzo estirados, contatos poligonizados e geração de quartzo *ribbons* (figura 17-D). A partir deste ponto, como constatado a partir das descrições das lâminas FLS-28-11a e FLS-28-11b, a presença de anfibólio não se restringe apenas a faixas finas ricas em hornblenda, mas sim, a bandas espessas ricas em hornblenda, epidoto e clinozoisita. Por vezes, no contato entre as bandas ricas em hornblenda e epidoto e as ricas em plagioclásio e quartzo, ocorrem porções com concentração de Fe-clorita.

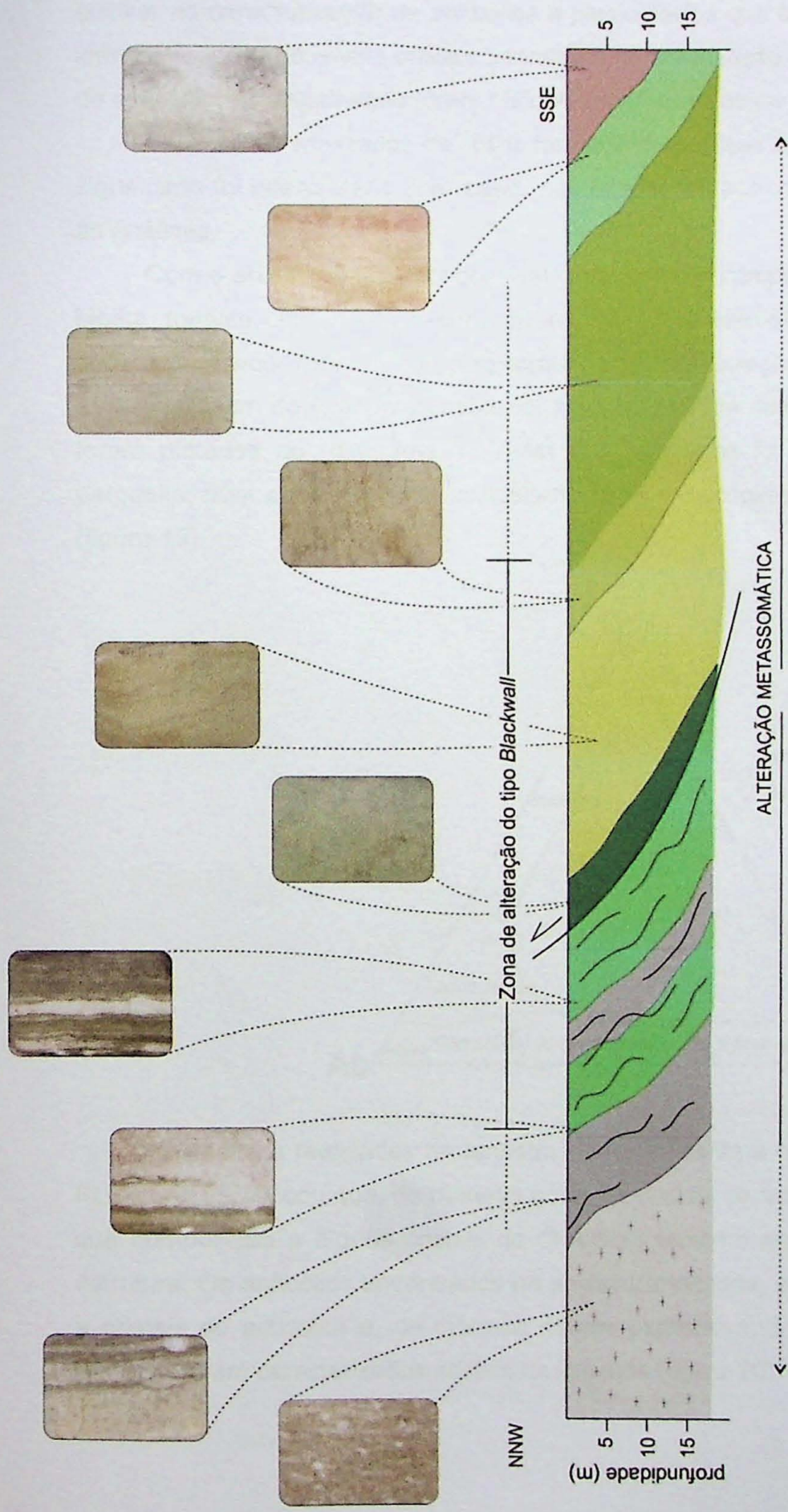
Exatamente no contato entre o tonalito milonitizado e o cloritito, nota-se que as bandas ricas em hornblenda, epidoto e clinozoisita tornam-se predominantes e se sobrepõem às porções félsicas ricas em quartzo e plagioclásio (figura 22-b). Raros porfiroclastos de plagioclásio são reconhecidos em meio ao anfibólio. Também são observados *ribbons* de quartzo envoltos por hornblenda e o processo de sericitização dos cristais de plagioclásio aumenta significativamente.

Partindo agora de SE, no domínio das rochas ultramáficas, indo em direção ao contato a SW, o serpentina-tremolita-olivina-clorita xisto com magnetita é a unidade mais distal em relação ao contato. Apresenta porfiroblastos de olivina que ocorrem parcialmente substituídos por tremolita e clorita (figura 5-B). Os cristais de tremolita também são substituídos por clorita. Serpentinização generalizada foi prévia à extensiva cloritização presente nesta rocha. O talco-tremolita-clorita xisto, assim como o serpentina-tremolita-olivina-clorita xisto, também foi fortemente cloritizado, o que ocasionou a substituição parcial dos cristais de tremolita, principalmente em suas bordas ou planos de clivagens. Entretanto, este processo foi gradativamente sobreposto pelo processo de talcificação.

Os serpentina-tremolita-clorita xistos passou por um processo de cloritização avançado, onde houve substituição parcial dos cristais de tremolita. Geralmente, a serpentina ocorre associada aos cristais de clorita, pois está sobrecrecidos a esta. Seguindo em direção ao contato, é possível notar um aumento gradual na quantidade de tremolita, resultando na transição para os clorita-tremolita xistos, nos quais pode ocorrer ainda serpentina, a magnetita e opacos geralmente estão presentes.

Em zonas mais proximais ao contato, é possível identificar o surgimento de actinolita e o contato gradual entre o clorita-tremolita xistos e os clorita-actinolita xistos.

No contato entre as rochas metaultramáficas e os granitoides, ocorre o desenvolvimento de clorititos, que são rochas praticamente monominerálicas, com clorita bastante desenvolvida e que apresentam inclusões de zircão, magnetita, apatita e monazita.



LEGENDA

	Serpentina-tremolita-olivina-clorita xisto com magnetita		Clorito
	Talco-tremolita-clorita xisto		Tonalito/Granodiorito com hornblenda, epidoto e (biotita)
	(serpentina)-clorita-tremolita xisto		Tonalito/Granodiorito com biotita e epidoto
	Actinolita-tremolita-clorita xisto		Tonalito/Granodiorito
	Clorita-actinolita xisto		

falha inversa de alto ângulo

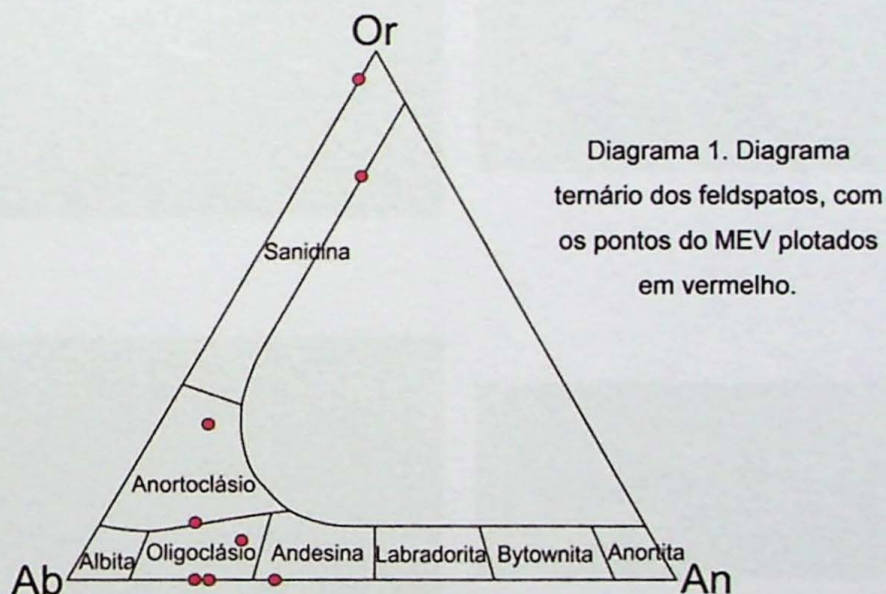
5 m

5.6 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

A Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) com EDS acoplado foi utilizada para auxiliar na caracterização de anfibólios e plagioclásios que compreendem soluções sólidas, identificação de possíveis cristais zonadas e caracterização dos minerais opacos. Imagens de elétrons retroespalhados foram obtidas para ilustrar essas relações.

As análises realizadas de EDS forneceram análises químicas semiquantitativas, cujo significado foi interpretado com base nas descrições petrográficas realizadas previamente às análises.

Com o auxílio do MEV foi possível caracterizar a composição do feldspato presente no biotita tonalito, em contato com as rochas metaultramáficas (amostra FLS-28-2). Foi verificada predominância de plagioclásio com composição variável entre oligoclásio e andesina, além de feldspato potássico, mais raro. Para melhor visualização, os resultados foram plotados no (diagrama 1). Além dos feldspatos foi possível identificar cristais de pargasita, flúor apatita, titanita, clinocloro, zircão e calcopirita no biotita tonalito milonitizado (figura 19).



As análises realizadas na amostra correspondente a rocha metaultramáfica (amostra FLS-28-6) identificou que, de maneira geral, os cristais de magnetita apresentam crômio em sua composição e alguns cristais de clinocloro também possuem este elemento em sua estrutura. Os anfibólios encontrados na amostra analisada, em grande parte, correspondem a cristais de actinolita e, de maneira menos expressiva, à tremolita. Além de magnetita, também foram caracterizados cristais de illmenita (figura 20).

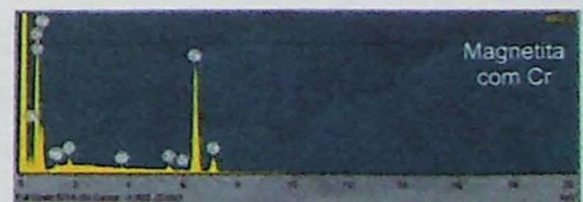
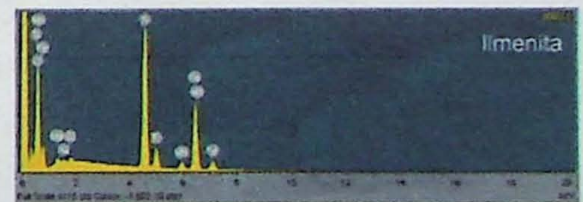
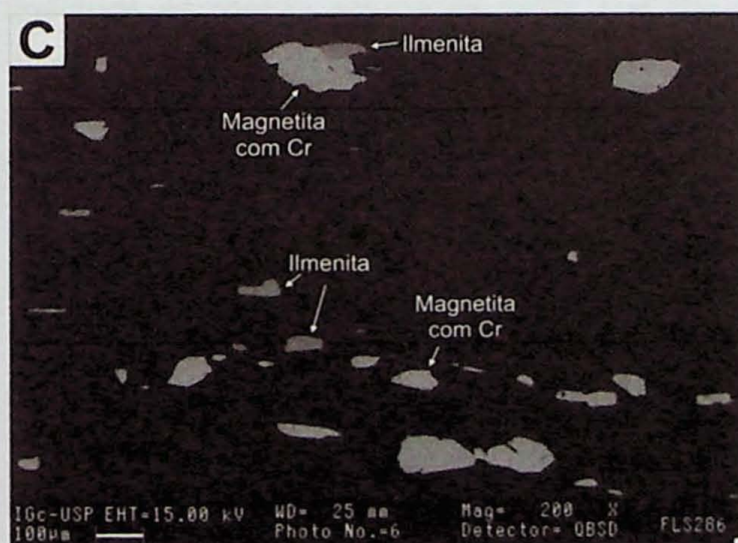
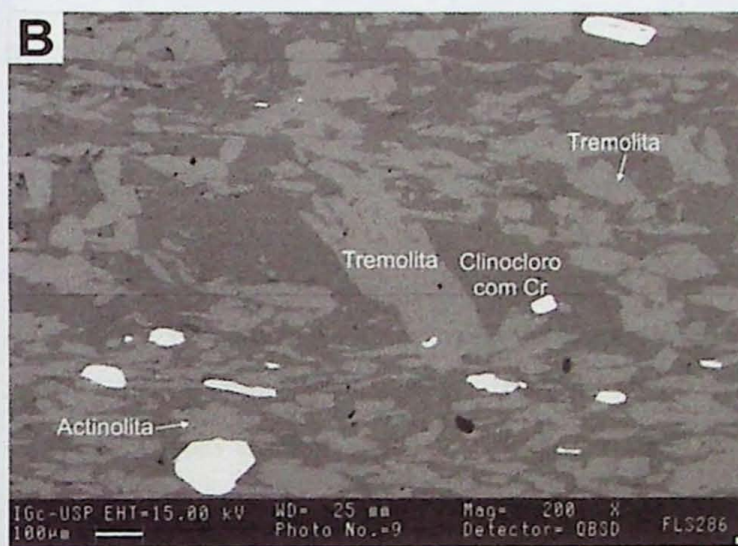
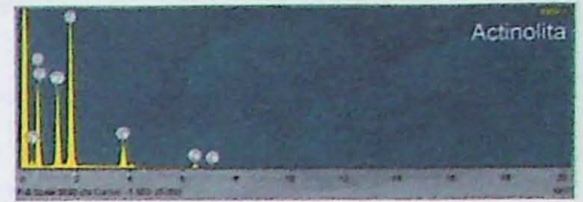
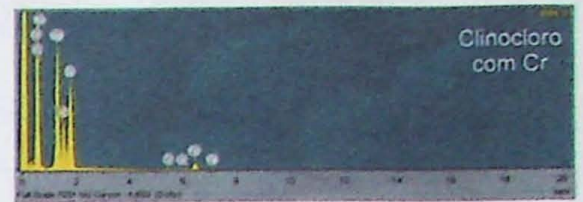


Figura 19. (A) Actinolita e clinoclóro visto no MEV, Através da análise de EDS é possível identificar Cr nos cristais de clinoclóro; (B) Tremolita, actinolita e clinoclóro com Cr visto no MEV, juntamente com as análises EDS; (C) Cristais de ilmenita e magnetita visto no MEV, a partir da análise de EDS é possível identificar Cr nos cristais de magnetita.

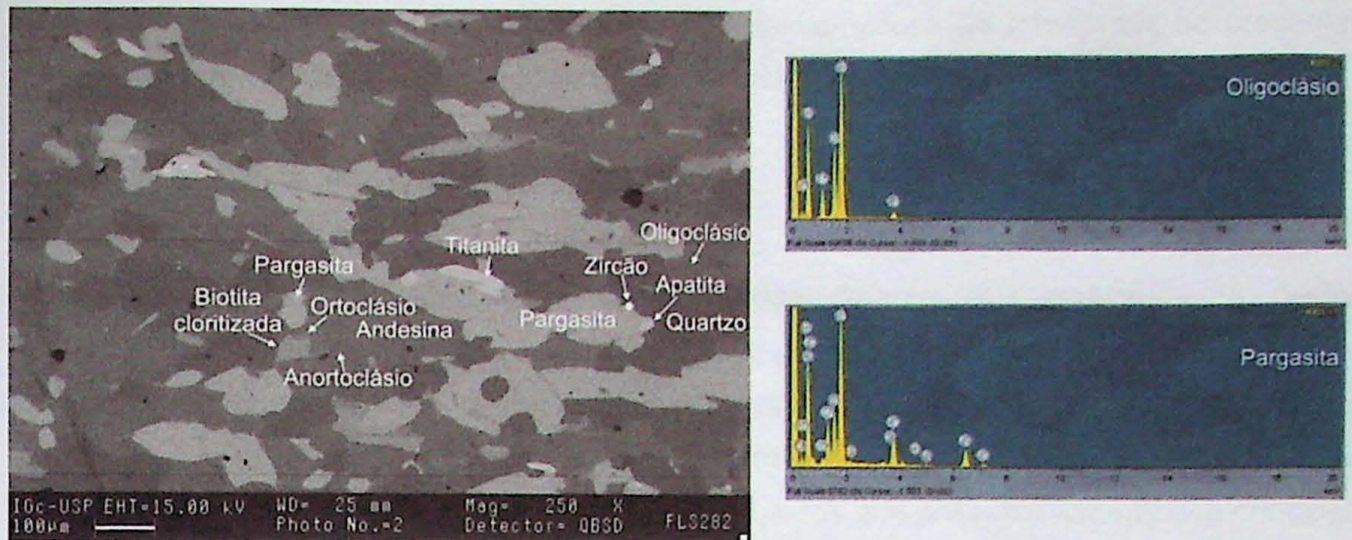


Figura 20. Imagem obtida no MEV ressaltando os principais componentes da unidade metaultramáfica, juntamente com análises EDS de oligoclásio e pargasita.

6. DISCUSSÕES

6.1 Natureza do magmatismo ultramáfico

A identificação das características químicas do magmatismo ultramáfico por vezes é dificultada devido à presença de alterações metassomáticas, como as caracterizadas em uma parcela significativa das rochas estudadas. Nesses casos, análises geoquímicas dessas rochas podem gerar resultados que não refletem a real assinatura geoquímica dos seus protólitos.

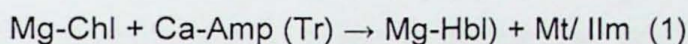
Sousa (2014) realizou análises geoquímicas em antofilita-clorita-tremolita xistos e clorita-tremolita xistos da área localizada entre Xinguara e Água Azul do Norte, que são análogos às rochas estudadas neste Trabalho de Formatura. Segundo os dados desta autora, essas rochas apresentam conteúdo de MgO entre 19,29% e 22,55% e de TiO_2 de 0,36% a 0,53%, sendo classificadas como komatiitos e, subordinadamente, basaltos komatiitos. As razões $CaO/Al_2O_3 > 1$ e de Al_2O_3/TiO_2 menores que 20, sugerem parâmetros geoquímicos semelhantes aos komatiitos do tipo Barberton. Entretanto, não foram encontradas textura *spinifex* na área que possibilite a associação dessas rochas a típicos komatiitos. Porém, esta textura já foi reconhecida por Araújo e Maia (1991) nas proximidades do Igarapé Sapucaia, área do presente estudo.

Razões entre Elementos Terras Raras (ETR) e *High Field Strength Elements* (HFSE) dos (antofilita)-clorita-tremolita xistos, assim como as razões $(La/Sm)_N$ e $(La/Yb)_N$, podem fornecer informações sobre a natureza do magma gerador do seu protólito. Os resultados dessas razões indicam, segundo a autora, fonte enriquecida em elementos incompatíveis, tais como de ETRL, condizentes com magmas resultantes de elevadas taxas de fusão do manto peridotítico com granada no resíduo (Sousa, 2014).

No entanto, a extensão dos processos metassomáticos caracterizados no presente estudo sugerem que tais resultados devem ser vistos com cautela.

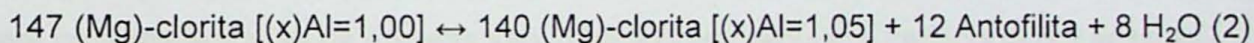
6.2 Metamorfismo das rochas ultramáficas

As rochas metaultramáficas caracterizadas durante o desenvolvimento deste Trabalho de Formatura não apresentam, em geral, paragêneses que possibilitam definir um campo específico do metamorfismo, pois apresentam minerais que persistem praticamente imutáveis durante o desenvolvimento do metamorfismo sob condições do fácies xisto verde até anfibolito. Um exemplo são os clorita-tremolita xistos que possuem paragênese principal representada pela reação (1):



No entanto, rochas análogas às estudadas neste projeto foram analisadas por Sousa (2014). Segunda esta autora foram observadas reações de substituição dos porfiroblastos de tremolita por antofilita, ao longo de suas bordas, o que pode indicar condições de metamorfismo em fácies anfibolito.

Sousa (2014) sugere ainda que a antofilita pode ter sido gerada a partir do enriquecimento em Al da Mg-clorita através da reação (2), de acordo com Szabó (1996).



Neste caso, o surgimento de antofilita a partir da reação (2) indica metamorfismo em fácies anfibolito. Dessa forma, podemos considerar que as rochas ultramáficas desta região apresentam evidências de metamorfismo de baixo grau em fácies xisto verde com indicativos de que possa ter atingido fácies anfibolito.

6.3 Metassomatismo das rochas ultramáficas e granitoides

Geralmente as rochas ultramáficas são compostas por uma mineralogia essencialmente anidra e muito instável sob quaisquer condições de metamorfismo. Desta forma, a mineralogia original destas rochas normalmente é substituída por minerais hidratados, tais como serpentina, brucita, talco, anfibólio, entre outros, gerados simplesmente pelo incremento de OH^- . Com a progressão do metamorfismo fases anidras são novamente geradas, mas evidências de fusão parcial são raras devido às altas temperaturas necessárias. Outro processo que ocasiona a modificação dos minerais deste tipo de rocha resulta do contraste químico que ocorre entre as rochas ultramáficas e suas

encaixantes. Neste sentido, é estabelecido um gradiente químico entre as rochas possibilitando que determinados elementos químicos migrem de maneira bilateral, de acordo com o grau de contraste químico global.

As rochas metaultramáficas do município de Sapucaia apresentam zonas de alterações metassomáticas, evidenciadas principalmente pela presença de rochas mono e bimineralicas, tais como clorititos e actinolita-clorita xistos, que ocorrem geralmente próximos aos contatos com granitoides. Tais ocorrências caracterizam o metassomatismo do tipo *blackwall*.

Segundo a *International Union of Geological Sciences* (IUGS), o metassomatismo é um "processo metamórfico a partir do qual a composição química de uma rocha, ou uma porção desta, é modificada pervasivamente, envolvendo a introdução ou remoção de componentes químicos como resultado da interação da rocha com fluidos aquosos (soluções). Durante o metassomatismo, a rocha permanece em estado sólido". Neste sentido, a alteração do tipo *blackwall* é um produto particular do metassomatismo que compreende os processos hidrotermais. De acordo com Korzhinskii (1970), a introdução ou remoção de componentes químicos ocorrem de duas formas distintas, pela (i) transferência de componentes ao longo dos contatos dos grãos e/ou através da (ii) transferência de componentes pela percolação de fluidos aquosos por áreas permeáveis das rochas. Adicionalmente, Strieder (1992) sugere que o metassomatismo pode ser ordenado segundo processos e mecanismos, sendo que os processos podem ser divididos em infiltração ou contato/justaposição, os quais podem ocorrer associados ou não; e os mecanismos que regem as transferências de massas são: difusão intergranular e transporte por solução.

As zonas ideais formadas durante o metassomatismo do tipo *blackwall* são mostradas na figura 21. Nesse exemplo, essas zonas desenvolvem-se no contato entre *boudins* de rochas metaultramáficas e as rochas encaixantes metapelíticas (Read 1934, em Winter 2010).

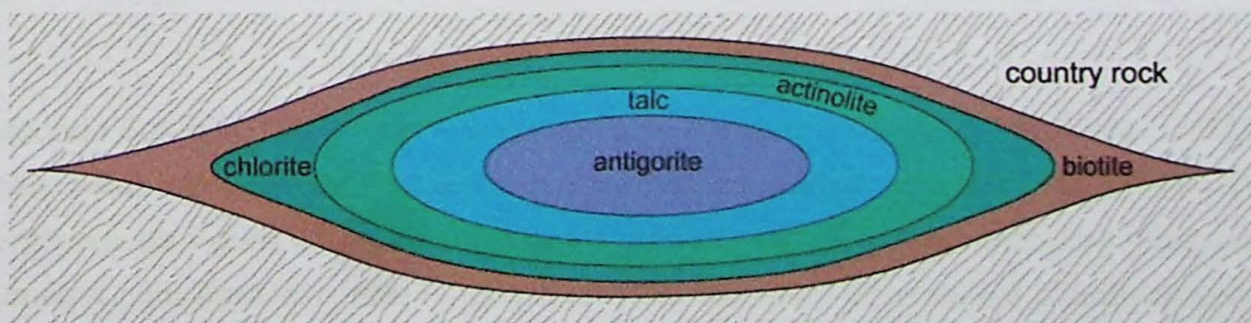


Figura 21. Zonamento mineral produzido pela diferença de gradiente químico entre *boudins* de rocha ultramáfica em contato com pelitos metamorfisados em baixo grau de Unst, Shetland Islands, Reino Unido (Read 1934 em Winter 2010).

Na região ao norte do município de Sapucaia, os granitoides e rochas metaultramáficas foram justapostas através do desenvolvimento de uma falha inversa de alto ângulo (perfil 1). A configuração das zonas metassomáticas foram identificadas através das descrições petrográficas detalhadas, associadas às observações em campo, que indicam claramente transferência bilateral de componentes químicos.

As rochas granitoides localizadas nas regiões distais do contato com as rochas metaultramáficas (perfil 1), são representadas por biotita tonalito porfíritico com porfiroclastos de plagioclásio. Ao passo que se avança em direção ao contato, no sentido SE, é possível observar o aparecimento de cristais de epidoto e clinozoisita, que geralmente ocorrem na matriz da rocha ou substituindo os cristais de plagioclásio (Figura 22-a).

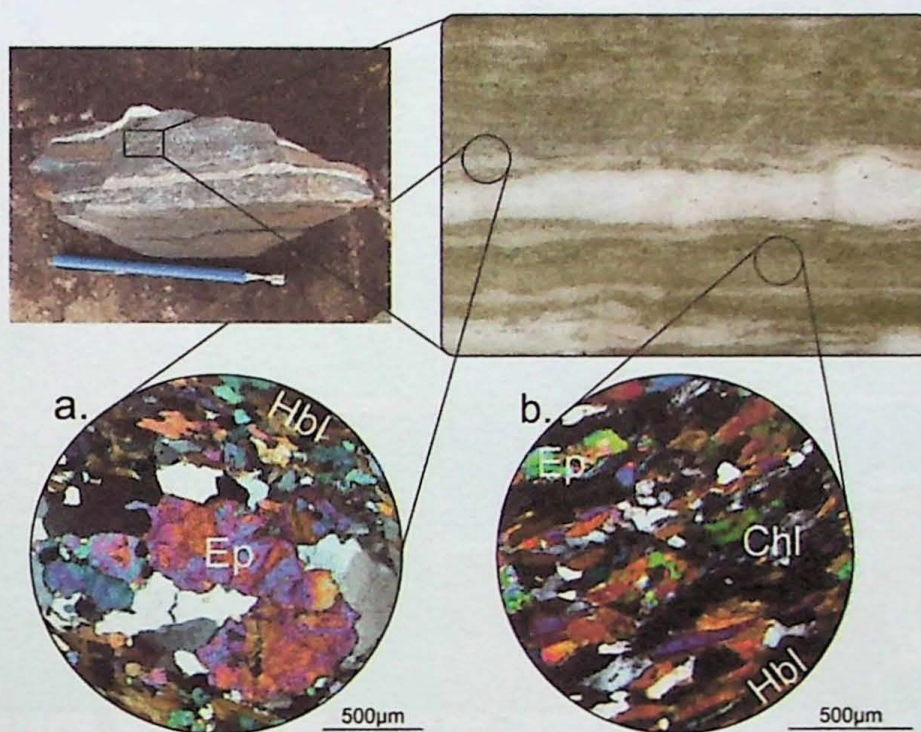


Figura 22. (a) Fotomicrografia evidenciando cristais de epidoto substituindo plagioclásio, sugerindo reações isoquímicas (polarizadores cruzados); (b) Fotomicrografia ilustrando o surgimento de cristais de hornblenda através de reações aloquímicas metassomáticas, indicando a proximidade com o contato, (polarizadores cruzados).

Segundo Sanford (1982), esta substituição ocorre a partir de reações isoquímicas, indicadas pelas setas verticais da Figura 23-b. Conforme se avança no sentido do contato (linha pontilhada da Figura 23), observa-se que a concentração de cristais de epidoto e clinozoisita aumenta consideravelmente. Porém, a principal mudança observada é o aparecimento de hornblenda (pargasita - $\text{NaCa}_2\text{Mg}_3\text{Fe}^{2+}\text{Si}_6\text{Al}_3\text{O}_{22}(\text{OH})_2$; Figura 22-b) a partir do consumo de plagioclásio ou epidoto, que segundo a Figura 23-b, evidencia reações metassomáticas, ilustradas pelas setas horizontais, indicando provável aumento relativo de Fe e Mg. Próximo ao contato, o biotita tonalito porfíritico porções muito ricas em hornblenda, epidoto e clinozoisita, que ocorrem intercaladas a bandas com a composição original da rocha. Porém,

já nesta proximidade do contato, os cristais de biotita ocorrem parcialmente substituídos por clorita. No contato, o biotita tonalito porfiritico torna-se praticamente irreconhecível, devido à grande quantidade de minerais máficos (pargasita, clorita, epidoto). Através da Figura 23, é possível acompanhar as trocas dos componentes citados acima que ocorrem durante o metassomatismo.

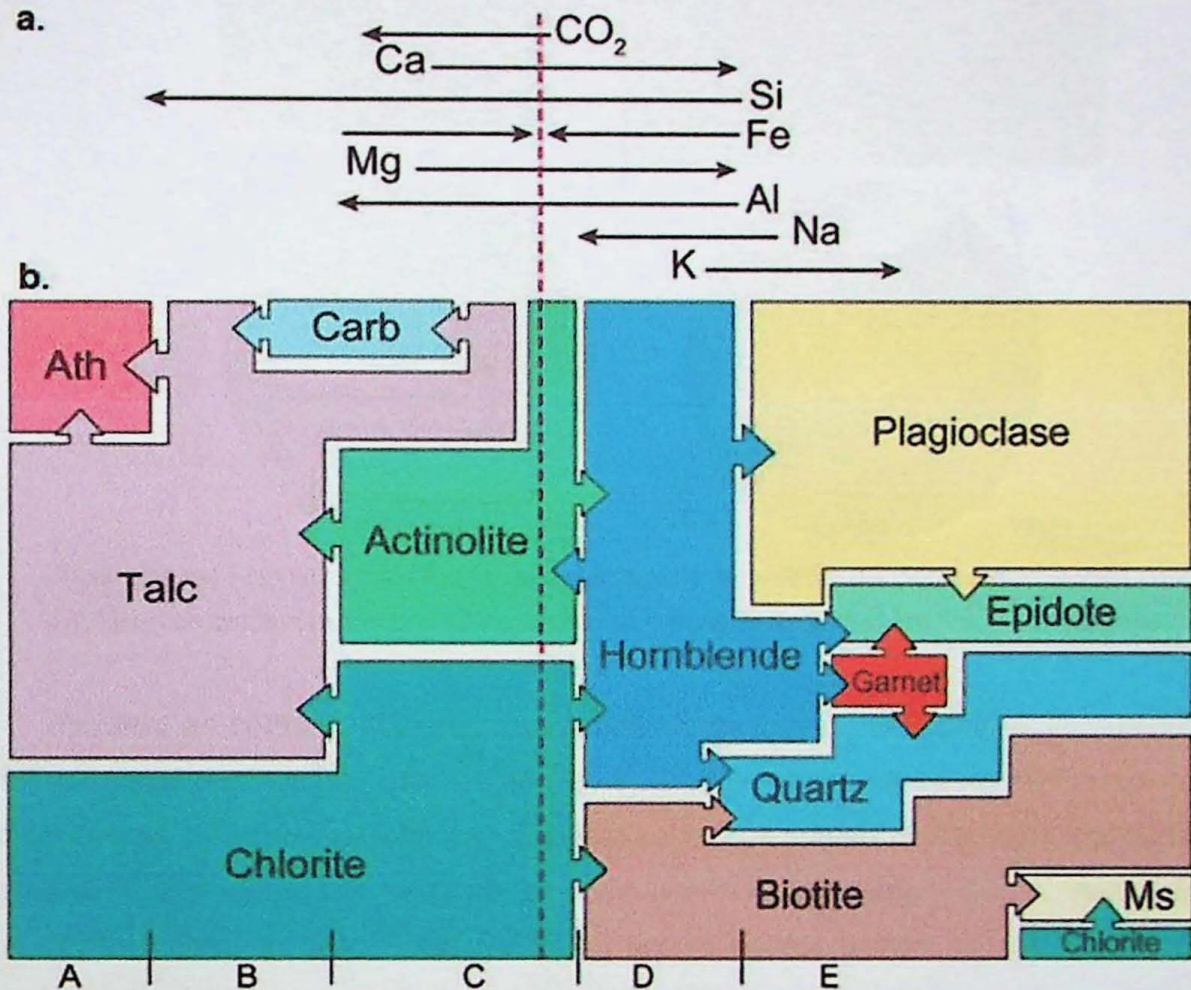


Figura 23: (a) Esquema do transporte de elementos entre as diferentes zonas metassomáticas; (b) Quadro esquemático ilustrando as substituições que ocorrem entre os principais minerais silicáticos associadas ao metassomatismo de um corpo ultramáfico em contato com um corpo de gnaiss félsico em Grafton, Vermont, EUA. Setas verticais indicam reações isoquímicas e setas verticais indicam reações metassomáticas. A linha vertical pontilhada divide os campos da rocha ultramáfica, à esquerda, e de gnaisses félsicos à direita. (Sanford, 1982).

No campo dominado por rochas metaultramáficas, foram identificados xistos ricos em tremolita e talco em regiões afastadas do contato com granitoides. Estas rochas apresentam evidências de processos de cloritização pervasiva, responsável pela substituição parcial ou completa de cristais de talco e tremolita. Ao passo que se avança em direção ao contato, sentido NW, as rochas com talco deixam de ser observadas e o domínio das rochas ultramáficas começa a ser representado por xistos ricos em clorita e tremolita, com presença ou não de serpentina, apatita, magnetita e ilmenita. A exemplo dos xistos com presença de

talco, descritos acima, essas rochas também apresentam evidências de cloritização, também responsável pela substituição total ou parcial dos cristais de tremolita (Figura 24-a).

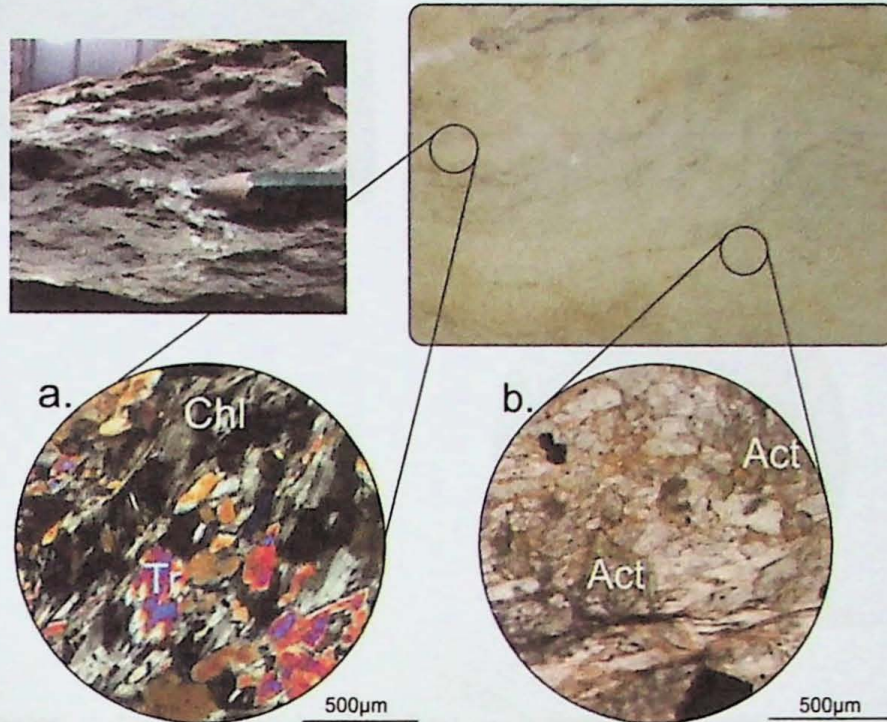


Figura 24. (a) Fotomicrografia ilustrando a substituição de tremolita por clorita (polarizadores cruzados); (b) Fotomicrografia mostrando o aparecimento de cristais de actinolita (polarizadores paralelos).

Próximo ao contato, nota-se o aparecimento de cristais de actinolita, inicialmente em actinolita-tremolita-clinocloro xisto (Figura 24-b). Conforme se avança no sentido ao contato a concentração de actinolita aumenta em detrimento dos cristais de tremolita, dando origem a clorita-actinolita xistos, em resposta ao enriquecimento em cálcio e perda relativa de Mg. Já no contato com os granitoides (perfil 1), ocorre o desenvolvimento de clorititos com minerais acessórios, como zircão, monazita, apatita, que indicam enriquecimento em elementos incompatíveis (Zr, P, ETR), comumente não associados, em quantidades significativas, a magmas ultramáficos. Essas rochas, ricas em magnetita formada como decorrência da quebra de minerais com Fe na estrutura para formação do clinocloro, são características do metassomatismo do tipo *blackwall*.

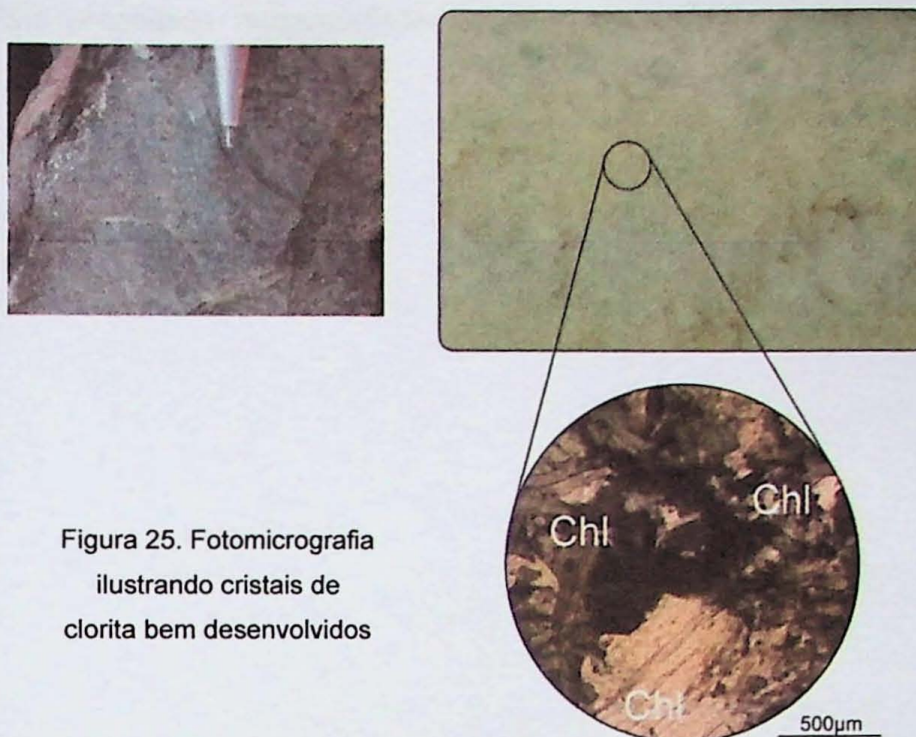


Figura 25. Fotomicrografia
ilustrando cristais de
clorita bem desenvolvidos

Desta maneira, o biotita tonalito porfiritico metassomático juntamente com o cloritito (Figura 25) e clorita-actinolita xistos marcam a zona de alteração *blackwall* indicado no perfil 1. Sousa (2014), também descreveu zonas de alteração do tipo *blackwall* no município de Água Azul do Norte, o que pode indicar que tais processos foram extensivos no Grupo Sapucaia.

7. CONCLUSÕES

Na região ao norte do município de Sapucaia, rochas metaultramáficas, em contato tectônico por falha dúctil inversa com biotita Tonalito, registram alterações metassomáticas do tipo *blackwall*, responsáveis pela formação de corpos de clorititos monominerálicos encontrados em áreas proximais ao contato. Corpos de clorita-actinolita xistos, (serpentina)-clorita-tremolita xistos e tremolita-clorita-talco xistos são encontrados em zonas progressivamente distais em relação ao contato.

As rochas metaultramáficas e os granitoides apresentam contato tectônico gerado por falha que provavelmente facilitou a migração de fluidos responsáveis pela evolução metassomática. A grande quantidade de epidoto e clinozoisita encontrados no biotita tonalito, assim como, pargasita, leva a crer que a migração destes fluidos ocorreram de maneira bilateral.

A caracterização de processos metassomáticos na região de Sapucaia, relacionados aos grandes gradientes químicos impostos pelo contato de rochas ultramáficas e félsicas, são semelhantes aos descritos no município de Água Azul do Norte (Sousa, 2014),

indicando que tais processos metamórficos-metassomáticos foram extensivos no Grupo Sapucaia.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Amaral, G. (1974). *Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica*. Tese (Livre Docência). São Paulo: Instituto de Geociências – USP.
- Araújo, O. J. B., Maia, R. G. N. (1991). Serra dos Carajás, Folha SB-22-Z-A. Relatório Final (v.1, 136). Rio de Janeiro: CPRM
- Brady, J. B. (1977). Metasomatic zones in metamorphic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, (41), 113-125.
- Brito Neves, B. B., & Cordani, U. G. (1991). Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53(1), 23-40.
- Bucher, K., Frey, M. (2002). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. New York: Springer-Verlag.
- Carswell, D. A., Curtis, C. D., Kanaris-Sotiriou, R. (1974). Vein metasomatism in peridotite at Kalskaret near Tafjord, South Norway. *Journal of Petrology*. (15), 383-402.
- Chidester, A. H. (1962). Petrology and geochemistry of selected talc-bearing ultramafic rocks and adjacent country rocks in north-central Vermont: U.S. *Geol. Survey*, (345), 207.
- Condie, K. C. (1994). *Archean crustal evolution*. New Mexico: Elsevier.
- Cordani, U. G., Tassinari, C. C. G., Teixeira, W., Basei, M. A. S., Kawashita, K. (1979). Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. *Congresso Geológico Chileno*, 2., Actas, 4:137 - 148. Arica
- Cordani, U. G., Teixeira W., D'Agrella-Filho M.S., Trindade R. I. (2009). The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Res.*, 15:396-407.
- Cordeiro, A. C. (1982). Geologia preliminar da região de Andorinhas. *1 Simpósio de Geologia da Amazônia*, v.1, 45-49. Belém: SBG
- Curtis, C. D., Brown, P. E. (1969). The metasomatic development of zoned ultrabasic bodies in Unst, Shetland. *Contrib. Mineral. Petrol.* (24), 275-292.
- Curtis C. D, Brown, P. E. (1971). Trace element behavior in the zoned metasomatic bodies of Unst, Shetland. *Contrib. Mineral. Petrol.* (31) 87-93.
- Desrochers, J. P., Hubert, C., Ludden, J. N., & Pilote, P. (1993). Accretion of Archean oceanic plateau fragments in the Abitibi, *greenstone belt*, Canada. *Geology*, 21(5), 451-454.
- Faresin, A. C., Oliveira, D. C., Macambira, M. J. B. (2010). Geologia e geocronologia das rochas granitoides do Complexo Xingu e da sequência *greenstone belt* da região de Nova Canadá – Província Mineral de Carajás. *XLV Congresso Brasileiro de Geologia*. Belém: SBG.
- Frost, R. (1975). Contact metamorphism of serpentinite, chloritic blackwall and rodingite at Paddy-Go-Easy Pass, Central Cascades, Washington. *Journal of Petrology*, 16(2), 272-313.
- Galarza, M. A., Macambira, M. J. B. (2002). Petrologia e geocronologia das rochas encaixantes do depósito de Cu-Au Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. In: E. L. Klein, L. M. Vasquez, L. T. Rosa Costa (Eds.), *Contribuições à geologia da Amazônia*. (v.3, 153-168). Belém: SBG-Núcleo Norte.
- Hasui, Y. (2012). Cráton Amazônico: Províncias Rio Branco e Tabajos. In: Y. Hasui, C.D.R. Carneiro, F.F.M. Almeida, A. Bartorelli (Eds.), *Geologia do Brasil* (v. 1, 138-175). São Paulo: Beca.
- Hess, H. H. (1933). The problem of serpentization and the origin of certain chrysotile asbestos talc and soapstone deposits. *Economic Geologist*. (28), 634-657.
- Hirata, W. K., Rigon, J. C., Kadekaru, K., Cordeiro, A. A. C., Meireles, E. M. (1982). Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. *1 Simpósio de Geologia da Amazônia*, v.1, 100-110. Belém: SBG.
- James, H. L. (1954). Sedimentary facies of iron formation. *Society of Economic Geologists*, 49, 235-293.
- Korzhinskii, D. S. (1970). *Theory of Metasomatic Zoning*. London: Oxford.

- Kusky, T. M. (1990). Evidence for Archean ocean opening and closing in the southern Slave Province. *Tectonics*, 9(6), 1533-1563.
- Lowe, D. R. (1980). Archean sedimentation. *Ann. Ver. Earth Planet. Sci*, 8, 145-167.
- Lowe, D. R. (1982). Comparative sedimentology of the principal volcanic sequences of Archean *greenstone belts* in South Africa, Western Australia, and Canada: implications for crustal evolution. *Precambrian Res*, 17, 1-29.
- Marangoanha, B., Oliveira, D. C. (2013). Geologia, geoquímica e petrologia magnética do magmatismo máfico de Nova Canadá (Pa), Província Carajás. *XIII Simpósio de Geologia da Amazônia*, 258-261. Belém: SBG.
- Moreto, C. P. N. (2013). *Geocronologia U-Pb e Re-Os aplicada à evolução metalogenética do Cinturão Sul do Cobre da Província Mineral de Carajás*. Tese (Doutorado). Campinas: Universidade Estadual de Campinas-UNICAMP
- Moreto, C. N. P., Monteiro L.V.S., Xavier R. P., Creaser R. A., DuFrane S.A., Tassinari C. C. G., Sato K., Kemp A. I. S., Amaral W.S. (2015a). Neoarchean and Paleoproterozoic Iron Oxide-Copper-Gold Events at the Sossego Deposit, Carajás Province, Brazil: Re-Os and U-Pb Geochronological Evidence. *Economic Geology*, (110), 809-835.
- Moreto, C. P. N., Monteiro, L. V. S., Xavier, R. P., Creaser, R. A., Melo, G. H. C., Silva M. A. D., Tassinari, C. C. G., Sato, K. (2015b). Timing of multiple hydrothermal events in the iron oxide-copper-gold deposits of the Southern Copper Belt, Carajás Province, Brazil. *Mineralium Deposita*. (50), 517-546.
- Oliveira, C. G. Leonardos, O.H. (1990). Gold mineralization in the Diadema shear belt, Northern Brazil. *Society of Economic Geologists*, 85, 1034-1043.
- Oliveira, C. G., Santos, R.V., Leonardos, O.H. (1995). Geologia e mineralização aurífera do *greenstone belt* Sapucaia, sudeste do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, v.7, 61-91. Belém: SBG.
- Phillips, A. H., Hess, H. H. (1936). Metamorphic differentiation at contacts between serpentinite and siliceous country rocks. *Am Mineral*. (21), 333-362.
- Pinheiro, R. V. I., Holdsworth, R. E. (2000). Tectonostratigraphic evolution of the Carajás and Cinzento strike-slip systems, Itacaiúnas Belt, east of the Amazon Craton, Pará State. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 597-606.
- Read, H. H. (1934). On zoned associations of antigorite, talc, actinolite, chlorite, and biotite in Unst, Shetland Islands. *The Mineralogical Magazine*. (23), 519-540.
- Sanford, R. F. (1982). Growth of ultramafic reaction zones in greenschist to amphibolite fácies metamorphism. *American Journal of Science*, 282, 543-616.
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette H. E., Groves, D. I., McNaughton N., Fletcher I. R. (2000). A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of Field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Res.*, 3(4):453-488.
- Santos, J. O. S. (2003). Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: (Ed.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG* (v. 1, 169-226). Brasília: CPRM-Serviço Geológico do Brasil.
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Faria, M. S., Riker, S. R., Souza, M. M., Almeida, M. E., McNaughton, N.J. (2006). A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: Avanços ocorridos no período 2000-2006, Pará. *Simpósio de Geologia da Amazônia*, v. 9. Belém: CD-Rom.
- Santos, D. K. C., Oliveira, D. C. (2010). Geologia, petrografia e estratigrafia da Sequência Greenstone Belt do Grupo Sapucaia e rochas associadas da região de Nova Canadá, sudeste do Pará, Província Mineral de Carajás, Cratón Amazônico. *XLV Congresso Brasileiro de Geologia*, Belém: SBG.
- Santos, C. A. (2011). *Geologia e Petrogênese dos Metakomatiitos Arqueanos do Grupo Quebra Osso, Greenstone Belt Rio das Velhas, Borda Leste do Quadrilátero Ferrífero, MG*. Monografia (Trabalho de Formatura). São Paulo: Instituto de Geociências-USP.

- Schorscher, J.H.D. (1992). *Arcabouço petrográfico e evolução crustal de terrenos precambrianos do sudeste de Minas Gerais, Quadrilátero Ferrífero, Espinhaço Meridional e Domínios granito-gnáissicos adjacentes*. Tese (Livre Docência). São Paulo: Instituto de Geociências-USP.
- SIER-GEOPARÁ. (2005). *Mapa rodoviário do Estado do Pará*. Escala 1:2.000.000. Pará: Sistema de informações georeferenciadas do Estado do Pará/ SIER.
- Sousa, S. D. (2014). *O greestone belt Sapucaia, município de Água Azul do Norte, Província Carajás: Caracterização petrográfica e geoquímica e implicações metalogenéticas*. Dissertação (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP.
- Souza, Z.S., Potrel, A., Lafon, J., Althoff, F.J., Pimentel, M. M., Agnol, R. D., Oliveira, C. G. (2001). Nd, Pd and Sr isotopes in the Identidade Belt, na Archaean *greenstone belt* of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implication for the Archaean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*, 109 (0), 293-315.
- Strieder, A. J. (1992). Serpentinização e metassomatismo em rochas ultramáficas: Discussão das características e recomendações para o tratamento geoquímico. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(3), 329-337.
- Suszczyński, E. F. (1970). La géologie et La tectonique de la plateforme Amazonienne. *Geologische Rundschau*, 59(3), 1232-1253.
- Szabó, G. A. J. (1996). *Petrologia da Suíte Metaultramáfica da Sequência Vulcano-Sedimentar Morro de Ferro na Região de sul a oeste de Alpinópolis, MG (Domínio Norte do Complexo Campos Gerais)*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências-USP.
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. (2004). A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: V. Mantesse Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, B. B. de Brito-Neves (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida* (471-485). São Paulo: Beca.
- Vasquez, M. L., Rosa-Costa, L. T., Silva, C. G., Ricci, P. F., Barbosa, J. O., Klein, E.L., Lopes, E. S., Macambira, E. B., Chaves, C. L., Carvalho, J. M., Oliveira, J. G., Anjos, G. C., Silva, H. R. (2008). *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto Explicativo dos Mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Organizadores: M. L. Vasquez, L. T. Rosa-Costa. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.
- Windley, B. F. (1984). *The evolving continents*. New York: John Wiley & Sons.
- Windley, B. F. (1995). Archaean greenstone-granite belts. In: B. F. Windley (Eds.), *The evolving continents* (v.1, 345-376). New York: John Wiley & Sons.
- Winter, J. D. (2010). *Na Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. New Jersey: Prentice Hall.
- Wyllie, P. J. (1967). *Ultramafic and Related Rocks*. New York: Sons, Inc.

ANEXOS

Tabela de Pontos						
Item	Objeto	Valor	Unidade	Quantidade	Valor Total	Observações
1.1.1.1	Material de consumo	100,00	kg	100	100,00	Material de consumo para a realização das atividades.
1.1.1.2	Material de consumo	200,00	kg	200	200,00	Material de consumo para a realização das atividades.
1.1.1.3	Material de consumo	300,00	kg	300	300,00	Material de consumo para a realização das atividades.
1.1.1.4	Material de consumo	400,00	kg	400	400,00	Material de consumo para a realização das atividades.
1.1.1.5	Material de consumo	500,00	kg	500	500,00	Material de consumo para a realização das atividades.
1.1.1.6	Material de consumo	600,00	kg	600	600,00	Material de consumo para a realização das atividades.
1.1.1.7	Material de consumo	700,00	kg	700	700,00	Material de consumo para a realização das atividades.
1.1.1.8	Material de consumo	800,00	kg	800	800,00	Material de consumo para a realização das atividades.
1.1.1.9	Material de consumo	900,00	kg	900	900,00	Material de consumo para a realização das atividades.
1.1.1.10	Material de consumo	1000,00	kg	1000	1000,00	Material de consumo para a realização das atividades.
1.1.1.11	Material de consumo	1100,00	kg	1100	1100,00	Material de consumo para a realização das atividades.
1.1.1.12	Material de consumo	1200,00	kg	1200	1200,00	Material de consumo para a realização das atividades.
1.1.1.13	Material de consumo	1300,00	kg	1300	1300,00	Material de consumo para a realização das atividades.
1.1.1.14	Material de consumo	1400,00	kg	1400	1400,00	Material de consumo para a realização das atividades.
1.1.1.15	Material de consumo	1500,00	kg	1500	1500,00	Material de consumo para a realização das atividades.
1.1.1.16	Material de consumo	1600,00	kg	1600	1600,00	Material de consumo para a realização das atividades.
1.1.1.17	Material de consumo	1700,00	kg	1700	1700,00	Material de consumo para a realização das atividades.
1.1.1.18	Material de consumo	1800,00	kg	1800	1800,00	Material de consumo para a realização das atividades.
1.1.1.19	Material de consumo	1900,00	kg	1900	1900,00	Material de consumo para a realização das atividades.
1.1.1.20	Material de consumo	2000,00	kg	2000	2000,00	Material de consumo para a realização das atividades.

1. TABELA DE PONTOS

Tabela de Pontos						
Nº do ponto	UTM_E	UTM_N	Município	Folha topografica	Rocha	Descrição
FLS - 01	625255	9223614	Xinguara	SB-22-Z-A-VI	Granodiorito	Rocha foliada, textura fanerítica média, composta por quartzo, plagioclásio e biotita.
FLS - 02	625407	9223599	Xinguara	SB-22-Z-A-VI	Metatexito	Paleossoma: composto por quartzo, plagioclásio e biotita (tonalito); Neossoma composto por leocossoma: quartzo e feldspato; melanossoma: composto por biotita.
FLS - 03	625566	9223748	Xinguara	SB-22-Z-A-VI	Micogabro	Rocha levemente foliada nas bordas e núcleo isotrópico, textura subófitica à ofítica, composto por clinopiroxênio e plagioclásio.
FLS - 04	625010	9224521	Xinguara	SB-22-Z-A-VI	Granodiorito	Rocha foliada, textura fanerítica média, composta por quartzo, plagioclásio e biotita.
FLS - 05a	625273	9224893	Xinguara	SB-22-Z-A-VI	Diatexito	Neossoma bastante desenvolvido: Leocossoma: Estrutura levemente foliada, granulometria média à grossa, composta por quartzo, plagioclásio e biotita.
FLS - 05b	625273	9224894	Xinguara	SB-22-Z-A-VI	Anfibolito	Rocha verde escura, textura porfiroblástica, com fenocristais de anfibólio, composta por anfibólio e clorita.
FLS - 06	625247	9226634	Xinguara	SB-22-Z-A-VI	Granodiorito	Rocha maciça, textura fanerítica média, composta por quartzo, plagioclásio e biotita.
FLS - 07	626756	9232060	Xinguara	SB-22-Z-A-VI	Tonalito	Rocha foliada, textura fanerítica média, composta por quartzo, plagioclásio e biotita.
FLS - 08	626947	9229936	Xinguara	SB-22-Z-A-VI	Tonalito	Rocha foliada, textura fanerítica média, composta por quartzo, plagioclásio e biotita.
FLS - 09	625241	9226690	Xinguara	SB-22-Z-A-VI	Granodiorito	Rocha foliada, textura fanerítica fina, composta por quartzo, plagioclásio e biotita, com presença de veios pegmatíticos com magnetita.
FLS - 10a	632341	9237605	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Quartzo - hornblenda - clorita xisto	Rocha xistosa, textura lepidonematoblástica, composta por clinopiroxênio, clorita e quartzo.
FLS - 10b	632341	9237606	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Metabasito	Rocha verde escura, textura granonematoblástica, composta por hornblenda, clorita e quartzo.
FLS - 11	631908	9238696	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Veios de quartzo e crosta laterítica	Provável zona de cisalhamento devido a grande concentração de veios.
FLS - 12a	631039	9239060	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Metasilexito	Rocha verde clara, granulação fina, composta primordialmente por quartzo, talvez clorita.

FLS - 12b	631039	9239061	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Calciossilicática	Rocha verde escura, foliada, composta por quartzo, anfibólio e clorita.
FLS - 12c	631039	9239062		SB-22-Z-A-VI	Saprolito - Granodiorito	Rocha muito alterada, estrutura maciça, fanerítica média, composta majoritariamente por plagioclásio com presença de vermiculita e caulinita.
FLS - 13	629294	9239805	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Diatexito	Estrutura bandada, com presença de dobras de fluxo, melanosoma rico em biotita e leucossoma rico em plagioclásio, quartzo e k-feldspato.
FLS - 14	602245	9223447	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Anfibolito	Rocha verde escura, granulação fina, levemente foliada, textura nematoblástica, composta por anfibólio (hbl) e plagioclásio.
FLS - 15	602230	9227929	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Crosta ferruginosa e veios de quartzo	Blocos de crosta laterítica e quartzo.
FLS - 16	602468	9228868	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Crosta ferruginosa e veios de quartzo	Blocos de crosta laterítica e quartzo.
FLS - 17	603569	9229071	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Crosta ferruginosa e veios de quartzo	Blocos de crosta laterítica e quartzo.
FLS - 18	606304	9228137	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Saprolito - Granodiorito	Rocha bastante alterada, foliada, com presença de muita caulinita e alteração de cor avermelhada, provavelmente biotita alterada.
FLS - 19	604137	9230600	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Veios de quartzo	Blocos compostos por quartzo.
FLS - 20	603856	9236332	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Sericita - quartzo - xisto com clorita	Estrutura xistosa, textura de crenulação, granulação fina, composta por quartzo, sericita, magnetita e clorita (?).
FLS - 21	605032	9236925	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Veio de quartzo	Blocos soltos composto por quartzo.
FLS - 22	601793	9228487	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Ritmito (?)	Rocha verde clara, laminada, textura granoblástica, granulação fina, composta quase que exclusivamente por quartzo.
FLS - 23	597550	9232893	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Veio de quartzo	Blocos métricos composto por quartzo.
FLS - 24	596509	9236142	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Sericita - quartzo - xisto com muscovita	Rocha xistosa, textura de crenulação, composta por quartzo, sericita e muscovita, como acessório.
FLS - 25	643479	9231903	Água Azul do Norte	SB-22-Z-A-VI	Olivina - clorita - tremolita - xisto com magnetita	Rocha verde escura, foliada, textura nematoblástica, composta por anfibolito (Tr), clorita, olivina e magnetita, como acessório.

FLS - 26	642809	9234107	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Tonalito	Rocha foliada, textura fanerítica média, composta por quartzo, plagioclásio e biotita. Foliação: (71/55); (69/55)
FLS - 27a	640656	9241142	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Biotita xisto	Rocha preto esverdeada, granulação grossa, composta por uma massa de biotita, também apresenta sericita e anfibólio (?).
FLS - 27b	640656	9241143	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Clorita xisto	Rocha verde escura, foliada, granulação média, composta por clorita e serpentina.
FLS - 27c	640656	9241144	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Serpentinito	Rocha verde acinzentada, foliada, granulação fina à média, ripas de serpentina por todos os lados, provavelmente substituindo cristais de olivina.
FLS - 27d	640656	9241145	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Intercalações de clorita xistos e tremolita xistos	Rochas com duas direções de foliação subparalelas, verde clara, xistosa, granulação fina, composta por clorita, biotita e tremolita.
FLS - 27e	640656	9241146	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Talco - clorita xisto	Rocha xistosa, textura de crenulação, composta por talco e clorita.
FLS - 28a	640259	9241916	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Granodiorito	Rocha foliada, textura porfírica, com feno cristais de quartzo e plagioclásio, composta por biotita, plagioclásio e quartzo. Foliação: (165/80)
FLS - 28b	640259	9241917	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Granodiorito milonitizado	Rocha milonítica, composta por biotita, plagioclásio e quartzo.
FLS - 28c	640259	9241918	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Anfibolito	Rocha de cor verde escura, foliada, textura nematoblástica, granulação fina, composto por anfibolito e clorita.
FLS - 28d	640259	9241919	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Anfibolito milonítico	Rocha milonítica, cor verde escura, foliada, textura nematoblástica, granulação fina, composto por anfibolito e clorita.
FLS - 28e	640259	9241920	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Tremolita - clorita - xisto	Rocha verde clara, xistosa, textura lepidoblástica, granulação fina, composta por clorita, tremolita.
FLS - 28f	640259	9241921	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Clorita - tremolita - anfibolito - xisto	Rocha verde clara, xistosa, textura lepidoblástica, composta por anfibolito, tremolita e clorita.
FLS - 28g	640259	9241922	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Clorita - anfibolito - serpentina - xisto	Rocha verde clara, xistosa, granulação fina, composta por anfibolito, clorita e serpentina.
FLS - 28h	640259	9241923	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Serpentina - anfibolito - clorita - xisto	Rocha xistosa, com textura decrenulação, composta por clorita, anfibolito e serpentina.
FLS - 28i	640259	9241924	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Magnetita - anfibolito - clorita xisto	Rocha bastante cloritizada, com magnetita, olivina (?) e anfibolito.
FLS - 28l	640259	9241925	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Olivina cumulado	Rocha cumulática, com olivinas e anfibolitos extirados.

FLS - 28m	640259	9241926	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Serpentinito	Rocha verde escura, foliada, textura nematoblástica, bastante serpentinizado.
FLS - 28n	640259	9241927	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Anfibolio - magnetita - clorita - serpentina - xisto	Rocha xistosa, com porfiroblastos de magnetita, composta por anfibolio, clorita e serpentina.
FLS - 28o	640259	9241928	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Anfibolio - clorita - serpentina xisto	Rocha alterada, com porções de cor ocre e vermelho telha, composto por serpentina e clorita.
FLS - 28p	640259	9241929	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Anfibolio - clorita - xisto com olivina	Rocha verde escura, foliada, textura lepidoblástica, composta por anfibolio (antofilita ?) e clorita.
FLS - 29	625029	9224519	Xinguara	SB-22-Z-A-VI	Granodiorito	Rocha foliada, bastante alterada, textura fanerítica média, composta por quartzo, biotita e plagioclásio.
FLS - 30	625222	9224981	Xinguara	SB-22-Z-A-VI	Granodiorito	Rocha foliada, bastante alterada, textura fanerítica média, composta por quartzo, biotita e plagioclásio, apresenta uma frente de alteração potássica.
FLS - 31	625240	9226686	Xinguara	SB-22-Z-A-VI	Granodiorito	Rocha foliada, bastante alterada, textura fanerítica média, composta por quartzo, biotita e plagioclásio, apresenta uma frente de alteração potássica.
FLS - 32a	9229243	626539	Xinguara	SB-22-Z-A-VI	Granodiorito	Rocha foliada, fanerítica fina, composta por quartzo, biotita e plagioclásio, altamente caulinizado.
FLS - 32b	626539	9229244	Xinguara	SB-22-Z-A-VI	Tonalito	Rocha foliada, fanerítica média, composta por quartzo, plagioclásio e biotita IC = 9%
FLS - 33	626996	9230908	Xinguara	SB-22-Z-A-VI	Granodiorito	Rocha foliada, bastante alterada, textura fanerítica média, composta por quartzo, biotita com fenocristais de plagioclásio.
FLS - 34a	642140	9244345	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Granodiorito	Rocha foliada, porfiritica, composta por quartzo, biotita e plagioclásio.
FLS - 34b	642140	9244345	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Veios pegmatíticos	Rocha com fenocristais de muscovita, plagioclásio e quartzo.
FLS - 35	640243	9245371	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Granodiorito	Rocha foliada, textura porfiritica, composta por quartzo, plagioclásio e biotita.
FLS - 36	639899	9245532	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Micogabro	Rocha maciça, granulação fina, composta por tremolita, anfibolio e plagioclásio.
FLS - 37	637626	9246801	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Granodiorito	Rocha levemente foliada, textura porfiritica, com fenocristais de plagioclásio, k-feldspato e quartzo. foliação: (133/85)

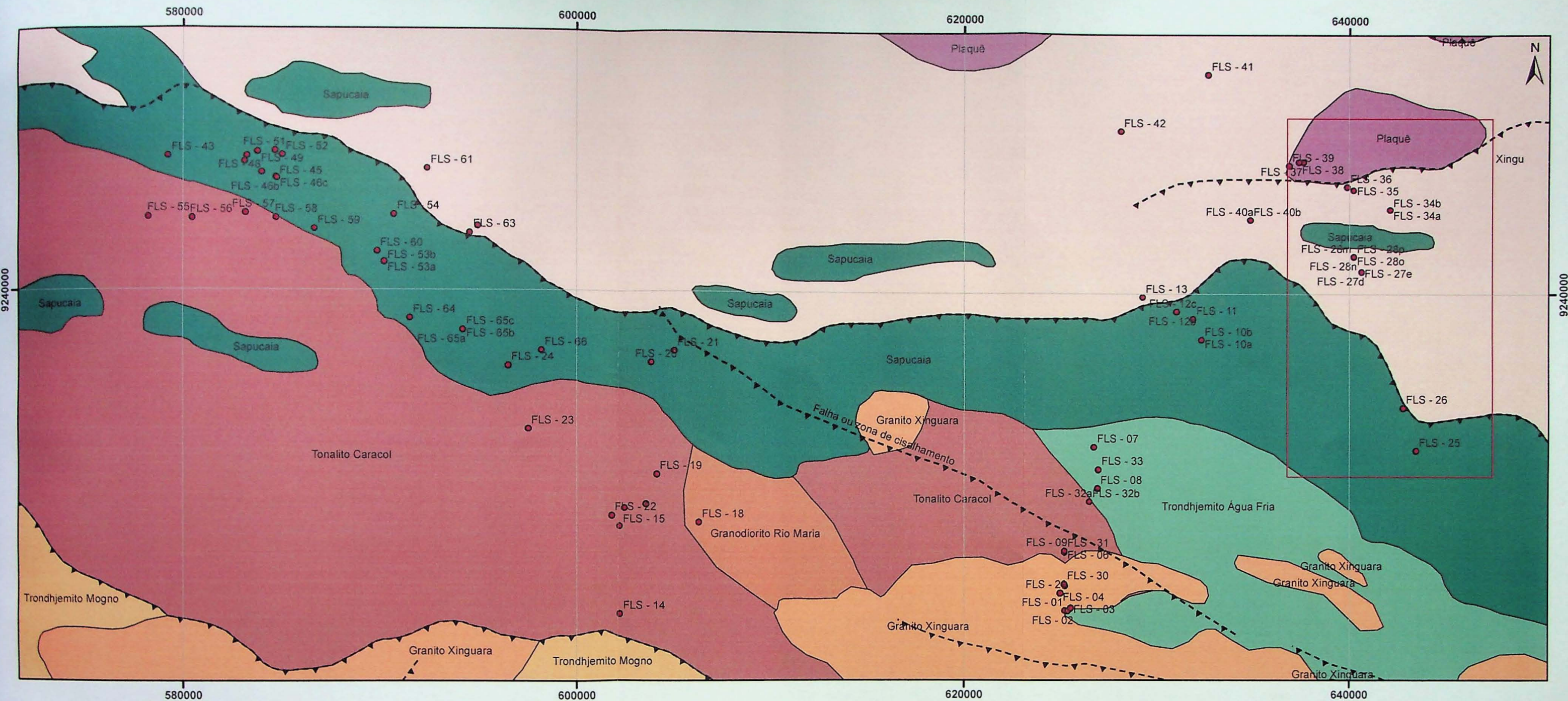
FLS - 38	637391	9246800	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Granodiorito e veios pegmatíticos	Rocha foliada, porfírita, composta por quartzo, biotita e plagioclásio, com veios de pegmatitos composto por fenocristais de quartzo, plagioclásio.
FLS - 39	636877	9246616	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Granodiorito e veios pegmatíticos	Rocha foliada, porfírita, composta por quartzo, biotita e plagioclásio, cortado por veios pegmatíticos composto por fenocristais de quartzo, plagioclásio. foliação: (176/80)
FLS - 40a	634872	9243812	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Granodiorito	Rocha foliada, porfíritica, composta por quartzo, plagioclásio e biotita, com porções miloníticas e cortado por veios de quartzo.
FLS - 40b	634872	9243812	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Micogabro	Dique verde escuro, maciça, textura subofítica, composta por plagioclásio e anfibólio.
FLS - 41	632685	9251324	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Micogabro	Rocha maciça, granulação fina, composta por tremolita, anfibólio e plagioclásio.
FLS - 42	628153	9248381	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Granodiorito	Rocha foliada, textura porfíritica, foliação marcada pelos cristais de biotita, composta por quartzo, plagioclásio, k - feldspato e anfibólio.
FLS - 43	579225	9246805	Sapucaia	SB-22-Z-A-VI	Micogabro	Rocha verde escura, estrutura maciça, textura subofítica, granulação fina à média, composta por plagioclásio e anfibólio verde.
FLS - 44a	9245968	583976	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Granada - biotita - quartzo xisto	Rocha xistosa, textura lepidogranoblástica, granulação média, com fenoblóstos de granada, composta por plagioclásio, quartzo, biotita, muscovita e granada. Foliação: (70/74)
FLS - 44b	583976	9245969	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Quartzo - biotita - muscovita xisto	Rocha xistosa, textura lepidoblástica, com fenoblóstos de muscovita, composta por quartzo, plagioclásio, muscovita e biotita.
FLS - 45	584712	9245726	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Quartzo - biotita - muscovita xisto	Rocha xistosa, textura lepidoblástica, com fenoblóstos de muscovita, composta por quartzo, plagioclásio, muscovita e biotita.
FLS - 46a	584741	9245674	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Dique de micogabro	Rocha verde escura, estrutura maciça, textura fanerítica fina, composta por plagioclásio, quartzo e anfibólio.
FLS - 46b	584741	9245675	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Quartzo - clorita (?) - muscovita xisto	Rocha verde clara, estrutura xistosa, textura lepidoblástica, composta por muscovita, clorita (?) e quartzo.
FLS - 46c	584741	9245675	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Anfibolito	Rocha foliada, textura nematoblástica, composta por anfibólio verde, serpentina (?).

FLS - 47	583106	9246520	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Granodiorito	Rocha foliada, textura fanerítica grossa, com alguns fenocristais de plagioclásio, composta por quartzo, plagioclásio, biotita e k-feldspato, provavelmente tardio (alteração K). Observa-se porções milonitizadas.
FLS - 48	583213	9246812	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Granodiorito	Rocha foliada, textura fanerítica grossa, com alguns fenocristais de plagioclásio, composta por quartzo, plagioclásio, biotita e k-feldspato, provavelmente tardio (alteração K). Observa-se porções milonitizadas.
FLS - 49	583762	9247025	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Granodiorito	Rocha foliada, textura fanerítica grossa, com alguns fenocristais de plagioclásio, composta por quartzo, plagioclásio, biotita e k-feldspato, provavelmente tardio (alteração K). Presença de veios pegmatíticos.
FLS - 50	544000	9247051	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Dique de micogabro	Rocha verde escura, estrutura maciça, textura fanerítica fina, composta por plagioclásio, quartzo e anfíbolio.
FLS - 51	584651	9247072	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Muscovita - quartzo xisto	Rocha xistosa, textura lepidogranoblástica, composta por quartzo, feldspato, muscovita e biotita.
FLS - 52	585019	9246856	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Clorita - talco xisto	Rocha xistosa, apresentando textura de crenulação, composta por talco, clorita e anfíbólio (?)
FLS - 53a	590218	9241424	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Serpentinó	Rocha verde clara, estrutura cumulática, textura em rede, composta por pseudomorfos de olivina, clorita e serpentina.
FLS - 53b	590218	9241424	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Biotita xisto com magnetita	Rocha verde escura, levemente foliada, granulação fina, composta por clorita, biotita e fenoblastos de magnetita.
FLS - 54	590704	9243831	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Dique de micogabro	Dique verde escuro, maciça, textura subofítica, composta por plagioclásio e anfíbolio.
FLS - 55	578231	9243699	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Granodiorito	Rocha bastante alterada, caulinitizada, nota-se uma foliação, com fenocristais tardios de k - feldspato (alteração k).
FLS - 56	580477	9243618	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Granodiorito	Rocha cinza, foliada, textura fanerítica média, composta por quartzo, biotita e plagioclásio, IC=7%, k - feldspato tardio (alteração K).

FLS - 57	583163	9243897	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Quartzo - clorita - muscovita xisto	Rocha verde clara, xistosa, textura granolepidoblástica, composta por quartzo, feldspato, clorita e muscovita. Presença de vênulas de quartzo.
FLS - 58	584730	9243648	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Granodiorito	Rocha cinza, foliada, textura fanerítica média, composta por quartzo, biotita e plagioclásio, IC=7%, k -feldspato tardio (alteração K).
FLS - 59	586669	92430776	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Dique de micogabro	Dique verde escuro, maciça, textura subofítica, composta por plagioclásio e anfibólio.
FLS - 60	589848	9241948	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Dique de micogabro	Dique verde escuro, maciça, textura subofítica, composta por plagioclásio e anfibólio.
FLS - 61	592402	9246195	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Anfibolito	Rocha verde escuro, foliada, composto por anfibólio verde e plagioclásio.
FLS - 62	594964	9243276	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Saprolito - Granodiorito/Tonalito	Rocha bastante alterada, altamente caulinitizada, composta por biotita, quartzo e plagioclásio.
FLS - 63	594572	9242915	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Granitoide	Rocha foliada, textura porfiritica, composta por quartzo, plagioclásio e biotita. Os fenocristais de plagioclásio apresentam borda de reação transformando-se em k-feldspato, provavelmente durante a percolação de algum fluido k.
FLS - 64	591519	9238550	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Talco - clorita xisto	Rocha xistosa, textura lepidoblástica, composta por clorita e talco, presença de algumas vênulas de quartzo.
FLS - 65a	594213	9237964	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Veio de quartzo	Blocos compostos por quartzo.
FLS - 65b	594213	9237964	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Clorita - talco xisto	Rocha xistosa, textura de crenulação, granulação fina, composta por clorita e talco.
FLS - 65c	594213	9237964	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Talco - clorita xisto	Rocha xistosa, textura de crenulação, granulação fina, composta por clorita e talco.
FLS - 66	598200	9236909	Água Azul do Norte	SB-22-Z-C-II	Quartzo - clorita - xisto	Rocha xistosa, textura de crenulação, composta por clorita e quartzo.

2. MAPA DE PONTOS

Mapa de Pontos



Unidades Geológicas

- Granito Xinguara
- Granodiorito Rio Maria
- Plaquê
- Sapucaia
- Tonalito Caracol
- Trondhjemito Mogno
- Trondhjemito Água Fria
- Xingu

- Pontos de Campo
- Falha ou zona de cisalhamento
- Área de Estudo

1:200.000

0 4 8 km

Datum: WGS84

Base Geológica
CPRM (2008)

