CORPOS SERPENTINÍTICOS DA FAIXA ARAGUAIA NA REGIÃO DE ARAGUACEMA-PEQUIZEIRO-CONCEIÇÃO DO ARAGUAIA (GOIÁS-PARÁ)

PAULO SÉRGIO DE SOUSA GORAYEB*

ABSTRACT SERPENTINITIC ROCK BODIES FROM THE ARAGUAIA BELT OF THE ARAGUACEMA-PEQUIZEIRO-CONCEIÇÃO DO ARAGUAIA (GOIÁS-PARÁ). Several bodies of ultramafic rocks associated with greenschist facies metasediments of the Tocantins Group occur at the western margin of the Araguaia Belt. These bodies are mainly composed of serpentinites and minor rocks with variable amounts of chlorite, talc, actinolite, and chromite. These rocks underwent variable metamorphic-metasomatic transformation which produced important lithological zoning. These zones are better developed closer to the borders of the bodies and they comprise serpentinitized peridotite, serpentinite, steatite, talc schist, chlorite schist, actinolite schist, and siliceous rocks. Despite all transformation it still, is possible to determine the protoliths as being harzburgitic peridotites with minor dunite and chromitite contribution. The meaning of these rocks towards the Araguaia Belt evolution is not well understood. Nevertheless they show characteristics of both alpine type and tectonic bodies, and they seem to be related to the extensional event responsible for the development of the Tocantins Group. Their pre-metamorphic evolution is difficult to be restored. Some alternative possibilities are discussed in this paper.

RESUMO CORPOS SERPENTINÍTICOS DA FAIXA ARAGUAIA NA REGIÃO DE ARAGUACEMA-PEQUIZEIRO-CONCEIÇÃO DO ARAGUAIA (GOIÁS-PARÁ). Vários corpos de rochas ultramáficas associados a metassedimentos do fácies xistos verdes do Grupo Tocantins ocorrem na margem Oeste do Cinturão Araguaia. Estes corpos são compostos principalmente de serpentinites e rochas subordinadas com quantidades variáveis de clorita, talco, actinolita e cromita. As rochas sofreram transformação metamórfica-metassomática, que produziu um importante zoneamento litológico. Estas zonas são melhor desenvolvidas perto das bordas dos corpos e compreendem peridotito serpentinitizado, serpentinito, esteatita, talco xisto, clorita xisto, actinolita xisto e rocha silicosa. Apesar das transformações, ainda é possível determinar os protólitos como sendo peridotitos harzburgíticos, com contribuições menores de dunite e cromitito. A significação destas rochas quanto à evolução do Cinturão Araguaia não é bem conhecida. Entretanto, elas mostram características de tipo alpino e de corpos tectônicos e parecem estar relacionadas ao evento distensional responsável pelo desenvolvimento do Grupo Tocantins. Sua evolução pré-metamórfica é difícil de ser recuperada. Algumas possibilidades alternativas são aqui discutidas.

INTRODUÇÃO No noroeste do Estado de Goiás e sudeste do Pará, ocorre uma série de corpos ultramáficos serpentinizados, alojados em metassedimentos de baixo grau metamórfico pertencentes ao Grupo Tocantins. Este conjunto litológico, embora abordado por diversos autores (Almeida 1974, Berbert 1970, Silva *et al.* 1974, Puty *et al.* 1972, Hasui *et al.* 1977, Abreu 1978, Cunha *et al.* 1982), não mereceu até o presente estudos mais pormenorizados, em parte pelas dificuldades devidas à intensa serpentinitização ocorrida. O posicionamento estratigráfico e seu contexto tectônico não se acham bem esclarecidos, assim como sua constituição. Nota-se, por exemplo, que por longos anos foram incluídos termos máficos ao conjunto sem que se tenha registrado qualquer associação íntima desse tipo de rocha com os corpos conhecidos. Pelo que conhecemos, são constituídos essencialmente de rochas ultramáficas serpentinizadas. Por outro lado, ocorrem pequenos corpos de anfibolitos encaixados concordantemente em micaxistos do Grupo Estrondo, assim como diques e corpos intrusivos menores de diabásio e gabros, mais novos, e sem evidências de qualquer relacionamento direto com as rochas ultramáficas.

O presente estudo se propõe a descrever com maior detalhe este importante evento de incidência regional na Faixa de Dobramentos Araguaia, na região compreendida entre as cidades de Araguacema, Pequizeiro e Conceição do Araguaia, visando, por observações de campo, análises petrográficas e químicas, contribuir na elucidação dos processos de formação desses corpos.

GEOLOGIA REGIONAL A região em estudo faz parte da chamada Província Tocantins Setentrional (Almeida & Hasui 1984), compreendendo rochas pertencentes ao Supergrupo Baixo Araguaia (Abreu 1978) de idade meso a

neoproterozóica. Este supergrupo constitui a unidade fundamental da Faixa de Dobramentos Araguaia. É subdividido nos grupos Estrondo e Tocantins, ambos constituídos por duas formações. O Grupo Estrondo distribui-se numa faixa submeridiana de milhares de quilômetros em toda a porção leste, sendo formado na base pela Formação Morro do Campo, que inclui essencialmente ortoquartzitos e quartzitos micáceos, com intercalações de metaconglomerados oligomíticos, xistos grafitosos, micaxistos com cianita, estauroлита e/ou granada, bem como anfibolitos e xistos feldspáticos. A parte superior é representada pela Formação Xambioá, que compreende uma sequência em que predominam micaxistos variados, com intercalações pouco expressivas de quartzitos, xistos grafitosos, anfibolitos e mármores. O grupo Tocantins, por outro lado, corresponde à porção ocidental da faixa de dobramento, com distribuição também linear, pareada à outra unidade. Segundo Gorayeb (1981), é constituído na base pela Formação Pequizeiro, uma sequência de micaxistos quartzosos com clorita e menores expressões de quartzitos, calcioxistos e filitos aluminosos a magnetita, e no topo pela Formação Couto Magalhães, incluindo ardósias e filitos em sua essência, com variações de quartzitos, metacherts, filitos carbonáticos, metarenitos, metargilitos, metagrauvacas e metacalcários. Inúmeros diques de diabásio e pequenos *stocks* de leucogabros, dispostos geralmente segundo NNW, atravessam essas unidades. Entre as cidades de Conceição do Araguaia e Santana do Araguaia, eles constituem verdadeiros feixes de diques que encachoeiram o Rio Araguaia em vários trechos de seu leito (Fig. 1).

Estruturalmente, as rochas do supergrupo têm orientação geral submeridiana, representada, segundo estudos estruturais de vários autores (Abreu 1978, Abreu & Hasui 1978, Costa

* Centro de Geociências, UFFa, Departamento de Geoquímica e Petrologia, Caixa Postal 1611, CEP 66000, Belém, Pará

1980, Gorayeb 1981, Costa *et al.* 1983), por rochas dobradas em vários estágios, em que os primeiros dobramentos se impuseram à sequência sedimentar, acompanhados pelo metamorfismo regional, gerando dobras da estratificação com planos axiais tombados para oeste. Nessas, a xistosidade tem comportamento paralelo a seu plano axial. As dobras da xistosidade representam um segundo estágio caracterizando dobramentos assimétricos com planos axiais bem mais empinados, alternando-se em antiformes e sinformes, delineando típico padrão holomórfico. O terceiro estágio é destacado pela crenulação, impondo um microdobramento nas estruturas anteriores com planos de transposição (clivagem de crenulação) subverticalizados. Além dessas estruturas, existem outras de caráter mais local, como as estruturas dômicas (braquianticlinais) e as descontinuidades, das quais se destacam as falhas inversas, em geral orientadas N-S com cavalgamento de leste para oeste, tais como as de Tucuruí (Matta & Hasui 1984), de Andorinhas-Martírios (Abreu & Hasui 1978), de Aragominas (Teixeira *et al.* 1984) e outras prováveis na região de Paraíso do Norte e na Serra do Quatipuru. Outras feições marcantes são as "inflexões estruturais" (Almeida & Hasui 1984) representadas por lineamentos orientados NW com sentido de deslocamento sinistral, destacando-se as de Conceição do Araguaia e Xambioá.

O metamorfismo a que foram submetidas as rochas do supergrupo é de caráter regional, crescente de oeste para leste. No extremo oeste, isto é, nos domínios da Formação Couto Magalhães, as rochas chegam a ostentar características sedimentares dada a fraca intensidade do metamorfismo que,

gradativamente, modifica-se para leste dando às rochas um aspecto mais cristalino, atingindo nas proximidades do limite entre as formações Peizeiro e Xambioá a fácies xisto verde alto, culminando em condições da fácies anfífolio médio em rochas da Formação Morro do Campo no extremo leste (Silva & Hasui 1978, Silva 1980, Gorayeb 1981, Costa *et al.* 1983).

CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS CORPOS Na área em estudo ocorrem oito corpos de rochas ultramáficas, representados pelos morros Agostinho, Pau Ferrado, Salto, Grande, Jacu, Serrinha e um outro a poucos quilômetros a SE da cidade de Couto Magalhães, no Estado de Goiás (Fig. 1). No Estado do Pará, destaca-se o corpo da Serra do Quatipuru. Delineiam morros ou serras alongados com desníveis locais de até 150 m. São comumente estreitos e alongados, em forma de lentes ou folhas, alguns com dimensões expressivas. O corpo de Morro Grande, por exemplo, tem comprimento aproximado de 8 km por 2 a 3 de largura. Nota-se por outro lado que, muitas vezes, um corpo maior é formado pela união de vários corpos lentiformes menores, alinhados, que no conjunto constituem um cordão de dezenas de quilômetros, orientado na direção NNE, assemelhando-se a *boundins* regionais. Além destes, ocorre ainda uma série de pequenos corpos dispersos. O corpo mais expressivo é o da Serra do Quatipuru (Taina-Recan) no oeste da área. Trata-se de um corpo tabular (*sheet*), descontínuo, com mais de 40 km de comprimento por 1 a 3 de largura, com orientação geral N-S (Figs. 1 e 2).

Eles estão alojados em rochas do Grupo Tocantins, representados principalmente por filitos, ardósias e outros metassedimentos de baixo grau metamórfico pertencentes à Formação Couto Magalhães. Essas rochas estão estruturadas segundo direções N-S, NNE ou NNW. Os corpos ultramáficos, coincidentemente, acompanham essa estruturação, distribuindo-se submeridianamente. Em alguns casos, como no leste da área, distribuem-se segundo zonas de cisalhamento, ressaltadas por marcantes lineamentos de direção N10E, que se estendem por mais de 40 km. Nessa região há uma maior incidência de rochas ultramáficas (Fig. 1).

Os contatos das rochas ultramáficas com as encaixantes são geralmente bruscos, não se encontrando, no entanto, qualquer indício de contatos de natureza magmática, notando-se sempre uma rápida passagem de rochas ultramáficas (especialmente clorita xistos) para filitos metapelíticos. Em certos locais da região de contato, ocorrem rochas silicosas-hematíticas milonitizadas ou brechóides com intensa venulação de sílica. No maciço do Quatipuru, Cordeiro & McCandless (1976) registraram a ocorrência de faixas de rochas ultramáficas silicificadas com aspecto brechóide nos contatos inferior e superior. Essas feições levam a indicar um posicionamento tectônico para muitos desses corpos em algum estágio de sua evolução. É de se notar, também, que há uma coincidência estrutural entre as foliações metamórficas dos metapelitos e das rochas magnesianas foliadas (clorita xistos, anfífolio xistos e talco xistos) nas bordas dos corpos ultramáficos.

A disposição espacial dos corpos bem como sua continuidade em subsuperfície não são bem conhecidas e poucos dados se têm a esse respeito. Sabe-se que, geralmente, têm seu comprimento maior orientado aproximadamente na direção N-S e, segundo informações de Cordeiro & McCandless (1976), o corpo de Quatipuru mergulha 45° para leste. Se este for igualmente o comportamento dos demais corpos, haverá uma coincidência com o *trend* regional das rochas da faixa dobrada, indicando um caráter pré ou sin-tectônico.

Os estudos se detiveram em sua maior parte nos corpos do Morro Grande, Serrinha, Pau Ferrado, Jacu e Morro do Agostinho, pois neles estão mais bem expostas as rochas ultramáficas. O corpo do Quatipuru não foi objeto direto

Figura 1 – Área objeto do estudo e seu contexto geológico
Figure 1 – Studied area and geological context

Figura 2 – Mapa geológico do Maciço do Quatipuru segundo Cordeiro & McCandless (1976)

Figure 2 – Geologic map of the Quatipuru Massif according to Cordeiro and McCandless 1976

deste trabalho, porém algumas amostras desse corpo foram analisadas petrograficamente e aqui são incluídas na discussão.

Os tipos litológicos presentes são peridotitos e dunitos serpentinizados, serpentinitos, cromititos e metaultramafitos diversos, tais como tremolita-actinolita xisto, esteatitos, talco xistos e clorita xistos (clorititos). Localmente ocorrem serpentinitos miloníticos, turmalinitos e *cherts*. É comum encontrar-se nos vários maciços formações silicosas com hematita, que constituem verdadeiras crostas protegendo-os da erosão.

As diversas variedades de rochas costumam ter uma distribuição regular nos maciços, cuja porção central é

normalmente ocupada por serpentinitos e cromititos, os quais são envolvidos por faixas estreitas e descontínuas de rochas ricas em tremolita-actinolita, talco e clorita ora associados, ora isolados. Existem gradações mineralógicas a partir dos núcleos não-foliados e essencialmente serpentiniticos até zonas de borda cloríticas e com uma foliação penetrativa, definindo um zoneamento litológico. Este zoneamento é muito nítido nos corpos de Morro Grande e Jacu, onde, do centro serpentinitico para as bordas, ocorrem faixas métricas de esteatito-talco xistos, tremolita-actinolita-talco xistos, lentes de tremolita-actinolitos e, por fim, clorita xistos. Feições semelhantes foram registradas por Jahns (1967) nos corpos serpentiniticos de Roxbury e por Berbert (1970) nos corpos de Goiás. Nos corpos de Pau Ferrado, Serrinha e de Couto Magalhães, há predominância de rochas cloríticas foliadas, *cherts* e formações ferríferas, não se encontrando outros tipos de rochas. No maciço de Quatipuru, Cordeiro & McCandless (1976) chegaram a identificar quatro unidades: serpentinitos, ultrabásicas silicificadas, intrusões básicas (diques de diabásio, olivina basaltos e gabros) e peneplanos lateríticos (Fig. 2). Os serpentinitos da porção central são envolvidos por ultramáficas silicificadas que adquirem caráter brechóide nas bordas do maciço.

Na região de Paraíso do Norte, Costa *et al.* (1983) registraram associação semelhante de rochas, onde, além de serpentinitos, ocorrem antofilita-talco xistos, talco xistos e clorita xistos encaixados em micaxistos da Formação Xambioá. Isso se repete na região do Rio Muricizal, onde, em domínio da mesma formação, Teixeira (1984) encontrou a seguinte associação: serpentinito, serpentina-antofilita xistos, esteatito, talco xisto, clorita xisto, clorita-tremolita xisto e silixitos, evidenciando também o zoneamento observado.

O padrão geral de distribuição desses corpos e as rochas presentes lembram bastante as feições de corpos peridotito-serpentinito tipo alpino, conforme as descrições de Wyllie (1967, 1971), Carmichael *et al.* (1974) e Ringwood (1975).

PETROGRAFIA *Serpentinitos e peridotitos serpentinizados*

Em algumas amostras da Serra do Quatipuru, analisadas petrograficamente, ainda é possível registrar as feições originais das rochas primárias. Trata-se de peridotitos e, mais raramente, dunitos serpentinizados, nos quais a olivina foi o mineral predominante, atingindo proporção entre 70% e 90% e, em geral, encontra-se totalmente transformada para serpentina *mesh* (lizardita). Em alguns cristais, ainda se notam os relictos de olivina, muito fraturados, isolados por serpentina e opacos (hematita) ao longo das fraturas (Foto 1). Os piroxênios comumente não estão serpentinizados ou têm leve transformação. São principalmente clinopiroxênios e mais raramente ortopiroxênio. Este apresenta uma leve alteração, provavelmente devido à serpentinação. Os clinopiroxênios são anédricos e ocupam os interstícios da olivina (Foto 2). Além destes, ainda se encontra em proporção menor o espinélio. Ocorre na forma de pequenos cristais anédricos e subédricos, geralmente inclusos nos cristais de olivina e piroxênio. Sua coloração é marrom a marrom-escuro (Foto 3), tratando-se provavelmente de picotita.

Os serpentinitos são rochas maciças, esverdeadas, em tons claros e escuros e constituem o tipo de rocha dominante nos corpos maiores, comumente ocupando sua porção central. Raramente se encontram vestígios da rocha original, pois a serpentinação é generalizada em todas as amostras analisadas. Entre as feições texturais reliquias registradas têm-se pseudomorfos de olivina e piroxênio com estruturas *mesh* e *bastite* (lizardita) (Fotos 4 e 5), algumas vezes ressaltados por minerais opacos (magnetita, hematita) dispostos nas clivagens e fraturas. Esses opacos devem representar, em grande parte, o excesso de ferro não admitido

Foto 1 – Cristais de olivina serpentinizada com segregação de opacos, ortopiroxênio levemente alterado (canto superior esquerdo) clinopiroxênio e espinélio. Peridotito da porção sul da Serra do Quatipuru (fotomicrografia/luz natural-LN)

Photo 1 – Serpentinized olivine crystals showing opaques segregation, slightly altered orthopyroxene (upper left corner), clinopyroxene and spinel. Peridotite from the southern part of the Quatipuru Massif (photomicrograph/PHM, crossed nicols/CN)

Foto 3 – Cristais de espinélio em peridotito serpentinizado da Serra do Quatipuru (fotomicrografia/LN)

Photo 3 – Spinel crystals in serpentinized peridotite from the Serra do Quatipuru (PHM, parallel nicols/PN)

na estrutura da serpentina e liberado durante a serpentinização (Deer *et al.* 1967). Outra feição encontrada nos serpentinitos é a textura do tipo *hourglass* (lizardita) (Foto 6). A grande maioria dos serpentinitos estudados tem uma textura definida por um arranjo desordenado de serpentina lamelar e fibrolamelar (antigorita) (Foto 7). Em algumas amostras, esses dois tipos de textura estão presentes, sendo que a última se superpõe à primeira (Foto 8), parecendo corresponder a estágios mais avançados de serpentinização ou traduzir superposição de outros eventos (metamorfismo?). Evans (1977) descreve feições similares em crisotila-lizardita serpentinitos com textura *mesh*, que resulta de transformações em grau metamórfico muito baixo (fácies zeólita-pumpeleíta) e é destruída pelo crescimento de antigorita resultante de transformações superimpostas em fácies mais alto (xisto verde alto).

Mineralogicamente, essas rochas são constituídas essencialmente por serpentina (lizardita, crisotila, antigorita) e

Foto 2 – Aspecto intersticial dos clinopiroxênios (intercumulus) entre cristais de serpentina mesh (olivina). Peridotito, Serra do Quatipuru (fotomicrografia/luz polarizada-LP)

Photo 2 – Interstitial aspect of clinopyroxenes (intercumulus) among serpentine mesh crystals (olivine). Peridotite from the southern part of the Quatipuru Massif (PHM, CN)

Foto 4 – Serpentinito derivado de peridotito com textura mesh (olivina) e bastite (piroxênio). Os minerais opacos ressaltam feições pretéritas da olivina. Morro Grande (fotomicrografia/LP)

Photo 4 – Peridotite-derived serpentinite with mesh texture (olivine) and bastite (pyroxene). The opaque minerals reveal former features of the olivine. Morro Grande (PHM, CN)

minerais opacos (magnetita, hematita e cromita) em quantidades subordinadas. Em alguns serpentinitos ocorrem pequenas quantidades de clorita na forma de agregados ou massas irregulares, isoladas, intercrescidas ou substituindo pseudomorficamente antigorita. Outras vezes acompanham vênulas irregulares de crisotila. Há serpentinitos em que é incipiente a concentração de talco, enquanto em outros seus teores são elevados, chegando a atingir entre 40% e 70%. Suas feições texturais são também pseudomórficas, notando-se substituição parcial da serpentina *mesh* ou *bastite* por talco. Geralmente essa substituição acentua as estruturas dos minerais pretéritos, tais como fratura e clivagem, devido à preferência da substituição por essas partes. Esses tipos de serpentinitos gradam para os esteatitos. Em outras rochas tem-se a presença de carbonato, como massas irregulares ou cristais individuais ocupando parte da rocha.

Serpentinitos xistosos, miloníticos, desenvolvem-se ao

Foto 5 – Textura mesh em serpentinito do Morro Grande (fotomicrografia/LP)

Photo 5 – Mesh texture in Morro Grande serpentinite (photomicrograph, CN)

Foto 6 – Textura hourglass em serpentinito do Morro Grande (fotomicrografia/LP)

Photo 6 – Hourglass texture in Morro Grande serpentinite (PHM, CN)

Foto 7 – Textura não-pseudomórfica em serpentinito do Morro Grande. Cristais fibrolamelares de antigorita dispõem-se desordenadamente (fotomicrografia/LP)

Photo 7 – Non-pseudomorphic texture in Morro Grande serpentinite. Antigorite fibrous-lamellar crystals are disordered (PHM, CN)

Foto 8 – Superposição textural de cristais de antigorita fibrolamelares de orientação ao acaso, sobre textura mesh e bastite em serpentinitos do Morro do Jacu (fotomicrografia/LP)

Photo 8 – Textural superposition of antigorite fibrous-lamellar crystals randomly distributed, on mesh and bastite textures in Morro do Jacu serpentinites (PHM, CN)

longo de zonas de cisalhamento, constituindo faixas métricas. São rochas verde-escuras, lustrosas, com fissilidade muito grande, devido a sua foliação anastomosada orientada submeridiana, com forte mergulho. Espelhos e estrias de falha são abundantes nas proximidades dessas rochas (Foto 9).

Vênulas milimétricas a centimétricas de crisotila atravessam em alguns pontos os serpentinitos formando uma malha irregular. Localmente, encontram-se concentrações de turmalina (turmalinitos), cuja geometria (veios, bolsões?) não foi possível definir.

Cromititos Este tipo de rocha foi encontrado apenas no maciço Morro Grande na forma de concentrações sem forma definida, no núcleo dos corpos, em meio aos serpentinitos. São rochas de coloração preta, maciças, constituídas essencialmente por cristais de cromita, com menor proporção de serpentina e pequenas lamelas de talco. Em termos texturais podem ser distinguidos dois tipos. No primeiro, a concentração de cromita é elevada (textura *cumulus*)

formando agregados maciços com granulação variando de média a grossa. No segundo, com menor proporção de cromita, a serpentina ocupa os espaços intergranulares formando uma espécie de matriz em que se destacam grãos individuais (ou agregados de grãos) arredondados ou irregulares de cromita com tamanhos de até 1 cm ou, então, grãos milimétricos, disseminados, desse mesmo mineral. Uma outra feição muito comum nos cromititos é o intenso fraturamento que atinge tanto os grãos individuais quanto a rocha como um todo. As fraturas são preenchidas por serpentina. No maciço de Quatipuru, Cordeiro & McCandless (1976) citam inúmeras pequenas ocorrências de cromita, em veios e bolsões, geralmente associados às lentes de dunito serpentizado. A cromita tem aspecto variável: maciço, disseminado e nodular (nódulos ovais de até 4 cm em seu eixo principal).

Mesmo que não tenha sido possível definir a geometria dos cromititos, suas feições gerais permitem relacioná-los a depósitos de cromita podiforme, conforme descritos por

Thayer (1964, 1969), típicos de corpos alpinos.

Rochas com talco e anfibólio Próximo à borda dos corpos, os serpentinitos cedem lugar a rochas com tremolita-actinolita e/ou talco. A gradação é rápida e irregular. São principalmente tremolita-actinolitos, talco-tremolita-actinolita xistos e esteatitos, que, normalmente, gradam de um tipo litológico a outro. Essas rochas se dispõem em faixas métricas, irregulares e descontínuas, ao redor dos núcleos serpentiniticos.

Os tremolita-actinolitos são verdes a amarelados, de granulação grossa a média, com textura nematoblástica, dada pela orientação subparalela de anfibólio, cujos cristais formam, por vezes, feixes discordantes. O mineral predominante é a tremolita-actinolita, que desenvolve cristais prismáticos longos (alguns atingem mais de 7 cm), fibrosos ou aciculares. Tem fraco pleocroísmo, variando de incolor(X) a verde-pálido (Y,Z), e ângulo de extinção em torno de 14°. Geminações polissintéticas entre finos indivíduos e uma partição transversal aos prismas são comuns. Agregados de talco e clorita ocupam os espaços entre os cristais de anfibólio, sendo que, muitas vezes, há evidências de crescimento tardio ou posterior do talco a partir do anfibólio, substituindo-o ao longo das bordas e fraturas. Em algumas rochas ocorrem lâminas e massas lenticulares de clorita paralelas à foliação.

Com o aumento progressivo do teor em talco, as rochas se tornam mais foliadas, gradando para talco-tremolita-actinolita xisto ou mesmo para talco xistos e esteatitos. Nesses ocorrem agregados de talco lamelar a fibrolamellar formando feixes radiais, semelhantes aos observados nos antigorita serpentinitos (maciços), com massas isoladas de clorita, além de magnetita octaédrica e outros opacos disseminados. Outras vezes a clorita está intercrescida com o talco ou constitui uma massa de fundo sobre a qual cresceu o talco, sugerindo um caráter de crescimento tardio. Em outros esteatitos estão preservadas texturas pseudomórficas de serpentina *mesh* e *bastite*, parcialmente substituídos pelo talco, indicando sua proveniência direta a partir dos serpentinitos. Já os talco xistos diferem destes apenas no aspecto textural, geralmente apresentando orientação das lamelas de talco, imprimindo uma foliação à rocha. Esta foliação tem algumas vezes aspecto anastomosado assim como pode apresentar-se crenulada. Cristais euédricos de magnetita costumam mostrar sombras de pressão. Nas bordas dos corpos, os esteatitos e talco xistos transicionam para os clorititos por meio de níveis delgados e irregulares com diferentes proporções de clorita, anfibólio e talco.

Clorititos (clorita xistos) Essas rochas formam faixas mais ou menos contínuas de poucos metros de espessura e situam-se nos limites mais externos dos maciços. Alguns corpos menores são constituídos quase que inteiramente por clorititos. São rochas foliadas, de granulação fina, com coloração verde-escura, constituídas principalmente por clorita. Estas ocorrem como palhetas orientadas definindo uma textura lepidoblástica. Estão presentes em algumas rochas lamelas de talco grosseiramente orientadas ou desorientadas, envolvidas pela foliação de cloritas. Em quantidades subordinadas ocorrem turmalina, rutilo, apatita, opacos, quartzo e sericita. A turmalina, principalmente nos clorititos de Morro Grande, pode-se tornar abundante, formando cristais prismáticos orientados paralelamente à foliação. No cloritito de Serrinha, o rutilo atinge proporção relativamente elevada, apresentando-se em cristais aciculares concentrados em determinadas faixas. Nessa mesma rocha destacam-se também minerais opacos com seções retangulares compridas, parecendo tratar-se de ilmenita. Pequenas quantidades de sericita ocorrem em algumas rochas formando palhetas orientadas juntamente com a clorita.

Rochas silicosas Rochas ricas em quartzo são encontradas

freqüentemente em associação com as ultramáficas. Elas são representadas por *silexites* e *metacherts*, estes associados com rochas ferríferas bandadas, análogas a *iron formations*.

Silexites Estão localizados nas porções superior e laterais dos corpos ultramáficos, algumas vezes em contato com os serpentinitos. A presença desse tipo de rocha geralmente é responsável pelo destaque topográfico dos corpos, protegendo-os da erosão. Em certos locais não afloram outras rochas, sendo constituídas inteiramente por *silexites*, cujas espessuras atingem dezenas de metros. Têm coloração normalmente marrom-avermelhada com tons esbranquiçados, rósea e às vezes preta. Sua granulação é fina a muito fina, exceto quando recristalizados (*quartzitos*). Estruturalmente são complexos, apresentando diferentes aspectos. Alguns são maciços, outros foliados e outros ainda são brechóides (Fotos 10 e 11). Nestes últimos ocorre intensa venulação de quartzo leitoso. Em certas porções as feições já tem aparência milonítica em que são marcantes uma foliação irregular e uma lineação de estiramento.

Ao microscópio são micro a criptocristalinos ou ostentam textura em mosaico, definida por agregados de quartzo com contatos em ponto tríplice (Foto 12). Além do quartzo, mineral dominante, ocorrem ainda magnetita, hematita, clorita ou sericita em pequenas quantidades. A magnetita define pequenos cristais euédricos, disseminados entre os grãos de quartzo, ou algumas vezes concentrados em faixas indicando certa orientação na rocha. A hematita pode ocorrer em massas irregulares, disseminadas ou como lâminas orientadas definindo a foliação da rocha (Foto 12). Algumas vezes chegam a formar níveis centimétricos de hematita compacta. A clorita ocorre em massas lenticulares pequenas, orientadas e isoladas na massa quartzosa ou ainda associada à magnetita. A sericita é rara e ocorre em pequenas palhetas entremeadas aos grãos de quartzo ou acompanhando a clorita. Pequenas incrustações esverdeadas de garnierita são, por vezes, encontradas junto com o material silicoso.

No maciço de Quatipuru são descritas rochas de aspecto similar que Cordeiro & McCandless (1976) classificam como ultramáficas silicificadas e silicificadas brechóides, especialmente distribuídas nos bordos do corpo.

Metacherts Nos maciços de Pau Ferrado, Morro Grande e Serrinha, pequenos leitos de *metacherts* hematíticos de espessura métrica ocorrem diretamente em contato com as rochas ultramáficas. São rochas marrom-avermelhadas micro a criptocristalinas. Algumas são extremamente compactas enquanto outras se mostram mais friáveis com quartzo finíssimo, pulverulento. Apresentam uma estratificação plano-paralela muito bem definida que chega a formar dobras em estilos apertados ou em *chevron* com eixos subverticais. Em outras, formam dobras irregulares sem padrão definido. Petrograficamente, são constituídos por quartzo micro a criptocristalino, hematita pulverulenta e cristais de magnetita dispersos.

DEFORMAÇÃO E COLOCAÇÃO Nos principais corpos ultrabásicos estudados, as rochas da porção central costumam ser maciças enquanto que as da borda exibem elementos planares coincidentes com o padrão estrutural de suas encaixantes. O centro é ocupado por serpentinitos e as bordas por xistos magnesianos. Em vários corpos é observada intensa brechação, especialmente nos *silexites* e em certos serpentinitos. Nestes é marcante uma foliação definida pela serpentina, assim como estrias e espelhos de falha.

Nota-se, por outro lado, que a disposição orientada dos corpos é fortemente controlada por acidentes tectônicos, pois, além de acompanharem as estruturas da faixa de dobramentos, muitos estão condicionados a lineamentos expressivos ou zonas de falhas de direção aproximadamente N-S. As

Foto 9 – Espelho e estrias de falha em serpentinito do Morro Grande

Photo 9 – Fault plane and slickensides on Morro Grande serpentinite (PHM, CN)

Foto 10 – Silexito hematítico milonítico com vênulas de sílica. Morro do Salto

Photo 10 – Milonitic hematitic silexite showing venulation by silica. Morro do Salto

Foto 11 – Silexito hematítico brechóide com venulação desordenada de sílica. Morro do Salto

Photo 11 – Brecciated hematitic silexite showing disordered venulation by silica. Morro do Salto

Foto 12 – Textura de equilíbrio (poligonal) com foliação de hematita lamelar em quartzitos dos arredores do Morro do Jacu

Photo 12 – Equilibrrious (poligonal) texture and lamelar hematite foliation in quartzites from the vicinity of Morro do Jacu

ocorrências de Serrinha, Jacu, Morro Grande, Salto e Pau Ferrado são exemplos disso. Há casos em que vários corpos alinhados, menores, chegam a constituir, em realidade, um único corpo segmentado por processos de boudinagem. Teixeira *et al.* (1984) também registram lineamentos marcantes na região da Serra das Cordilheiras, onde vários corpos serpentiniticos alinhados têm essa mesma característica.

O corpo de Quatipuru tem formato tabular com uma marcante orientação N-S e, segundo Cordeiro & McCandless (1976), mergulha 45° para leste. Um aspecto interessante é que em suas bordas inferior e superior as rochas são fortemente deformadas, assumindo caráter brechóide-milonítico, em contato com filitos pelíticos regionais. Essa feição é registrada em maior ou menor grau em outros corpos.

Afora esses dados, há pouquíssimas informações a respeito do comportamento espacial desses corpos, especialmente sobre sua continuidade em subsuperfície. Dados geofísicos, que poderiam contribuir nesse sentido, são praticamente inexistentes. Isso dificulta em grande parte a compreensão de

forma mais clara dos processos de colocação desses corpos serpentiniticos. Almeida (1974) relaciona a presença dos corpos a descontinuidades crustais profundas (Geossutura Tocantins-Araguaia) que demandariam o manto, permitindo a ascensão de material magmático. Segundo essa visão, eles marcariam o limite do Cráton Amazônico com a Faixa de Dobramentos Araguaia. Almeida *et al.* (1986) delimitam uma faixa de anomalias aeromagnéticas aproximadamente N-S com larguras de até 80 km que estaria vinculada à presença dos corpos ultramáficos. Ressaltam ainda o caráter ensialco da Faixa Araguaia, analisando o comportamento das curvas de campo magnético total em sua borda oeste, que mantém as tendências E-W como um prosseguimento das estruturas antigas do Cráton Amazônico por sob a faixa dobrada. Dados gravimétricos e magnetométricos de Carvalho (1988) também revelam esse caráter.

Com os dados obtidos na presente investigação, verifica-se que não há qualquer feição que indique uma relação intrusiva para esses corpos, tais como contatos intrusivos, efeitos térmicos ou metassomáticos de borda. Seus contatos são geralmente bruscos, passando de xistos magnesianos a filitos

metapelíticos, seja com estruturação coincidente ou, muitas vezes, por contatos tectônicos. Se originalmente foram corpos intrusivos (pré-tectônicos), suas feições foram apagadas pelos processos tectono-metamórficos subsequentes e a posição original foi modificada. Certamente são corpos alóctones que tiveram seu alojamento anterior ou durante a tectogênese principal da Faixa Araguaia, conforme as indicações de suas feições de contato, seus condicionamentos estruturais e suas tramas metamórficas.

CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS Quatorze amostras dos principais tipos petrográficos foram analisadas quimicamente para elementos maiores, menores e traços, sendo os resultados apresentados na tabela 1: serpentinitos

(seis amostras), esteatito-talco xistos (quatro amostras), clorita xistos (três amostras) e tremolita-actinolito (uma amostra). Na figura 3, elas se acham plotadas em diagramas AFM e MgO-CaO-Al₂O₃.

As rochas, de um modo geral, têm baixos teores de sílica, inferiores a 45%, e altos de magnésio, classificando-se como ultrabásicas. Os serpentinitos mostram teores de sílica geralmente na faixa de 40% a 46%, sendo que, em serpentinitos contendo clorita (amostras 5 e 6), estes são menores que 33%. Estes últimos também se destacam dos outros serpentinitos pelos altos teores de Al₂O₃ (entre 12% e 16%). O mais alto conteúdo de sílica entre os serpentinitos se encontram na amostra 7 (SiO₂ = 46,56%), que corresponde a um serpentinito com talco. Os teores de MgO na maioria das

Tabela 1 – Análises químicas das rochas ultrabásicas da região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia (% em peso do óxidos para os elementos maiores e ppm para os traços)

Table 1 – Chemical analysis of ultramafic rocks of the Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia region (% weight oxides to major and ppm to minor elements)

Amostra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Elementos														
SiO ₂	56,95	41,22	42,38	40,73	32,53	31,50	46,56	55,71	53,70	51,86	37,65	32,18	28,50	25,20
TiO ₂	0,02	0,02	0,03	0,02	0,95	0,21	0,02	0,04	0,02	0,02	0,78	1,06	1,56	5,13
Al ₂ O ₃	0,90	0,80	0,94	0,70	12,11	16,52	0,97	2,50	2,20	0,88	14,12	22,21	20,54	15,70
Fe ₂ O ₃	2,82	4,28	6,22	7,63	7,58	4,05	5,65	5,00	8,70	15,44	4,38	4,07	4,51	4,42
FeO	6,19	2,64	2,45	0,87	3,04	8,50	1,88	2,60	4,42	2,45	7,92	7,70	11,28	21,00
MnO	0,22	0,04	0,08	0,04	0,28	0,11	0,06	0,03	0,10	0,04	0,26	0,08	0,40	0,13
MgO	19,42	36,87	36,61	36,86	32,50	27,50	34,25	27,50	26,00	25,30	26,18	21,16	23,12	15,50
CaO	10,76	0,10	0,47	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,03	0,24	0,40	0,20	2,40
Na ₂ O	0,30	0,08	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,01	0,03	0,01	0,20	0,05	0,15
K ₂ O	0,04	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	1,80	0,03	0,03
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,16	0,26	0,14	1,71
H ₂ O ⁺	2,31	13,08	12,23	13,28	12,22	12,30	9,52	6,72	6,83	4,81	8,51	9,73	11,42	9,85
Total	99,95	99,16	101,48	100,25	101,34	100,81	99,01	100,20	99,06	99,90	100,24	100,85	101,75	101,22
Ni	1.293	2.413	2.500	2.155	401	1.380	7.414	1.896	1.810	2.586	128	155	457	2.155
Cr	1.000	345	778	578	211	567	579	356	1.556	717	60	71	245	178
Co	132	86	107	91	45	99	77	93	136	16	61	73	59	89
V	15	00	30	45	242	121	15	45	60	45	75	122	212	348

Métodos Analíticos: FeO (via úmida; titulação)

H₂O⁺ (perda ao fogo; método gravimétrico de volatilização)

Na₂O, MgO, MnO, Ni, Cr, Co, V (espectrometria de absorção atômica)

SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, CaO, K₂O, P₂O₅, Fe Total (espectrometria de raios X)

Obs.: Análises efetuadas nos laboratórios do Centro de Geociências, UFPa.

AMOSTRA	LOCAL	CLASSIFICAÇÃO	MINERALOGIA
1	M. Jacu-Borda W	Tremolita actinolito	Tr-Act (Cl-Ta-Op)
2	M. Jacu-Centro	Serpentinito	Serp. (Op)
3	M. Grande-Centro	Serpentinito <i>mesh</i>	Serp. (Carb)
4	M. Jacu-Centro	Serpentinito <i>mesh</i>	Serp. (Op)
5	M. Grande-Centro	Clorita serpentinito	Serp. (Cl-Op)
6	M. Grande-Centro	Talco-clorita serpentinito	Serp. (Ta-Cl-Op)
7	M. Grande-borda W	Serpentinito esteatizado	Serp-Ta (Op)
8	M. Jacu-borda W	Esteatito	Ta (Cl-Op)
9	M. Jacu-borda W	Esteatito	Ta (Cl-Op)
10	M. Grande-borda W	Talco xisto	Ta (Cl-Op)
11	M. Jacu-Centro	Clorita esteatito	Ta-Cl (Op-Ap)
12	M. Grande-borda W	Turmalina-clorita xisto	Cl-Tu (Se-Qz-Ap-Ru-Op-Zr)
13	M. Grande-borda E	Clorita xisto	Cl (Tu-Ru)
14	Serrinha	Rutilo clorita xisto	Cl-Ru (Ap-Op-Qz)

Abreviações: Tr-Act, tremolita-actinolita; Cl, clorita; Ta, talco; Op, opacos; Serp, serpentina; Ap, apatita; Tu, turmalina; Qz, quartzo; Ru, rutilo; Zr, zircão; Se, sericita

Obs.: Minerais entre parênteses são menores ou acessórios.

amostras são elevados, situando-se no intervalo de 33% a 37%. Por outro lado, CaO é extremamente baixo em todas as amostras de serpentinitos. As quantidades de Fe_2O_3 variam de 4,05% a 7,65%. Os teores de FeO apresentam variações maiores, entre 0,87% (amostra 4) e 8,50% (amostra 6). As demais estão incluídas no intervalo de 1,88% a 3,04%. A razão $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ é elevada na maioria das amostras, provavelmente devido à presença de hematita provinda da hidratação da olivina e piroxênio durante a serpentinização.

Os talcos xistos e esteatitos diferem dos serpentinitos pelo enriquecimento maior em sílica (de 51% a 65%) e em Al_2O_3 e pelos teores mais baixos de MgO (de 25% a 27% aproximadamente). A amostra 11 tem valores de sílica e alumínio de 37,65% e 14,12%, respectivamente, isto é, bem diferentes da maioria das rochas com talco. Isto se deve especialmente à presença de clorita.

Os clorita xistos destacam-se por apresentarem os teores mais baixos de sílica e magnésio (respectivamente, na faixa de 25% a 32% e 15% a 22%) e altos conteúdos de Al_2O_3 (de 15% a 22%). As proporções de TiO_2 e P_2O_5 são especiais nessas rochas, variando, respectivamente, nos intervalos de 1,0% a 1,6% e de 0,14% e 0,26%, com valores anômalos de 5,13% e 1,71% para a amostra 14. Analisando a mineralogia dessas rochas, verifica-se que isto se deve à presença de rutilo/ilmenita e apatita nos clorita xistos. A amostra 12, por outro lado, apresenta um enriquecimento em K_2O (1,8%), valor este muito diferente de todas as outras rochas analisadas e isto se deve à presença de pequena quantidade de sericita na rocha.

A amostra 1 (tremolita actinolítico) apresenta um teor de sílica elevado em relação às outras rochas (aproximadamente 57%), aproximando-se apenas dos teores das rochas com talco, enquanto o CaO muito alto (10,76%) contrasta fortemente com todos os outros tipos de rochas.

Figura 3 – Diagramas $\text{MgO} - \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ e $\text{A}(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{F}(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}) - \text{M}(\text{MgO})$, com projeção das análises da tabela 1

Figure 3 – $\text{MgO} - \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ e $\text{A}(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{F}(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}) - \text{M}(\text{MgO})$, diagrams, with data from table 1

Analisando o comportamento desses dados no diagrama AFM (Fig. 3), verifica-se que as amostras se distribuem ao longo da linha MF, geralmente mais próximas do vértice M, destacando-se certos campos composicionais. Nota-se, por exemplo, que os serpentinitos se projetam agrupados mais próximos ao vértice M, mostrando certa regularidade composicional, exceto as amostras 5 e 6 que estão mais deslocadas no sentido de F devido a seu maior conteúdo de ferro total e menor teor de MgO. Os demais grupos de rochas têm um comportamento mais disperso, sendo mais enriquecidos em F ou empobrecidos em M. Os esteatitos e talco xistos e tremolita actinolíticos dispõem-se no intervalo de 33% a 43% de F com uma amostra mais próxima ao campo dos serpentinitos. Os clorita xistos têm um comportamento mais variável no diagrama com pontos dispersos, mostrando, no entanto, uma tendência composicional diferente das demais.

No diagrama $\text{MgO} - \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ destacam-se nitidamente quatro agrupamentos composicionais. Os serpentinitos estão concentrados bem próximo à extremidade MgO, com as mesmas duas exceções do diagrama AFM (amostras 5 e 6, serpentinitos com clorita e/ou talco). Os esteatitos têm composição próxima dos serpentinitos com destaque para a amostra 11, bem mais aluminosa. Os clorita xistos constituem um terceiro grupo bem destacado pelo seu valor mais alto em Al_2O_3 , com a amostra 14 mais rica em CaO. O tremolita actinolítico representa um domínio distinto já que seu teor em CaO é relativamente alto.

Fazendo-se um estudo comparativo dessas rochas com os dados analíticos de rochas ígneas de Nockolds (1954) e Le Maitre (1976), verifica-se uma certa semelhança composicional entre os serpentinitos e talco xistos-esteatitos com os dunitos e harzburgitos, embora a análise dessas rochas indique significativas mudanças em sua composição inicial (por exemplo, alta razão $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ e variação nos teores de SiO_2 e Al_2O_3). O comportamento dessas rochas nos diagramas AFM de Le Maitre (*op. cit.*) e os dados dos diagramas AFM e $\text{MgO} - \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ da figura 3 mostram uma certa proximidade com os peridotitos harzburgíticos e dunitos. As análises de elementos-traços reforçam esta indicação, pois apresentam concentrações relativamente elevadas de níquel, cromo, cobalto e vanádio, como seria de esperar, tratando-se de rochas ultrabásicas. O níquel apresenta valor médio de 1.900 ppm, com um valor anômalo de 7.414 ppm em um serpentinito (amostra 7), enquanto que para o cobalto a média é de 83 ppm com algumas variações. Esses valores para níquel e cobalto são semelhantes aos de rochas ultrabásicas de Turekian (1978 a, b).

O cromo varia de 60 a 1.500 ppm com teor médio de 500 ppm. Essas concentrações são inferiores às de Shiraki (1978) para rochas ultrabásicas (de 2.400 a 3.000 ppm), possivelmente por o cromo estar concentrado na cromita ou por resultar de problemas analíticos.

A média das concentrações de vanádio está em torno de 106 ppm, valor este muito próximo dos apresentados por Landergreen (1974) e Goles (1967) para rochas ultrabásicas do tipo alpino.

PETROGÊNESE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os resultados obtidos pelas observações de campo, análises mineralógico-petrográficas e químicas, e as comparações com dados encontrados na literatura, permitiram elucidar alguns problemas referentes aos corpos serpentiniticos da Faixa Araguaia. Uma síntese dos eventos principais de formação desses corpos é indicada na figura 4.

● Apesar das transformações sofridas pelas rochas originais, seja textural ou composicionalmente, chegou-se a definir uma composição ultrabásica de natureza essencialmente peridotítica a dunitica com termos cromitíticos menores. Feições texturais-mineralógicas, dados químicos e

Figura 4 – Esquema evolutivo de formação dos corpos serpentiniticos da área

Figure 4 – Evolutive sketch for the origin of the serpentinitic bodies of the area

diagramáticos os aproximam dos harzburgitos.

● As rochas máficas encontradas na região são exclusivamente diques de diabásio e pequenos *stocks* de leucogabros intrusivos, sem vínculo direto com as rochas ultramáficas.

● Processos metamórfico-metassomáticos transformaram intensamente as rochas originais em serpentinitos e várias outras rochas, com exceção dos cromititos que aparentemente permaneceram intactos. Alguns serpentinitos não sofreram grandes modificações composicionais, aproximando-se dos protólitos, enquanto outros mostram um maior distanciamento de seu quimismo original com variação nos teores de vários elementos. Um contraste marcante dos serpentinitos e de alguns esteatitos com as demais rochas (xistos magnesianos) é a alta razão F_2O_3/FeO , devida provavelmente à hidratação das rochas durante a serpentinização. Os tipos mais deformados (tremolita actinolitos, talco xistos e clorita xistos) que circundam os núcleos serpentiniticos mostram individualmente uma maior variação composicional que se acentua à medida que se distancia do centro dos corpos, definindo variações petrográficas mais ou menos regulares (zoneamento litológico), sendo que alguns são fortemente influenciados pelos processos tectônicos.

● Feições mineralógico-texturais sugerem pelo menos dois estágios na formação de serpentina. Um primeiro marcado pelo desenvolvimento de texturas pseudomórficas a partir da olivina e piroxênio (lizardita) e, um segundo, desenvolvendo texturas não-pseudomórficas (antigorita) que se superpõem às primeiras. Estudos de Wicks & Whittaker (1977) apresentam rochas com feições similares a estas e Evans & Frost (1975) (*apud* Moody 1976) definem que antigorita substituindo lizardita pré-existente indica que o serpentinito foi submetido a condições metamórficas do fácies xisto verde alto ou anfibólito baixo. A partir desses dados, sugere-se a existência de dois eventos (ou estágios) de formação de serpentina, sendo o primeiro representado pela serpentinização de rochas peridotíticas originais em condições deutéricas, estáticas, talvez contemporânea à época da colocação dos corpos e o segundo vinculado ao metamorfismo regional (fácies xisto verde alto). A formação dos xistos magnesianos com

desenvolvimento de clorita, talco e anfibólio estaria ligada a este último estágio. Provavelmente por essa razão a presença dessas rochas é mais acentuada nos corpos dispostos mais a leste, sendo geralmente ausentes naqueles do oeste, onde as condições metamórficas são bem mais baixas.

● Os esteatitos e talco xistos, segundo suas feições texturais de substituição da serpentina pelo talco e a pequena diferença composicional com os serpentinitos (aumento relativo de SiO_2 , Al_2O_3 e ferro e decréscimo de MgO), indicam uma origem a partir dos serpentinitos adjacentes, por transformações tardias ou posteriores à serpentinização, vinculadas possivelmente a variações locais das condições geoquímicas, seja a variação de CO_2 nos fluidos ou adição de SiO_2 . A formação de massas de carbonato em alguns serpentinitos deve estar ligada a este progresso.

● Os tremolita actinolitos têm um particular destaque por seu teor elevado de CaO , comparável ao de rochas básicas. Isso pode ser devido a concentrações locais desse elemento, definindo faixas composicionalmente diferentes, mais próximo às bordas dos corpos, resultantes de processos metamórfico-metassomáticos.

● Os cloritos, por outro lado, são bem mais pobres em SiO_2 e MgO e mais ricos em Al_2O_3 , TiO_2 , FeO e P_2O_5 . Alguns chegam a ressaltar leve enriquecimento em K_2O (aparecimento de sericita), o que leva a indicar processos semelhantes de mudança composicional da massa ultramáfica com influência de filitos metapelíticos adjacentes.

● Os silexitos, por fim, são produtos extremos da serpentinização que causou a mobilização de quantidades significativas de sílica e ferro, depositando-se às proximidades dos corpos. É de se notar, por exemplo, a migração de ferro ao nível do grão em serpentinitos (hematita-magnetita) e também a variação de sílica, ferro e magnésio nos diferentes tipos litológicos do centro para as bordas dos maciços.

Uma questão central, hoje, no estudo desses corpos é seu significado tectônico e sua origem, especialmente pela importância que têm na reconstituição da evolução da Faixa Araguaia. As feições gerais lembram bastante corpos peridotito-serpentinito alpinos, mas as dificuldades inerentes ao estudo de associações ultramáficas com essas

características e as informações de que se dispõe por ora ainda não são suficientes para a definição de um modelo evolutivo completo. No entanto, algumas hipóteses serão consideradas adiante:

1^a. Seriam corpos intrusivos diferenciados a partir de magmas básicos (*sills*, grandes diques, *lopolitos*) pré ou sin-tectônicos e suas feições primárias teriam sido apagadas pelo metamorfismo e tectônica regional.

2^a. Seriam corpos alóctones representando lascas de antigas crostas oceânicas ou manto superior, embutidos tectonicamente nas unidades supracrustais constituindo os chamados ofiólitos (Charmichael *et al.* 1974, Coleman 1971, Coleman & Irwin 1974).

3^a. Poderiam ser corpos ultramáficos provenientes do manto, colocados em níveis crustais relativamente profundos nas unidades basais ou no embasamento da Faixa Araguaia, sendo metamorfizados, deformados e transportados tectonicamente para os níveis mais superiores, caracterizando também, em parte, corpos alóctones.

A maioria dos trabalhos executados na região não discute sua origem nem se envolve em considerações petrogenéticas. As únicas propostas existentes são de Almeida (1974), que os vincula a um magmatismo básico-ultrabásico intrusivo através de suturas profundas, à semelhança da primeira hipótese, e de Hasui *et al.* (1977), que os define como ofiólitos. Entretanto permanecem muitas dúvidas em relação a essas hipóteses como a ausência de rochas básicas associadas e a distribuição dos corpos por todo o domínio da Faixa Araguaia e não apenas em seu limite oeste, além das feições estruturais presentes. Em relação à segunda hipótese, embora apresentem características similares às de corpos de peridotito-serpentinítico alpinos (hoje em dia muitos são considerados corpos ofiolíticos), não podem ser caracterizados como tal pois esbarra no caráter ensialico da Faixa Araguaia conforme os dados geofísicos disponíveis (Almeida *et al.* 1986, Carvalho 1988).

Uma hipótese alternativa, que aqui propomos, seria considerá-los corpos magmáticos essencialmente ultramáficos, de derivação mantelítica, alojados pré-tectonicamente em níveis crustais mais profundos, seja em rochas das unidades inferiores da Faixa Araguaia, seja em seu substrato (gnaisse dos complexos Xingu e Colméia) e, logo após, seriam

serpentinizados em um primeiro estágio (Figura 4). Durante a tectogênese principal foram deformados e metamorfizados em condições de fácies xisto verde, variáveis de acordo com sua posição espacial. Os corpos situados mais a oeste (Quatipuru, Agostinho) estão fracamente metamorfizados enquanto os mais a leste (Morro Grande, Jacu) enfrentaram condições mais altas (fácies xisto verde alta). Os corpos nesta fase foram fortemente deformados adquirindo orientações coincidentes com o *trend* regional. Eles foram estirados, boudinados, segmentados, cisalhados e provavelmente sujeitos a deslocamentos expressivos de suas posições originais, provocados por forças tectônicas e talvez diapíricas, ao longo das linhas estruturais, adquirindo um caráter de corpos alóctones. Nesse aspecto, é interessante lembrar a proposta de Hostetler *et al.* (1966 *apud* Moody 1976) de *emplacement* de corpos ultramáficos durante a serpentinização, por ascensão diapírica, envolvendo expansão, variação de densidade, sem significativa mudança composicional e acomodação ao longo das linhas estruturais.

Deve-se ressaltar também que esses corpos não são limitados a uma unidade estratigráfica particular e ocorrem tanto no domínio do Supergrupo Baixo Araguaia como em seu embasamento, indicando que seu alojamento se deu em diferentes níveis crustais, com concentração em determinados locais privilegiados. Talvez o fato deles estarem concentrados hoje nas porções ocidentais da Faixa Araguaia seja devido ao transporte tectônico das massas rochosas durante a fase compressiva principal e não a geossuturas ali instaladas.

Agradecimentos Este trabalho é baseado em parte da Dissertação de Mestrado apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Pará. Os dados foram reavaliados e novas informações foram acrescentadas, recebendo outra interpretação. Ele contou com o apoio dos professores Carlos Alberto Ribeiro de Albuquerque, Roberto Dall'Agnol, Basile Kotschoubey e Yociteru Hasui, assim como do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e da Financiadora de Estudos e Projetos (Finep) pelo Projeto Faixa Orogênica Paraguai-Araguaia. A estas expressamos nossos agradecimentos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.A.M. 1978. *Estratigrafia e evolução estrutural do segmento setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia*. Belém. (Tese de Mestrado NCGG/UFPa). 90p.
- ABREU, F.A.M. & HASUI, Y. 1978. Evolução estrutural do Supergrupo Baixo Araguaia. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG. v. 1, p. 257-269.
- ALMEIDA, F.F.M. 1974. Sistema tectônico marginal do Cráton do Guaporé. In: CONGR. BRAS. GEOL., 28, Porto Alegre, 1974. *Anais...* Porto Alegre, SBG. v. 4, p. 5-9.
- ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher, 378 p.
- ALMEIDA, F.F.M.; FERREIRA, F.J.F.; CARNEIRO, C.D.R.; STEFANI, F.L. 1986. Aspectos evolutivos da Geossutura Tocantins-Araguaia. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG. v. 3 p. 1269-1285.
- BERBERT, C.O. 1970. Geologia dos complexos básicos-ultrabásicos de Goiás. In: CONGR. BRAS. GEOL., 24, Brasília, 1970. *Anais...* Brasília, SBG. v. 1, 42-50.
- CARMICHAEL, I.S.E.; TURNER, F.I.; VERHOOGEN, J. 1974. *Igneous petrology*. New York, McGraw-Hill. 739p.
- CARVALHO, J.S. 1988. *Aplicação dos métodos gravimétrico e magnetométrico para a definição do comportamento estrutural da Faixa de Dobramentos Araguaia*. Belém. (Tese de Mestrado, CPGG/UFPa). 107p.
- COLEMAN, R.G. 1971. Petrologic and geophysical nature of serpentinites. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 82:897-918.
- COLEMAN, R.G. & IRWIN, W.L. 1974. Ophiolites and ancient continental margins. In: BURK, C.A. & DRAKE, C.L. ed. *The geology of continental margins*. New York. Springer-Verlag. p. 921-931.
- CORDEIRO, A.A.C. & McCANDLESS, G.C. 1976. Maciço Ultramáfico de Quatipuru. In: CONGR. BRAS. GEOL., 29, Ouro Preto. *Anais...* Ouro Preto, SBG. v. 3, p. 9-15.
- COSTA, J.B.S. 1980. *Evolução geológica da região de Colméia (GO)*. Belém. (Tese de Mestrado, NCGG/UFPa). 71p.
- COSTA, J.B.S.; GORAYEB, L.S.S.; BEMERGUY, R.L.; JUNIOR, T.G.; KOTSCHOUBEY, B.; LEMOS, R.L. 1983. *Projeto Paraíso do Norte*. Relatório Inédito. Belém. CVRD/UFPa. 125p.
- CUNHA, B.C.; BEZERRA, P.L.L.; IANHEZ, A.C.; PITTHAN, J.H.L.; POTIGUAR, L.A.T.; MONTALVÃO, R.G.M. 1982. Geologia do extremo sul-oriental da Amazônia Legal Brasileira. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1, Belém, 1982. *Anais...* Belém, SBG. v. 1, p. 54-74.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1967. *An introduction of the rock forming minerals*. London, Longmans Green. 270p.
- EVANS, B.W. 1977. Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 5:397-447.
- GOLES, G.G. 1967. Trace elements in the ultramafic rocks. In: WYLLIE, P.J. ed. *Ultramafic and related rocks*. New York, John Wiley & Sons. p. 352-362.
- GORAYEB, P.S.S. 1981. *Evolução geológica da região de Araguacema-Pequizeiro-Goiás*. Belém (Tese de Mestrado NCGG/UFPa). 100p.
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M.; SILVA, J.M.R. 1977. Estratigrafia da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia no centro-norte do Brasil. *Bol. IG. Inst. Geoc. USP.*, 8:107-118.
- JAHSNS, R.H. 1967. Serpentinites of the Roxbury District. Vermont. In: WYLLIE, P.I. ed. *Ultramafic and related rocks*. New York, John Wiley & Sons. p. 137-160.
- LANDERGREEN, S. 1974. Vanadium. In: WEDEPOHL, K.H. ed.

- Handbook of geochemistry*. Berlin, Springer-Verlag. II-2 (23-E):1-6.
- LE MAITRE, R.W. 1976. The geochemical variability of some common igneous rocks. *J. Petrol.*, 17(4):589-637.
- MATTA, M.A.S. & HASUI, Y. 1984. A falha de Tucuruí. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v.1, p. 1729-1742.
- MOODY, J.B. 1976. Serpentinization: a review. *Lithos.*, 9:125-138.
- NOCKOLDS, S.R. 1954. Average chemical compositions of some igneous rocks. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 65:1005-1032.
- PUTY, C.O.F.; MARTINS, R.C.; MONTALVAO, R.M.C.; JOÃO, X.S.J.; CARREIRA, J.M.; SILVA, G.H.; NEVES, A.P.; GIFFONI, L.E.; LOURENÇO, R.S.; FRIZZO, S.J. 1972. *Projeto Marabá-Relatório Inédito*. Belém. CPRM/DNPM. 1:124p.
- RINGWOOD, A.E. 1975. *Composition and petrology of the earth's mantle*. New York, McGraw-Hill. 618p.
- SHIRAKI, K. 1978. Chromium. In: WEDEPOHL, K.H., *Handbook of Geochemistry*. Berlin, Springer-Verlag. II-3 (24E):1-8.
- SILVA, G.G.; LIMA, J.J.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974. Geologia. In: MME. PROJETO RADAMBRASIL. Folha SB-22-ARAGUAIA e parte da folha SC-22-TOCANTINS levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro. 4:1-143.
- SILVA, J.M.R. 1980. *Metamorfismo das rochas pelíticas do segmento setentrional da faixa Paraguai-Araguaia*. Belém. (Tese de Mestrado, NCGG/UFPa). 48p.
- SILVA, J.M.R. & HASUI, Y. 1978. Evolução metamórfica do Supergrupo Baixo Araguaia. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG. v. 1, p. 435-443.
- TEIXEIRA, N.P. 1984. *Geologia e petrologia da região central da Serra das Cordilheiras-GO*. Belém (Tese de Mestrado, NCGG/UFPa). 216p.
- TEIXEIRA, N.P.; SOUZA, A.C.C.; DALL'AGNOL, R. 1984. Geologia da região central da Serra das Cordilheiras, GO. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v. 5, p. 2234-2248.
- THAYER, T.P. 1964. Principal feature and origem of podiform chromite deposits and some observations on the Guleman-Soridag district, Turkey. *Econ. Geol.*, 59:1497-1524.
- THAYER, T.P. 1969. Gravity differentiation and magmatic re-emplacement of podiform chromite deposits. In: WILSON, H.D.B. ed. *Economic Geology Monog.* 4:134-146.
- TUREKIAN, K.K. 1978a. Cobalt. In: WEDEPOHL, K.H. ed. *Handbook of geochemistry*. Berlin, Springer-Verlag. II-3 (27E):1-12.
- TUREKIAN, K.K. 1978b. Nickel. In: WEDEPOHL, K.H. ed. *Handbook of geochemistry*. Berlin, Springer-Verlag. II-3 (28E):1-4.
- WICKS, F.J. & WHITTAKER, J.W. 1977. Serpentine textures and serpentinization. *Canadian Mineralogist*, 15:459-488.
- WYLLIE, P.J. 1967. *Ultramafic and related rocks*. New York. John Wiley & Sons. 464p.
- WYLLIE, P.J. 1971. *The dynamic earth*. New York. John Wiley & Sons. 416p.

MANUSCRITO 534

Recebido em 19 de abril de 1988

Revisão recebida em 29 de setembro de 1988

Revisão aceita em 12 de dezembro de 1988

...ainda que o aporte de mercúrio não implique risco de contaminação a curto prazo por ingestão de água potável, o risco potencial é imenso. (...) - O limite de metilmercúrio em alimentos para consumo humano fixado pela OMS é de 0,5 ppm e, em áreas com sedimentos contaminados esse valor pode facilmente atingir 5 e até 50 ppm. Assim, no Brasil, a contaminação por mercúrio em áreas de garimpo pode ocasionar um problema crônico, uma vez que o sedimento contaminado torna-se uma fonte inesgotável de mercúrio.

Wilson F. Jardim, 1988, contaminação por mercúrio: fatos e fantasias, *Ciência Hoje*, 7(41): p. 78.