

GEOLOGIA DE TERRENOS ARQUEANOS E PROTEROZÓICOS DA REGIÃO DE CRIXÁS-CEDROLINA, GOIÁS

HARDY JOST, REINHARDT FUCK, JOSÉ AFFONSO BROD, ELTON LUIZ DANTAS, PAULO ROBERTO MENESSES, MARIA LEONOR LOPES ASSAD, MÁRCIO MARTINS PIMENTEL, MARCELO DE LAWRENCE BASSAY BLUM, ADALENE MOREIRA SILVA, ANDRÉ LUIZ DURANTE SPIGOLON, MARCOS VINICIUS RODRIGUES MAAS, MICHELLE MOTA DE SOUZA, BRUNO PICININ FERNADEZ, FABIANO RICHARD LEITE FAULSTICH, PEDRO MOURA DE MACEDO JÚNIOR, CHRISTIAN NEVES SCHOBENHAUS, LEONARDO DE ALMEIDA, ALEXANDRE AUGUSTO CARDOSO DA SILVA, CAMILA WENSE DIAS DOS ANJOS, ANA PAULA MARTINS RIBEIRO SANTOS, ANDRÉ NORMANDO BUBENICK, ALEXANDRE DE AMORIM TEIXEIRA, BRUNO EUSTÁQUIO MOREIRA LIMA, MARINA DE OLIVEIRA CAMPOS, RODRIGO MELO BARJUD, DANIEL REIS DE CARVALHO, LEANDRO ROCHA SCISLEWSKI, CLÁUDIO LUCIANI SARLI & DENISON PACINI LEAL DE OLIVEIRA

ABSTRACT GEOLOGY OF ARCHEAN AND PROTEROZOIC TERRAINS IN CRIXÁS-CEDROLINA, GOIÁS The paper describes the result of a 1:25.000 scale geologic mapping of a 820 sq. km. area located at a portion of the contact between the Archean and Proterozoic terrains between Crixás and Cedrolina, Goiás, central Brazil. The Archean terrains comprise parts of the Crixás, Guarinos, and Pilar de Goiás greenstone belts, the Caiamar Complex and the Moquém Block. The greenstone belts consist of different volumes of low-grade metakomatiites, metabasalts, siliciclastic and chemical metasedimentary rocks, which differ in structure and metamorphic style. The Caiamar complex consists of tonalite gneisses and a tonalite intrusion, subordinately mafic dikes metamorphosed under mid- to high-grade amphibolite facies in the former, and greenschist facies in the latter. The Moquém block consists of tonalite and granodiorite gneisses, as well as a mafic dike swarm and gabbro and pyroxenite intrusions metamorphosed under mid- to high-grade amphibolite facies. The Proterozoic rocks overthrust the Archean rocks and consist of metasedimentary and metavolcanosedimentary units. The latter may be subdivided into at least three thrust-slices that contrast in rock assemblage, structural pattern and metamorphic grade. The vergence of the Proterozoic associations is towards the south-southeast, in contrast with the general easterly vergence of the Brasília Belt towards the São Francisco Craton.

Keywords: Goiás Massif, Proterozoic, Archean, contact relationships

RESUMO São apresentados os resultados de mapeamento geológico em escala 1:25.000 de uma área de 820 km² situada no limite entre terrenos arqueanos e proterozóicos na região de Crixás-Cedrolina, Goiás. Os terrenos arqueanos compreendem parte dos *greenstone belts* de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás, do Complexo Caiamar e do Bloco Moquém. Os *greenstone belts* consistem de volumes distintos de metakomatiitos, metabasaltos, rochas metassedimentares siliciclásticas e químicas de baixo grau metamórfico e diferem em estrutura e estilo de metamorfismo. O Complexo Caiamar compreende gnaisses tonalíticos e uma intrusão tonalítica, subordinadamente diques maficos metamorfizados na fácie anfíbolito médio a superior nos primeiros e xisto verde no último. O Bloco Moquém compreende gnaisses tonalíticos e granodioríticos cortados por enxame de diques maficos e intrusões de gabro e piroxenito metamorfizados na fácie anfíbolito superior. Os terrenos proterozóicos cavalgam as rochas arqueanas e consistem de uma unidade metassedimentar e outra metavulcano-sedimentar a qual pode ser dividida em pelo menos três escamas de empurrão que contrastam em associação litológica, padrão estrutural e grau de metamorfismo. A vergência dos terrenos proterozóicos para sul/sudeste contrasta com a vergência geral da Faixa Brasília, para leste, em direção ao Cráton São Francisco.

Palavras-chaves: Maciço de Goiás, Proterozoico, Arqueano, relações de contato

INTRODUÇÃO A partir de Danni & Ribeiro (1978) e Sabóia (1979), a região de Crixás passou a ser interpretada como uma típica associação granito-*greenstone belts* arqueana, despertando grande interesse econômico e científico e estimulou a realização de sucessivos projetos de mapeamento geológico (e.g., Ribeiro Filho *et al.* 1978, Montalvão & Araújo 1979, Castro 1981, Kuyumjian 1981, Drago 1981, Danni *et al.* 1986, Jost & Ferreira Filho 1987, Jost *et al.* 1995, Lacerda & Lima Júnior 1996, Carvalho 1999, Queiroz 2000). Ao mesmo tempo, algumas áreas situadas a nordeste dos terrenos arqueanos mereceram detalhamento, culminando na identificação das rochas neoproterozóicas do Arco Magmático de Mara Rosa (Pimentel & Fuck 1992, Viana & Pimentel 1994, Viana *et al.* 1995, Pimentel *et al.* 1997).

Apesar desses trabalhos, a geologia da região limítrofe entre os terrenos arqueanos e proterozóicos nas proximidades de Crixás, Santa Terezinha de Goiás e Cedrolina (Fig. 1), não foi objeto de detalhamento. Em vista disso, realizou-se mapeamento na escala 1:25.000 de área com 820 km², em cuja posição mediana se situa o contato entre os terrenos proterozóicos e arqueanos (Fig. 2). Concebido como trabalho de graduação de alunos do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, o projeto foi realizado com o emprego de métodos convencionais de campo com suporte de dados aerogeofísicos (Blum *et al.* 2001) e geocronológicos (Dantas *et al.* 2001). O presente artigo sintetiza os resultados do mapeamento e descreve os princi-

pais aspectos litológicos, estratigráficos e estruturais dos segmentos arqueano e proterozóico e as características gerais das principais zonas de cisalhamento da área.

SÍNTSE DO CONTEXTO GEOLÓGICO A área estudada situa-se no centro-sul da Província Tocantins (Fig. 1) e seu contexto regional abrange o limite setentrional do núcleo arqueano de Goiás, adjacente a rochas do Proterozóico, como sintetizado por Pimentel *et al.* (2000). As rochas arqueanas distribuem-se ao longo da metade sul da área e compreendem, de oeste para leste, os *greenstone belts* de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás, e associações granito-gnáissicas reunidas no Complexo Caiamar e no Bloco Moquém. Rochas do Proterozóico ocorrem na metade norte e compreendem associações metassedimentares e metavulcano-sedimentares, justapostas ao segmento arqueano por uma zona de falha, aqui denominada de Zona de Cisalhamento Mandinópolis. Depósitos cenozóicos ocorrem em ambos segmentos.

Greenstone-belts CRIXÁS O extremo nordeste do *greenstone belt* de Crixás está representado na área mapeada. No sul ocorre como uma estreita faixa que, para norte, se expande em cúspide voltada para leste (Fig. 2). A norte limita-se com rochas do Proterozóico pela Zona de Cisalhamento Mandinópolis e, a leste, com o Complexo Caiamar.

Sabóia (1979) separou as rochas do *greenstone belt* de Crixás, da

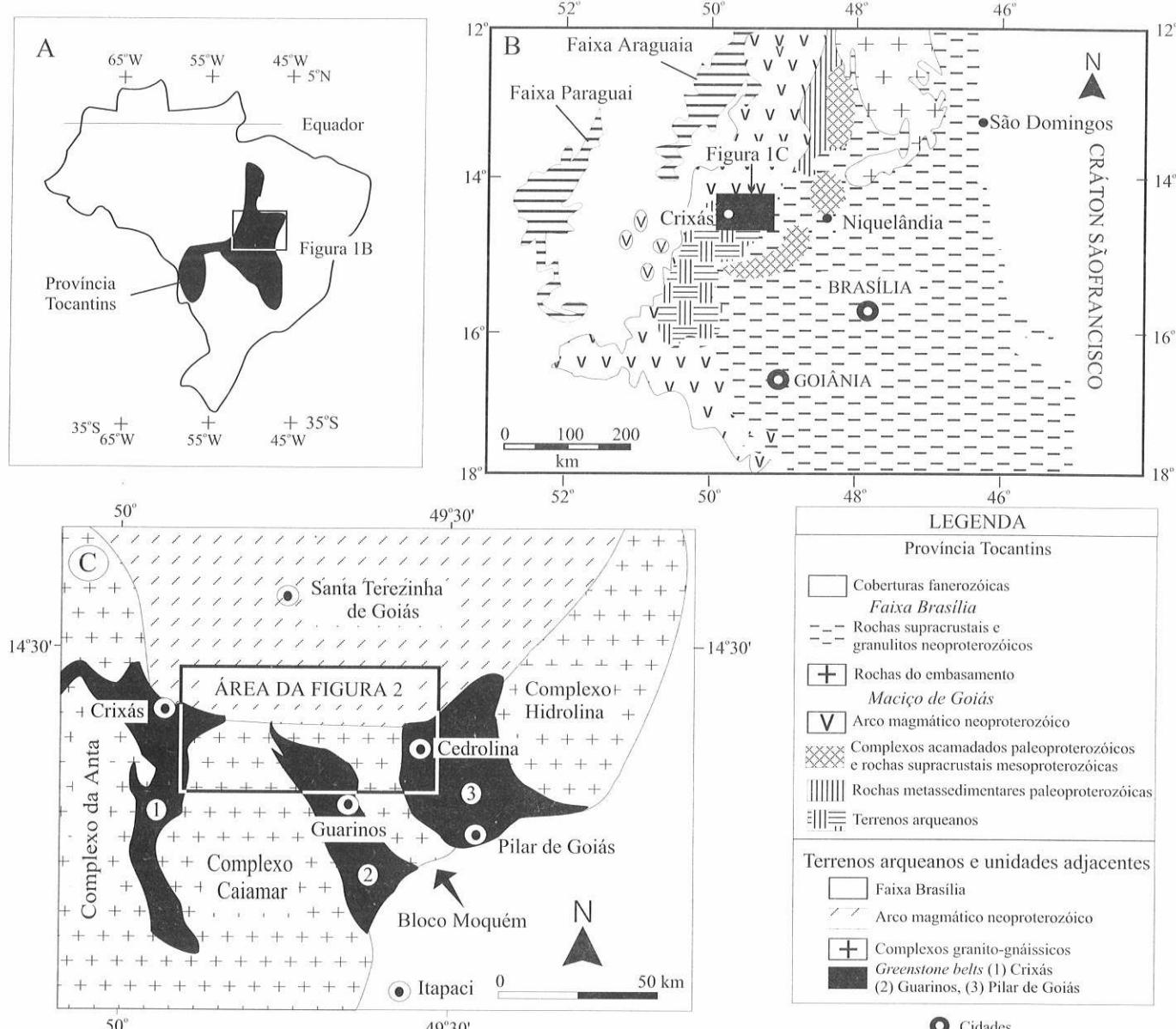


Figura 1 – Localização geográfica e enquadramento geológico regional da área mapeada entre Crixás e Cedrolina, Goiás.

base para o topo, nas formações Córrego Alagadinho, Rio Vermelho e Ribeirão das Antas, reunidas por Jost & Oliveira (1991) no Grupo Crixás. Estas unidades consistem, respectivamente, de metakomatiitos, metabasaltos e rochas metassedimentares, cujas características foram detalhadas por Sabóia & Teixeira (1980), Teixeira *et al.* (1981), Montalvão *et al.* (1981), Danni *et al.* (1982) e Theodoro (1995).

Na área mapeada (Fig. 2) a Formação Córrego Alagadinho tem espessura real estimada entre 125 m e 430 m e consiste de metakomatiitos com raras intercalações de metabasalto. No sul, ocorre em estreita franja NS, suavemente curva, em contato com o Complexo Caiamar a leste, e com metabasaltos da Formação Rio Vermelho a oeste. No norte aflora como faixa NW-W, limitada com rochas do Proterozoico a norte, e com a Formação Ribeirão das Antas a sul, por segmentos da Zona de Cisalhamento Mandinópolis.

A Formação Rio Vermelho tem espessura real estimada entre 120 m e 300 m, ocorre apenas no extremo sudoeste da área, a oeste dos metakomatiitos, e consiste de metabasaltos com raras intercalações de metabasalto komatiítico. No norte se justapõe, juntamente com os metakomatiitos, à Formação Ribeirão das Antas por um segmento da Zona de Cisalhamento Mandinópolis.

A Formação Ribeirão das Antas tem espessura real máxima estima-

da de 400 m e ocorre apenas no interior da cúspide do extremo norte do greenstone belt (Fig. 2). A unidade está representada por filitos carbonosos com eventuais formações ferríferas.

A sucessão estratigráfica desta faixa está relativamente intacta na metade sul, mas é desmembrada pela Zona de Cisalhamento Mandinópolis no interior da cúspide de norte. Os efeitos mais proeminentes da zona de falha compreendem a supressão de mármore e metarritmitos da Formação Ribeirão das Antas, a justaposição transversal dessa unidade aos metakomatiitos e metabasaltos no sul, e aos metakomatiitos, com supressão de metabasaltos, no norte.

Segundo Magalhães (1991) a porção mapeada do greenstone belt de Crixás situa-se no flanco normal de antiforme com estratigrafia invertida (Theodoro 1995), a qual, segundo os resultados do mapeamento ora realizado, está desmembrada pela Zona de Cisalhamento Mandinópolis. Em geral, o padrão estrutural dessas rochas é dado pelo paralelismo entre a foliação metamórfica mais proeminente (Sn) e o acamamento original (So). Em estereograma polar a altitude média de Sn//So no domínio de sul (Fig. 3a) é N15°E, 10°NW e sua dispersão resulta de suave ondulação que acompanha o traço do contato entre o greenstone belt e o Complexo Caiamar. Por outro lado, no interior da cúspide do domínio norte a altitude média de Sn//So (Fig.

3b) é N70°E, 20°NW, resultante da influência da Zona de Cisalhamento Mandinópolis. Lineações (Lx) minerais e de estiramento no domínio sul (Fig. 3c) têm caiamento sistemático para NW, em média 30°/N75°W e, assim, dispostas segundo o mergulho de Sn//So. No domínio norte, Lx tem duplo caiamento (Fig. 3d), em média 10° para N85°W e S85°E e, portanto, discretamente diagonal à direção de Sn//So.

GUARINOS O *greenstone belt* de Guarinos localiza-se na porção centro sul da área (Fig. 2) e limita-se a norte com rochas do Proterozóico por meio da Zona de Cisalhamento Mandinópolis. A leste e oeste limita-se, respectivamente, com o Bloco Moquém e Complexo Caiamar. A sul estende-se para além dos limites da área e, na porção central, está parcialmente interrompido pelo Trondhjemito Santo Antônio. O contato com o Bloco Moquém é uma falha de empurrão (Jost et al. 1994b, 1995) que, de sul para norte, progride de rampa frontal para lateral, retornando para frontal no extremo norte, até a Zona de Cisalhamento Mandinópolis. O Complexo Caiamar e o Trondhjemito Santo Antônio são intrusivos no *greenstone belt* de Guarinos.

As rochas desse *greenstone belt* são reunidas no Grupo Guarinos (Jost & Oliveira 1991), o qual se subdivide, da base para o topo, nas formações Serra do Cotovelo, Serra Azul, São Patricinho, Aimé e Cabaçal. Na área mapeada estão ausentes as formações São Patricinho, uma associação de metarrítmitos derivados de basaltos e tufo máficos, e Aimé, caracterizada por uma formação ferrífera da fácie óxido sobreposta a lentes de metaconglomerado, metapelitos e centros exalativos (Resende 1994, Resende & Jost 1994).

A Formação Serra do Cotovelo tem espessura real estimada inferior a 150 m e consiste de metakomatiitos, metabasaltos komatiíticos e, localmente, formações ferríferas. A unidade ocorre na borda oeste do *greenstone belt*, a partir de onde se prolonga para norte em estreita faixa curva, comprimida entre o Complexo Caiamar e o Bloco Moquém, truncada no extremo norte pela Zona de Cisalhamento Mandinópolis. Ademais, a oeste, a unidade ocorre como vários *inliers* no Complexo Caiamar, e está ausente no leste do *greenstone belt*. Na porção oeste da faixa, o contato entre as rochas desta unidade e os metabasaltos da Formação Serra Azul é por meio de falha sinistral suavemente curva.

A Formação Serra Azul tem espessura real máxima estimada de 450 m e consiste de metabasaltos, localmente almosfadiados (Fig. 4), e eventuais metabasaltos komatiíticos e formações ferríferas e manganesíferas. Limita-se a oeste com a Formação Serra do Cotovelo por falha, a leste com o Bloco Moquém por falha de empurrão e, na sua região central, com o corpo intrusivo do Trondhjemito Santo Antônio.

A Formação Cabaçal ocorre no interior de uma faixa que, no extremo sul, tem 1.300 m de largura, adelgacando-se para norte e está tectonicamente embutida entre metabasaltos da Formação Serra Azul por efeito da Zona de Falha Engenho Velho (Jost & Fortes 2001). A unidade é dominada por filitos carbonosos, com raros metacherts e formações ferríferas.

A estrutura do *greenstone belt* de Guarinos é complexa e Jost & Fortes (2001) a dividem em dois domínios separados pela Zona de Cisalhamento Engenho Velho. A zona de falha se estende longitudinalmente na porção central da faixa, com deslocamento direcional a oblíquo e dextral. No extremo sul e a oeste da falha, Sn//So delinea estrutura antiformal com eixo NS sub-horizontal e superfície axial vertical, e, a leste, homoclinal de direção NS e mergulho para oeste. A antiforme de oeste contém o elenco estratigráfico proposto por Jost & Oliveira (1991) em posição invertida e a homoclinal consiste apenas de metabasaltos e filitos carbonosos, em arranjo estratigráfico normal de leste para oeste. Para norte, ambas estruturas infletem gradualmente para NW e, por efeito da zona de falha, o flanco leste da antiforme gradativamente se adelgaça, com supressão das formações São Patricinho e Aimé e redução da espessura das formações Serra Azul e Cabaçal. Pouco a sul da área estudada, Sn//So da antiforme de oeste e da homoclinal convergem para homoclinal, interrompida no leste pelo Trondhjemito Santo Antônio.

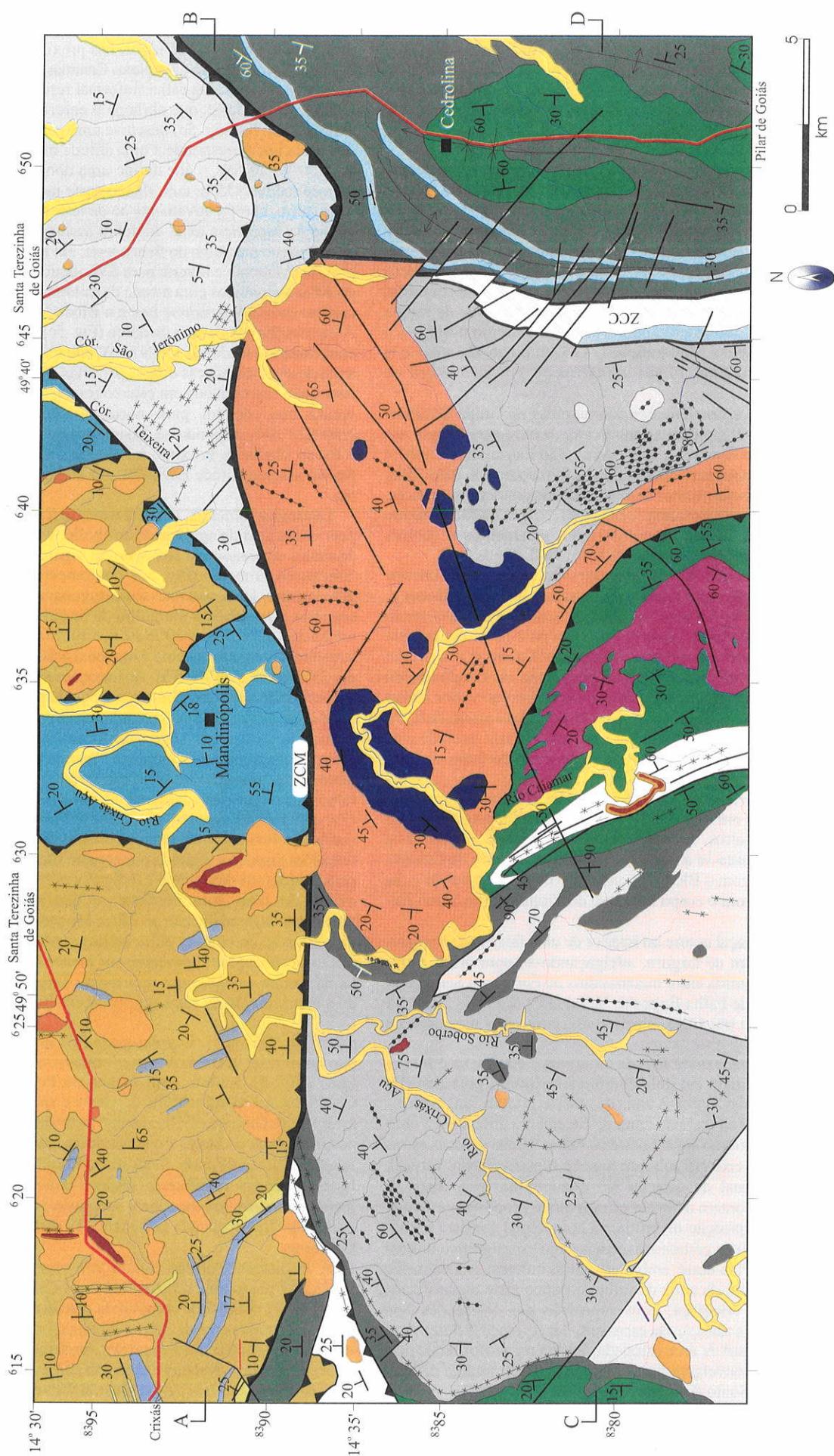
A estrutura do *greenstone belt* de Guarinos na área mapeada pode ser dividida em dois domínios. No domínio oeste (Fig. 5a), que abran-

ge a maior área, Sn//So tem uma altitude média N15°W30°SW sem dispersão apreciável. Por vezes, nas proximidades do contato com o Tonalito Tocambira do Complexo Caiamar, Sn//So mergulha para leste, desenhando estreita calha sinformal resultante do soerguimento do Complexo. No leste, que abrange o entorno do Trondhjemito Santo Antônio, Sn//So (Fig. 5b) descreve uma guirlanda com dois máximos, dos quais um corresponde a uma altitude média N15°W, 30°SW e outra N30°W, 50°SW, o que define uma dobra com superfície axial de direção média N25°E, cujo flanco oeste mergulha para SW de forma mais suave, comparativamente ao de leste voltado para NE. A altitude média da superfície axial da dobra assim descrita é N15°W, 80°SW média, mas o mergulho do flanco leste, em alguns afloramentos, inflete progressivamente e inverte para SW adquirindo mergulhos da ordem de 30° e assintóticos com a zona de milonitos da falha de empurrão do contato entre o *greenstone belt* e o Bloco Moquém (Jost et al. 1995). A intersecção dos flancos da dobra (Fig. 5c) resulta em eixo de direção com caiamento médio de 15°/N25°W, coincidente com a altitude da zona axial de algumas poucas dobras parasitas. Na estreita faixa do extremo norte, não representada em estereograma, Sn//So descreve suave curvatura que, de sul para norte, grada de N45°W45°SW para N50°E35°NW, dispondo-se, assim, sob o Complexo Caiamar e sobre o Bloco Moquém. Próximo à Zona de Cisalhamento Mandinópolis, Sn//So assume altitude EW40°N, por efeito de arrasto ao longo da falha.

Lineações minerais, particularmente freqüentes em metabasaltos pela orientação de agulhas de anfibólito, e de estiramento em ambos domínios do *greenstone belt* ocorrem segundo três sistemas principais, com duplo caiamento (Fig. 5c), comumente presente em um mesmo afloramento. Dois sistemas são ortogonais entre si e estão dispostos segundo a direção e o mergulho de Sn//So e apresentam orientação média de 15°/N25°W - 20°/S30°E e 30°/S60°W - 20°/S30°, respectivamente. O terceiro sistema é diagonal à Sn//So e tem orientação média 25°/S20°W e 50°/N65°E. As lineações dispostas segundo a direção de Sn//So são mais abundantes ao longo da periferia do *greenstone belt* onde indicadores cinemáticos indicam movimento sinistral no oeste e dextral no leste, o que sugere deslocamento do *greenstone belt* para norte, relativamente ao Complexo Caiamar e o Bloco Moquém. Entretanto, estas lineações também são freqüentes no interior da zona de falha situada longitudinalmente na porção central do *greenstone belt* (Zona de Falha Engenho Velho, Jost & Fortes 2001), onde dobras parasitas reclinadas indicam movimento dextral. Por outro lado, as lineações dispostas segundo o mergulho são ortogonais a dobras parasitas de eixo sub-horizontal e indicadores cinemáticos apontam movimento do topo para nordeste, o que sugere deslocamento do *greenstone belt* em direção ao Bloco Moquém e provavelmente a falha de empurrão do contato entre ambos também resulte deste deslocamento. As lineações transversais são menos freqüentes e, até o momento, não foram reconhecidos indicadores cinemáticos correlatos, inibindo a interpretação de seu significado cinemático e dinâmico.

PILAR DE GOIÁS O *greenstone belt* de Pilar de Goiás aflora na porção sudeste da área. A oeste limita-se com o Bloco Moquém por falha (Fig. 2), a norte com rochas do Proterozóico pela Zona de Cisalhamento Mandinópolis e, a leste e sul, ultrapassa os limites da área. Jost & Oliveira (1991) reúnem as rochas supracrustais desta faixa no Grupo Pilar de Goiás e o subdividem, da base para o topo, nas formações Córrego Fundo, Cedrolina, Boqueirão e Serra do Moinho. Estas unidades consistem, respectivamente, de metakomatiitos, metabasaltos, rochas de origem sedimentar química e metapelitos. As rochas da área mapeada pertencem às formações Córrego Fundo e Cedrolina.

A Formação Córrego Fundo tem espessura indefinida na área mapeada e predomina sobre a Formação Cedrolina em área de exposição (Fig. 2). A unidade consiste de metakomatiitos com intercalação de camada com cerca de 300 m de espessura média de mármore, rochas cálcio-silicáticas e formações ferríferas em amplas gradações laterais e verticais. Rochas cálcio-silicáticas são típicas da porção de topo da Formação Boqueirão (Jost & Oliveira 1991, Resende 1995), ao passo que formações ferríferas são em metakomatiitos (Danni et al. 1986). Entretanto, a presença de marmores, rochas cálcio-silicáticas



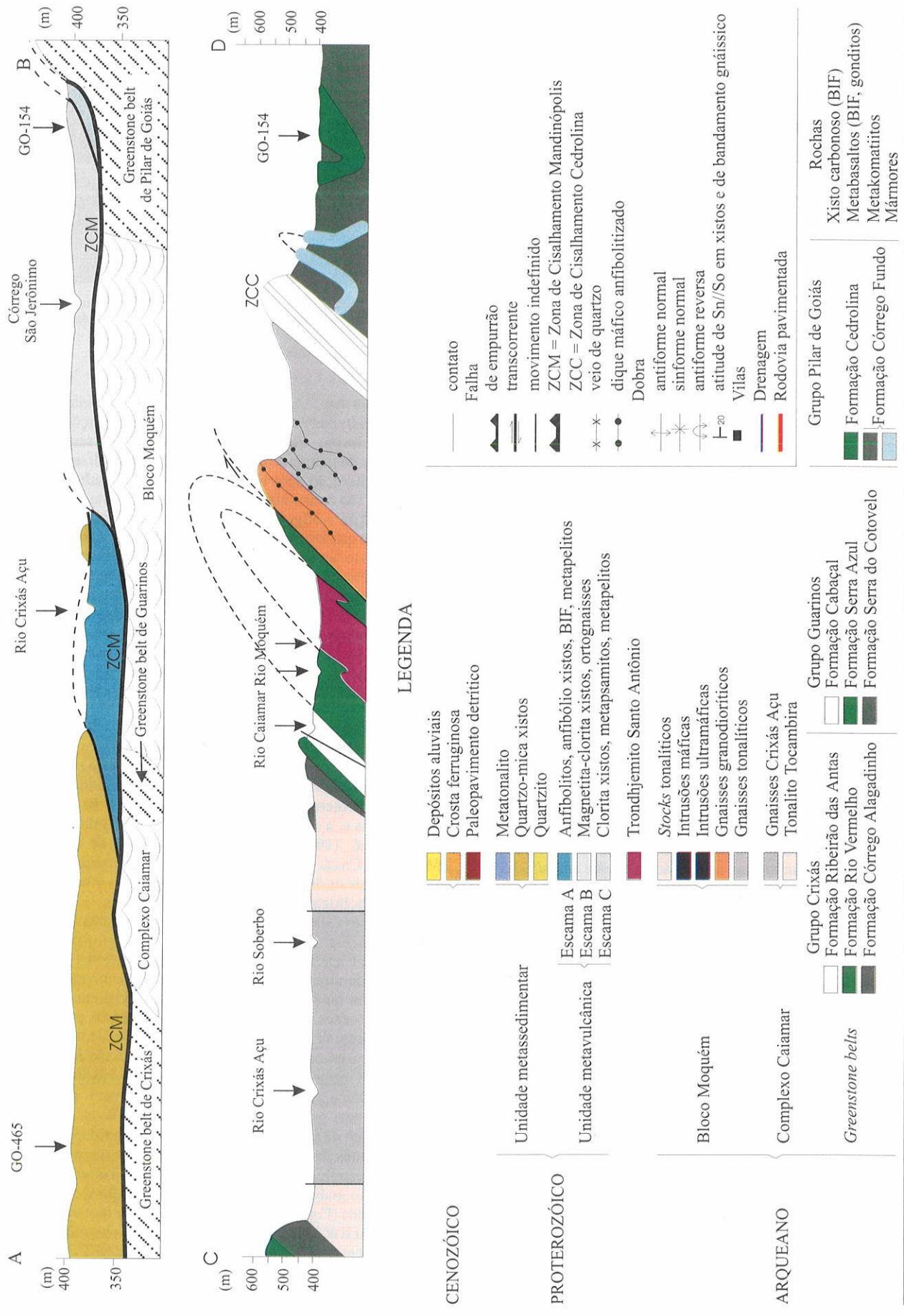


Figura 2 – Mapa geológico e seções transversais(A-B e C-D) da área situada entre Crixás e Cedrolina, Goiás.

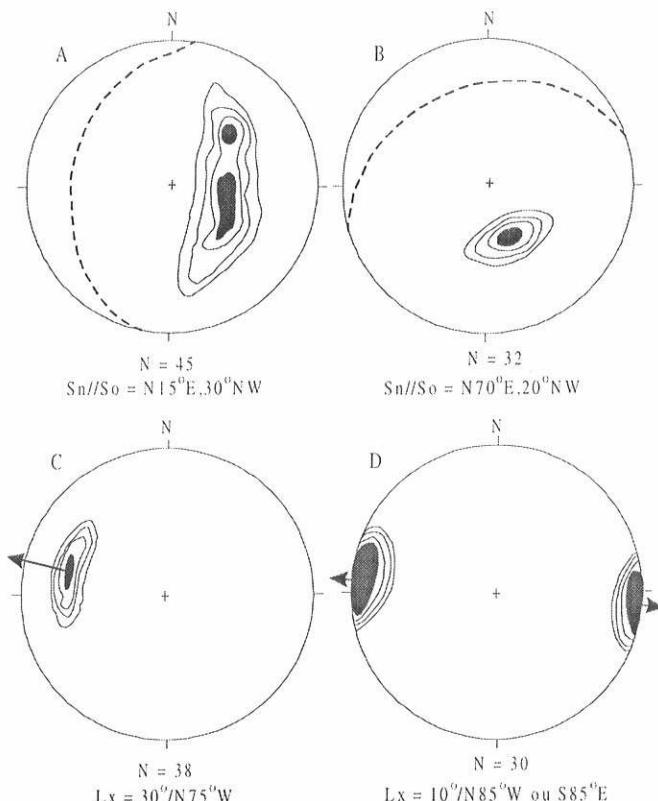


Figura 3 – Estereogramas polares (A) de Sn//So no domínio sul e (B) no domínio norte do greenstone belt de Crixás. (C) e (D) estereogramas polares de lineações (Lx) respectivamente dos domínios sul e norte. Área de máximos representa número de medidas superior a 10% do total.

e formações ferríferas associados em um único horizonte intercalado em metakomatiitos não havia sido ainda registrada no *greenstone belt* de Pilar de Goiás.

A Formação Cedrolina consiste de cerca de 500 m de metabasaltos com eventuais intercalações de formação ferrífera fácies óxido. A unidade aflora no núcleo de sinfórmica situada no extremo sul-sudeste da área, e está contornada por metakomatiitos da Formação Córrego Fundo.

A exemplo dos demais *greenstone belts* da área, o padrão estrutural no de Pilar de Goiás é dado pela variação da foliação metamórfica Sn paralela ao acamamento So e pode ser desdobrado em um domínio sul e outro norte. No domínio sul, a variação da altitude de Sn//So (Fig. 6a) descreve guirlanda com dois máximos de pólos, um resultante de altitude média NS, 30°E e outro NS, 50°W, resultantes de sucessão de antiformes e sinfórmes abertas desenhadas pela intercalação de rochas cálcio-silicáticas em metakomatiitos e pelo horizonte de metabasaltos do extremo sudeste da faixa. Pelo estereograma da figura 6a, a superfície axial média das dobras tem orientação NS, mergulho próximo da vertical e eixo horizontal, indicativo de dobras normais. A transição do domínio sul para o de norte ocorre mediante a progressiva e suave inflexão de Sn//So para NE até adquirir altitude média N40°E, 50°NW (Fig. 6b). As dobras adquirem caráter fechado a isoclinal, são inversas e, no seu todo, o domínio se comporta como homoclinal mergulhante sob a Zona de Cisalhamento Mandinópolis.

Lineações nestas rochas supracrustais compreendem eixos de dobras parasitas e lineações de estiramento, ambas mais proeminentes em metabasaltos e rochas cálcio-silicáticas. Raramente se observam lineações em metakomatiitos. As dobras parasitas no domínio de sul apresentam duplo cimento, da ordem de 5° a 10° para norte e sul, indicando que as dobras de maior porte desenhadas por Sn//So não são, como sugerido pelo estereograma da figura 6a, rigorosamente normais, mas de eixo curvo. No quadrante de norte, as dobras parasitas acompanham o encurvamento de Sn//So e adquirem altitude média 15° N35°W (Fig. 6c). Por outro lado, as lineações de estiramento assumem altitudes 35°/W e 35°/N20°W (Fig. 6c).

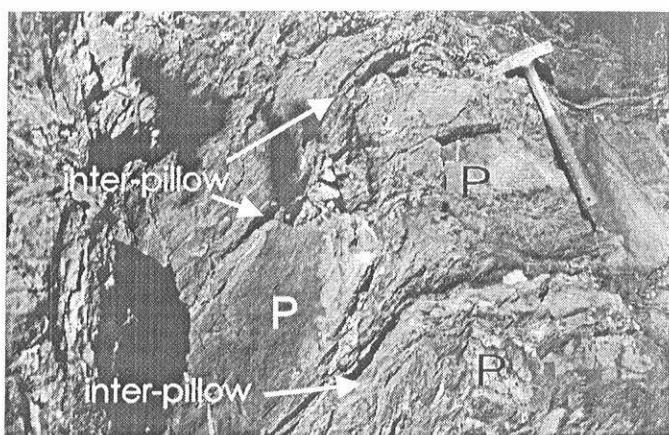


Figura 4 – Metabasaltos da Formação Serra Azul com estrutura em almofada deformada (P). Localização: coordenadas UTM aproximadas 631000W e 8379400N.

Metamorfismo As paragêneses dos metakomatiitos dos três *greenstone belts* contêm amplas variações nas proporções de serpentina, talco, clorita, tremolita e magnetita, não sendo, portanto, diagnósticas de metamorfismo regional, mas sinalizam intensidade variada de alteração após a erupção. Nos metabasaltos de Crixás as paragêneses são constituídas ora por ferro-actinolita + albite, ora ferro-tschermarkita + oligoclásio a andesina, subordinadamente clorita, clinzoisita e quartzo, indicativas de metamorfismo, respectivamente, na fácie xisto verde superior e anfibolito inferior. Nas faixas de Guarinos e Pilar de Goiás as paragêneses contêm ferro-actinolita + albite + clinzoisita da fácie xisto verde. Por outro lado, a associação tremolita + clorita magnesiana dos metabasaltos komatiíticos não permite determinar as condições de metamorfismo, mas estas podem ser deduzidas a partir dos metabasaltos associados nas três faixas. Nos filitos carbonosos a paragênese quartzo + fengita + biotita ± clorita, com granada nas zonas de cisalhamento, sugere condições da fácie xisto verde.

COMPLEXOS GRANITO-GNÁISSICOS Complexo Caiamar O Complexo Caiamar limita-se a oeste e leste, respectivamente, com os *greenstone belts* de Crixás e Guarinos, a norte com rochas do Proterozoico ao longo da Zona de Cisalhamento Mandinópolis e, a sul, estende-se para além dos limites da área (Fig. 2). Jost *et al.* (1994a) dividem o complexo, de norte para sul, EMGnisses Crixás Açu, Tonalito Tocambira e Gnaisses Águas Claras, dentre os quais os dois primeiros ocorrem na área estudada. Intrusões maficas anfibolitizadas ocorrem nas três unidades.

Os Gnaisses Crixás Açu afloram em área triangular da porção norte do complexo (Fig. 2). São cinza claro, médios a grossos, de composição tonalítica e apresentam bandamento composicional polideformado discreto a proeminente, dado pela alternância de níveis mesocráticos mais ricos em biotita a leucocráticos mais ricos em plagioclásio e quartzo, por vezes com injeções fitadas de corpos pegmatoides ou trondhjemíticos. O bandamento gnáissico descreve trajetória suavemente curva e, como mostra a figura 7a, a dispersão dos pólos de altitude da trama metamórfica sugere que a mesma desenha estrutura parcialmente dômica, com mergulhos divergentes para todos os quadrantes, mas preferencialmente para W-NW-N, em direção ao *greenstone belt* de Crixás, e sub-horizontais. A raridade de mergulhos para quadrantes de leste e sul decorre do truncamento do bloco de gnaisses pelas falhas de contato com o Tonalito Tocambira. Em geral, o bandamento gnáissico está cortado por foliação secundária suavemente ondulada (Fig. 7b) dada pela orientação de biotita e fengita, com altitude média EW, 15°S e com a qual se associa conspícuamente a linearidade de duplo cimento baixo, em média para N10°W e S10°E (Fig. 7c).

A porção mapeada do Tonalito Tocambira corresponde ao extremo setentrional de um corpo oval que se estende por cerca de 40 km para sul (vide Jost *et al.* 1994a). No extremo sudoeste da área (Fig. 2) o

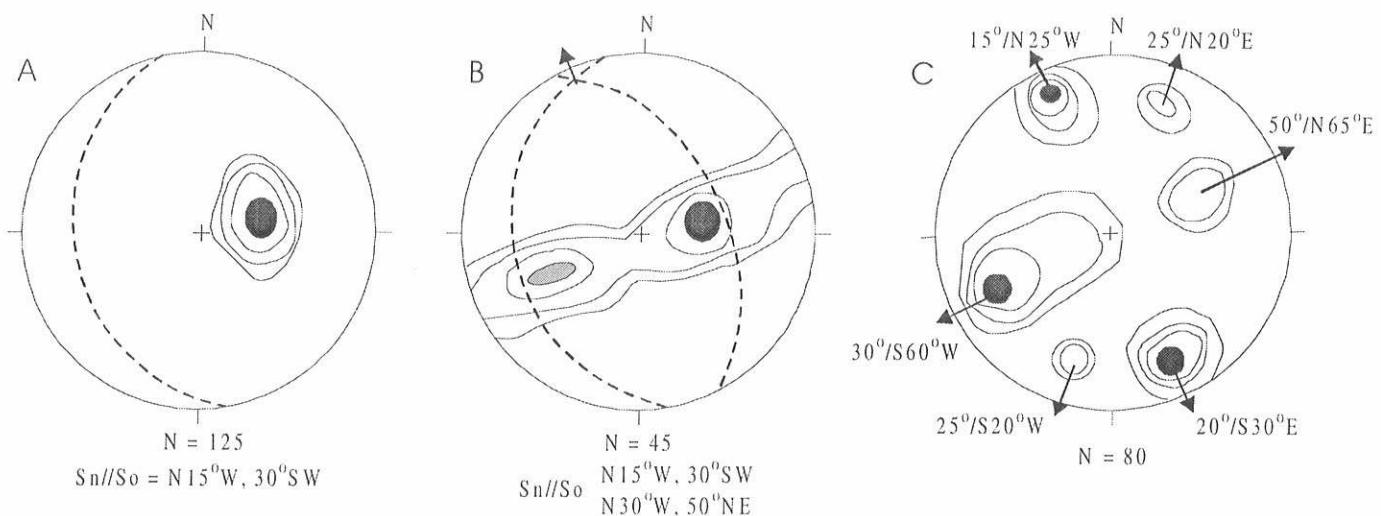


Figura 5 – Estereograma polar (a) de $Sn//So$ do setor oeste, (B) de $Sn//So$ do setor leste e (c) de linhagens (L_x) do greenstone belt de Guarinos. Área de máximos representa número de medidas superior a 10% do total.

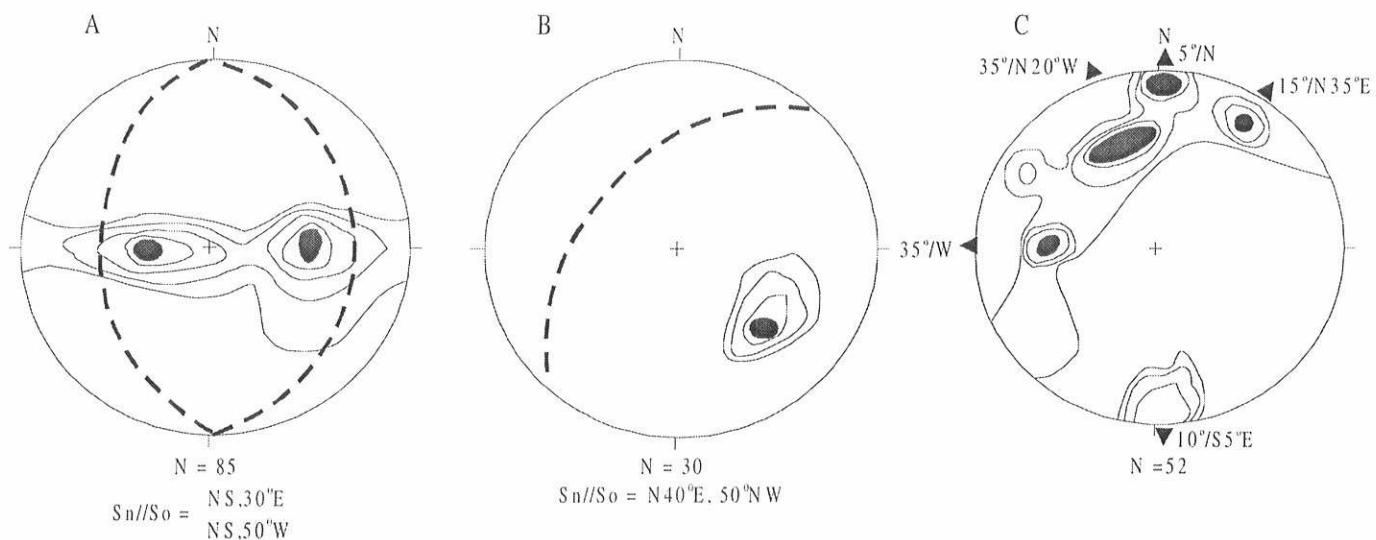


Figura 6 – Estereogramas polares de (a) $Sn//So$ no domínio sul e (b) no domínio norte do greenstone belt de Pilar de Goiás. (c) Estereograma polar de linhagens. Área de máximos representa número de medidas superior a 10% do total.

tonalito aflora como um corpo triangular, limitado a nordeste pelos Gnaisses Crixás Açu e a oeste pelo greenstone belt de Crixás. A poucas centenas de metros do limite sul da área, o tonalito contorna os gnaisses, retornando pelo centro-oeste da área, como corpo alongado segundo NS, entre os gnaisses e o greenstone belt de Guarinos. O contato do tonalito com os gnaisses é por falha e com os greenstone belts de Crixás e Guarinos é brusco. O tonalito é cinza, médio a grosso, ligeramente porfírico, e apresenta discreta e descontínua foliação dada pela orientação de biotita e plagioclásio. A foliação é paralela aos contactos e diminui de intensidade em direção ao centro do corpo (Jost *et al.* 1994a).

Freitas & Martins (1992) e Jost *et al.* (1995) descrevem efeitos de metamorfismo termal do tonalito sobre metakomatiítos e metabasaltos de Guarinos e Carmelo (1994) a presença de xenólitos de rochas supracrustais. Não há evidências de metamorfismo de contato no greenstone belt de Crixás, provavelmente obliteradas pelo manto de intemperismo. Contudo, novas evidências foram identificadas durante o presente mapeamento e compreendem, de um lado, agregados de cristais centimétricos de andaluzita (Fig. 8) pseudomorfizada por sericita, muscovita e cianita em milonitos da falha NS do limite leste dos Gnaisses Crixás Açu com o tonalito e a presença de xenólitos métricos a decamétricos de formação ferrífera, filito carbonoso e metakomatiítos em afloramento situado no extremo sudoeste da área

(Fig. 2).

Intrusões maficas anfibolitizadas ocorrem como diques nos gnaisses e no tonalito. Nos primeiros os diques ocorrem como pequeno enxame de direção NE na porção centro-norte, ou, em outras localidades, como corpos isolados de direção NW, NE e NS (Fig. 2), sempre paralelos ao bandamento gnássico. No tonalito são esparsos e paralelos aos contactos da intrusão (Jost *et al.* 1994a). Em ambos casos, as rochas dos diques são verde escuras a pretas, finas a médias e apresentam foliação e bandamento de intensidade variada.

As condições de metamorfismo regional dos Gnaisses Crixás Açu são mais bem deduzidas a partir das paragêneses dos diques, pois a sua intrusão precede a deformação regional responsável por paragêneses com hornblenda + andesina-labradorita + quartzo, indicativas da fácies anfibolito médio a superior. Nos diques alojados no tonalito, a associação de ferro-actinolita + quartzo + albite-oligoclásio + clinzoisita indica fácies xisto verde, sugerindo regime metamórfico distinto dos gnaisses.

Bloco Moquém O Bloco Moquém situa-se na porção centro-sul da área e limita-se a oeste e leste, respectivamente, com os greenstone belts de Guarinos e Pilar de Goiás, a norte com rochas do Proterozóico e a sul estende-se para além do limite da área mapeada (Fig. 2). Seus contactos com unidades adjacentes são tectônicos. Na área mapeada o

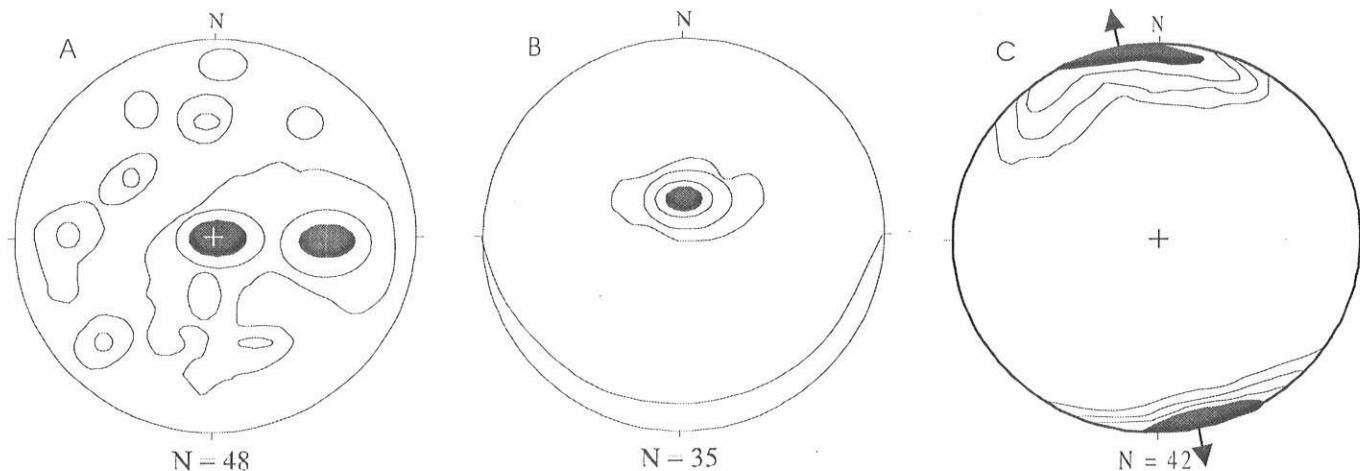


Figura 7 – Estereogramas polares de estruturas dos Gnaisses Crixás Açu. (A) – Bandamento gnássico. (B) - Foliação secundária. (C) – Lineação mineral. Área de máximos representa número de medidas superior a 10% do total.

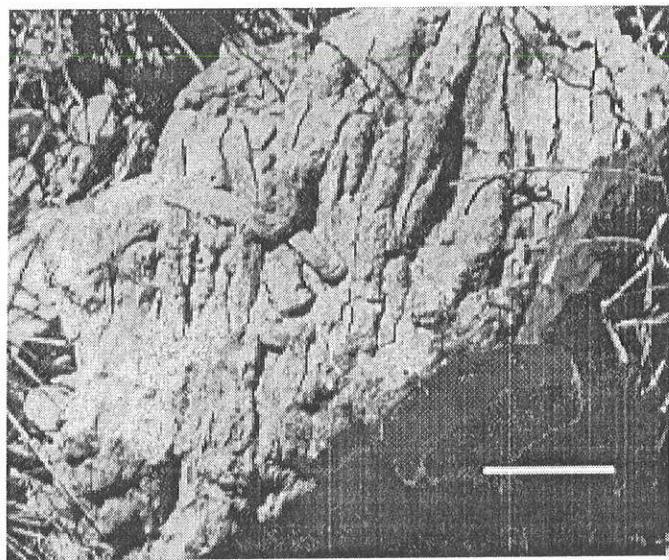


Figura 8 – Afloramento de milonitos do contato do Tonalito Tocambira com os Gnaisses Crixás Açu exibindo fenoblastos de provável andaluzita pseudomorfizados por muscovita e cianita. Barra = 2 cm. Localidade: coordenadas UTM634547W e 8376106N.

bloco contém gnaisses granodioríticos e tonalíticos, stocks tonalíticos e intrusões maficas e ultramáficas, com ausência dos gnaisses graníticos do elenco descrito por Jost *et al.* (1994b).

Os gnaisses granodioríticos ocorrem como corpo em bumerangue que contorna os gnaisses tonalíticos pelo oeste e norte. São leucocráticos, médios a grossos, bandados e, em geral, apresentam proeminente foliação e lineação de estiramento. Os gnaisses tonalíticos ocorrem na porção sudeste do bloco, no interior de depressão triangular, limitada a oeste e norte por cristas de gnaisses granodioríticos e a leste pela crista de falha do contato com o *greenstone belt* Pilar de Goiás. Os gnaisses são cinza claro, médios a grossos, foliados e descontinuamente bandados.

Dois stocks tonalíticos de contornos elípticos ocorrem na porção sul da área dos gnaisses tonalíticos, onde se destacam como elevações de vertentes em geral desnudas. As rochas das intrusões são composicionalmente semelhantes aos gnaisses, mas se distinguem pelo caráter maciço a discretamente foliado. Próximo ao contato, os stocks podem apresentar bolsões pegmatoides que se prolongam para o interior dos gnaisses. Junto ao contato ocorrem migmatitos interpretados como produtos de fusão parcial dos gnaisses durante a intrusão.

Intrusões maficas no Bloco Moquém, sob a forma de enxame de diques, foram registradas, pela primeira vez, por Jost *et al.* (1994b) na

porção meridional, e a presença de intrusões maiores por Lacerda & Lima Júnior (1996) na porção setentrional. No sul os diques são abundantes e se localizam preferencialmente no interior dos gnaisses tonalíticos, próximo ao contato com os granodioríticos (Fig. 2), diminuindo em número para norte, onde dão lugar a pelo menos nove intrusões de contorno ora irregular e com dimensões de stock, ora elípticas a circulares e diâmetro de chaminé. Independente do modo de ocorrência, as intrusões são maficas e ultramáficas, deformadas, metamorfizadas e sua orientação acompanha a trama dos gnaisses. As rochas dos diques são finas a médias, preferencialmente anfibolitos, localmente olivina anfibolitos, ao passo que as intrusões maiores são de granulação média a grossa e consistem de metagabros, localmente metapiroxenitos. Raros diques ocorrem no interior dos stocks tonalíticos.

A estrutura do Bloco Moquém é dada pelo contorno dos gnaisses granodioríticos pelo oeste e norte dos gnaisses tonalíticos (Fig. 2). A linha de contato entre ambos reproduz, de forma genérica, a trajetória da direção da trama metamórfica de ambos gnaisses e ambas são truncadas pela zona de falha de contato do bloco com o *greenstone belt* de Pilar de Goiás. O estereograma polar da figura 9a retrata a variação da trajetória da trama metamórfica de ambos gnaisses sob a forma de guirlanda. Na metade sul do bloco na área, o mergulho dos gnaisses registra um sinforme, cuja zona axial situa-se próxima do contato entre ambos litotipos. Para norte, o sinforme dá lugar a homoclinal em leque, com mergulhos para oeste sob o *greenstone belt* de Guarinos, e para norte sob a Zona de Cisalhamento Mandinópolis.

Por outro lado, os gnaisses e as intrusões maficas apresentam lineação de estiramento proeminente. Exceto ao longo do contato do bloco com o *greenstone belt* de Guarinos, onde a lineação é sistematicamente $N10^{\circ}$ - $20^{\circ}N$ (Fig. 9b) com caiamento médio de $15^{\circ}N$, nos demais setores esta mostra dispersão em leque para quadrantes de norte, eventualmente para SE, dispondendo-se ora paralela, ora diagonal ao mergulho da trama metamórfica. Indicadores cinemáticos associados à lineação de estiramento indicam que o movimento foi preferencialmente para norte. A orientação das feições estruturais dos gnaisses sugere que a estrutura regional do Bloco Moquém provavelmente consiste de parte de domo, truncado por falhas a leste, norte e oeste.

As condições de metamorfismo das rochas do Bloco Moquém são mais bem deduzidas a partir das paragêneses das rochas maficas, cuja intrusão precede a deformação regional. Exceto os olivina anfibolitos e os piroxenitos, as paragêneses das demais contêm hornblenda + labradorita + quartzo ± granada, indicativa da fácie anfibolito médio a superior. A presença local de oligoclásio/andesina + clinozoisita sugere retrometamorfismo para a fácie anfibolito inferior ou xisto verde, compatível com a parcial saussuritização do plagioclásio, a sericitização do microclinio e a cloritização da biotita dos gnaisses. Os raros diques nos stocks tonalíticos contêm ferro-actinolita + albite + clinozoisita, indicativa da fácie xisto verde.

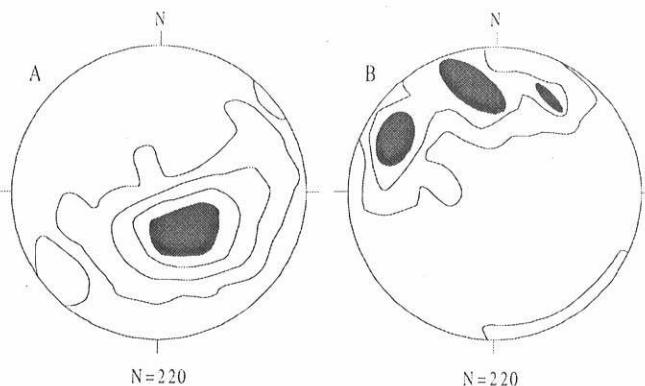


Figura 9 – Estereograma polar do bandamento gnäissico e linéações (L_x) do Bloco Moquém na área mapeada. Área de máximos representa número de medidas superior a 10% do total.

TRONDHJEMITO SANTO ANTÔNIO O primeiro registro sobre a existência desta rocha na área deve-se a Montalvão *et al.* (1981), quando a mesma foi denominada de Domo de Guarinos e interpretada como parte do Bloco Moquém e, posteriormente considerada parte do greenstone belt de Guarinos (Montalvão 1985). Jost *et al.* (1995) a denominaram de Trondhjemito Santo Antônio e a interpretaram como intrusão alojada no núcleo de dobra semi-recumbente em metabasaltos, resultante do transporte tectônico da porção setentrional do greenstone belt de Guarinos para leste, sobre o Bloco Moquém.

A intrusão está exposta no interior de uma depressão alongada segundo SE-NW, circundada por cristas altas de metabasaltos. Junto ao contato, os metabasaltos estão injetados por apófises e veios pegmatoides derivados da intrusão e apresentam paragênese de metamorfismo de contato da fácie albita-epidoto hornfelse, superposta à da fácie xisto verde de metamorfismo regional.

A rocha diagnóstica da intrusão é branca a creme, fina a média e composta por quartzo e albina, subordinadamente fengita e biotita, e proporções menores de clorita, epidoto, zircão, titanita e allanita. As micas estão, em geral, orientadas e conferem à rocha uma foliação, cuja direção varia entre NS e EW, com mergulho médio de 30° para SW e NW, compatível com a altitude de Sn//So nos metabasaltos adjacentes. Em conjunto, a intrusão e os metabasaltos encaixantes descrevem uma antiforme alongada e desventrada, de superfície axial NS mergulhante para oeste.

UNIDADES DO PROTEROZOICO A porção norte da área mapeada consiste de rochas do Proterozoico (vide Dantas *et al.* 2001), para as quais a nomenclatura estratigráfica ainda não é consensual. Resultados de trabalhos anteriores sinalizam que convergem para a área as Seqüências Mara Rosa (Ribeiro Filho 1981, Machado *et al.* 1981, Marini *et al.* 1984, Arantes *et al.* 1991, Viana 1995, Viana *et al.* 1995, Pimentel *et al.* 1997) e Chapada (Machado *et al.* 1981, Ribeiro Filho 1981, Kuyumjian 1989), proveniente de leste-nordeste e de caráter vulcâno-sedimentar, e a Seqüência Santa Terezinha (Souza & Leão Neto 1994, Biondi & Piodevin 1994, Ribeiro Filho & Lacerda Filho 1985), de oeste-noroeste e natureza sedimentar. Lacerda Filho *et al.* (1999) reúnem as três seqüências sob a denominação única de Seqüência Mara Rosa. Para contornar as incertezas de correlação, as rochas supracrustais da porção norte da área mapeada foram divididas, informalmente, em uma unidade metassedimentar e outra metavulcânica. Além de apresentarem distintas características litológicas, ambas unidades também diferem em assinaturas geofísicas e isotópicas (ver Blum *et al.* 2001 e Dantas *et al.* 2001).

Unidade Metassedimentar Esta unidade ocorre em duas porções da área, uma no terço noroeste e outra no centro-norte, e separadas pelo vale do rio Crixás Açu (Fig 2). Em ambas, as suas rochas sustentam chapadas de contornos festonados e cota superior média de 400 m e inferior de 380 m. A unidade metassedimentar repousa sobre a metavulcânica por meio de milonitos suavemente ondulados (Fig.

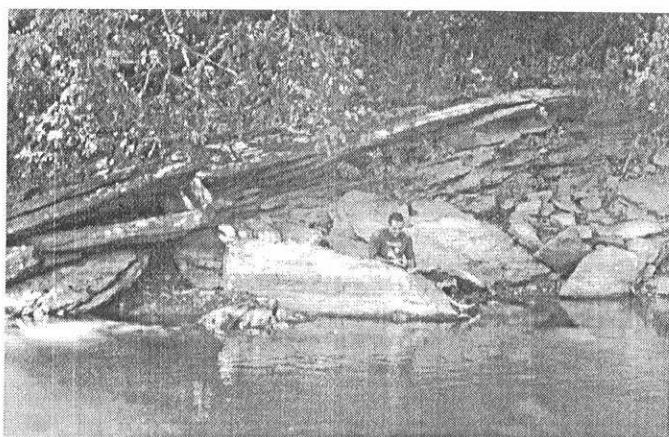


Figura 10 - Exposição de milonitos basais da unidade metassedimentar do arco magnético de Mara Rosa na margem esquerda do Rio Crixás-Açu situada nas coordenadas UTM 630014 W e 8393039 N. Cerca de 100 m a sul, na mesma margem, afloram anfibolitos foliados e polideformados da unidade metavulcânica.

10), como exposto na margem esquerda do Rio Crixás Açu. A sul o seu o contato com os terrenos arqueanos é a Zona de Cisalhamento Mandinópolis e, a noroeste e norte, estende-se para além dos limites da área.

As rochas diagnósticas desta unidade compreendem monótona sucessão de mica-quartzo xistos, localmente com granada, aos quais se subordinam lentes de quartzito e quartzito micáceo. Localmente ocorrem lentes de metagranitóides de composição tonalítica. Em vista do avançado estado de deformação, o arranjo estratigráfico destas rochas é incerto. Nas proximidades da Zona de Cisalhamento Mandinópolis os xistos repousam tectonicamente sobre baixa crista de quartzitos e os metagranitóides são prováveis imbricações ao longo de descontinuidades tectônicas nos xistos.

A homogeneidade dos xistos inibe a observação do acamamento original (So). Contudo, este pode ser deduzido a partir de bancos com proporções distintas de quartzo, mica branca e biotita. O acamamento está, em geral, melhor preservado nos quartzitos e é dado por distintas proporções de quartzo e mica branca, que resultam em variações laterais e verticais de fácies ou em alternâncias de leitos milimétricos a centimétricos. Quando presente, So é sempre paralelo à foliação metamórfica, indicativo de transposição durante a formação de dobrões fechadas a isoclinais. Na porção de oeste, a altitude de Sn//So é variável, mas se concentra em dois máximos (Fig. 11a), um situado em cerca de N30°W, 60°NE e outro EW, 70°N50°. Ambos máximos, combinados com altitudes menos freqüentes, dispõem-se segundo uma guirlanda, o que retrata a variação de Sn//So segundo sucessivas antiformes e sinformes (vide Fig. 2), de superfície axial aproximadamente vertical e eixos NS com caiimento médio de 15°N em antiformes e 5°S em sinformes (Fig. 11b). Já na porção leste, situada no centro-norte da área mapeada, a altitude de Sn//So se concentra em apenas um polo de máximas (Fig. 11c) centrado no estereograma polar, retratando os mergulhos preferencialmente baixos dos xistos naquele setor, com baixa dispersão para todos os quadrantes, fruto de uma estrutura geral dômica.

Em ambos setores, freqüentemente Sn//So é acompanhada de linéações de estiramento segundo o mergulho, foliação S-C, sombras de pressão assimétricas em porfiroblastos de granada e, localmente, de eixos de dobras parasitas. Dobras em bainha são feições locais. Como mostra a figura 11b, as orientações destas linéações são todas coincidentes e voltadas preferencialmente para norte, com caiimento médio da ordem de 15°, com dispersão para os quadrantes NW e NE. Cinematicamente, estas feições indicam que o transporte tectônico na unidade metassedimentar ocorreu com deslocamento do topo dirigido preferencialmente para sul. Entretanto, linéações com dispersão para ENE são aparentemente mais abundantes no extremo oeste da área de ocorrência da unidade metassedimentar, onde os indicadores cinemáticos indicam deslocamento de topo de noroeste para sudeste.

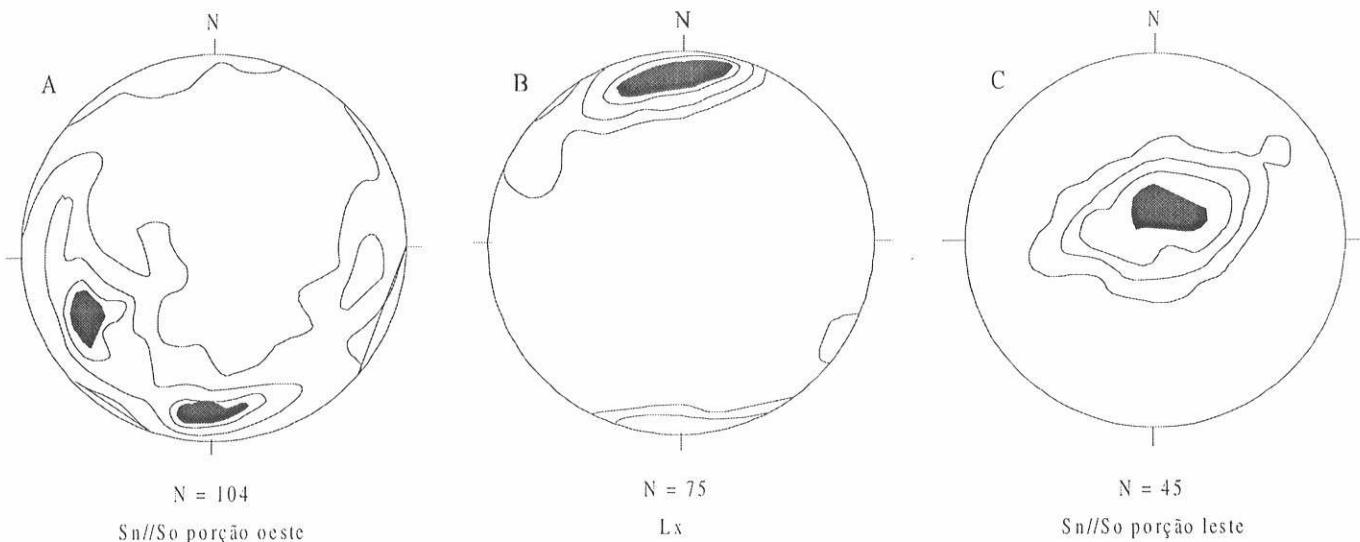


Figura 11 – Unidade metassedimentar: (a) - Estereograma polar de Sn//So da unidade metassedimentar situada na porção oeste. (b) – Estereograma polar de linhas de estiramento, mineral e de eixos de dobras parasitas das porções oeste e leste. (c) - Estereograma polar de Sn//So da porção leste. Área de máximos representa número de medidas superior a 10% do total.

Em geral, no entanto, o paralelismo entre eixos de dobras e as linhas de estiramento sugere que a unidade metassedimentar está regionalmente estruturada em dobra em bainha, com vergência para sul, subordinadamente sudeste.

As paragêneses de metamorfismo regional nos metapelitos consistem de quartzo + fengita \pm biotita \pm granada, compatível com a fácie xisto verde, zona da granada. A parcial transformação de biotita e granada em clorita indica retrometamorfismo para a fácie xisto verde, zona da clorita.

Unidade Metavulcânica Esta unidade aflora ao longo do vale do rio Crixás Açu e se estende para leste, contornando, pelo sul, a unidade metassedimentar da porção centro-norte e daí, para leste e norte, além do limite da área. A unidade sustenta uma rampa de declive suave para sul, de cota máxima 460 m e mínima de 380 m, respectivamente a norte e a sul. O seu limite sul é a Zona de Cisalhamento Mandinópolis, a qual é marcada por crista que mimetiza cuesta com escarpa voltada para sul. Em geral, as rochas desta unidade estão intemperizadas, com raros afloramentos nos interflúvios e vertentes, mas bem expostas nos talvegues e leitos da drenagem.

Dados petrográficos, estruturais e resposta geofísica (Blum et al. 2001) da unidade metavulcânica permitem subdividi-la em três domínios (Fig. 2). Os contatos entre os domínios são zonas de milonitos de mergulho moderado a baixo, sugerindo que os domínios sejam esca-

mas de empurrão, cujas características serão, nos parágrafos seguintes, descritas sob a designação de escamas A, B e C, de oeste para leste e de posições estruturais superiores para as inferiores (Fig. 2).

A escama A é composta por uma variedade de anfibólito xistos (Fig. 12a), subordinadamente anfibolitos e, localmente, metapelitos. Os anfibólito xistos são o litotipo diagnóstico da escama e consistem de rochas com proporções variadas de hornblenda, comumente em fenoblastos milimétricos a centimétricos (Fig. 12b), andesina, mica branca, biotita e quartzo, subordinadamente granada, epidoto, titanita, turmalina e, por vezes microclínio e augita. Composicionalmente, os protólitos destes xistos apresentam derrames, piroclásticas e epiclásticas andesíticas.

Os anfibolitos são raros e foram registrados apenas na porção sudoeste da área de ocorrência desta escama, no leito do rio Crixás Açu. São verde-escuros, finos, em geral polideformados, e consistem de hornblenda e andesina/labradorita, subordinadamente quartzo, ilmenita, titanita e epidoto.

Os metapelitos ocorrem como lentes na porção centro-sul da escama, em meio a anfibólito xistos. Comumente apresentam acamamento rítmico fino, são cinza, finos, contêm proporções variadas de quartzo, biotita, mica branca e opacos e provavelmente representam protólitos epiclásticos.

A escama B consiste, em mais de 95%, de uma variedade de clorita xistos, com eventuais intercalações de biotita xisto e gnaisse quartzo-

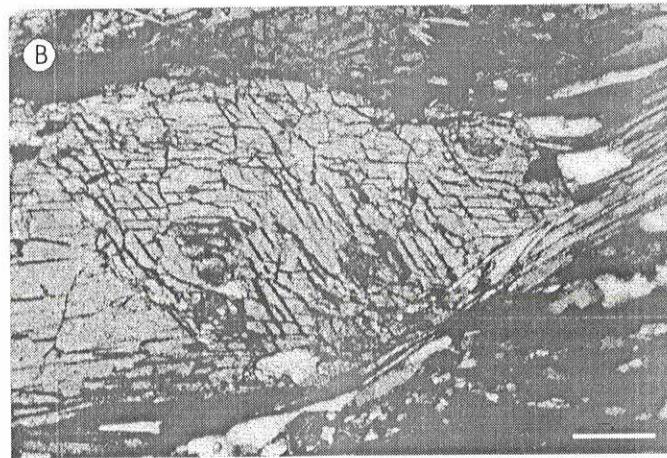
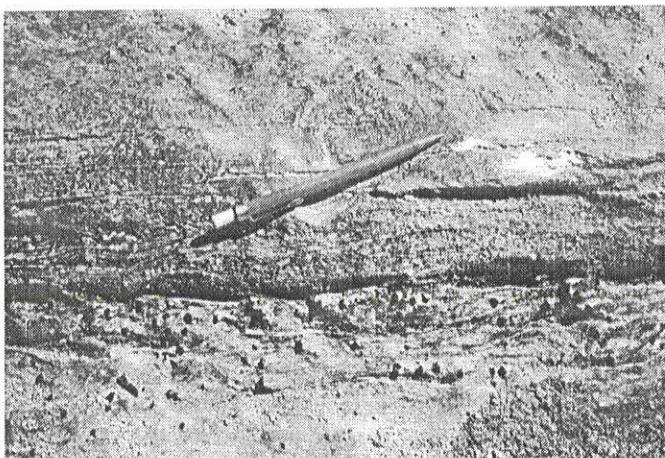


Figura 12 – (a) - Afloramento de anfibólito xisto da escama A, mostrando acamamento dado por leitos com proporções variadas de fenoblastos de granada (pontos escuros) e distintas granulações. Localização: coordenadas UTM 631802 W e 8392465 N. (b) - Lâmina delgada de anfibólito xisto exibindo fenoblasto de hornblenda em matriz muito fina de hornblenda, plagioclásio, quartzo e acessórios. Luz polarizada. Barra = 1.0 cm.

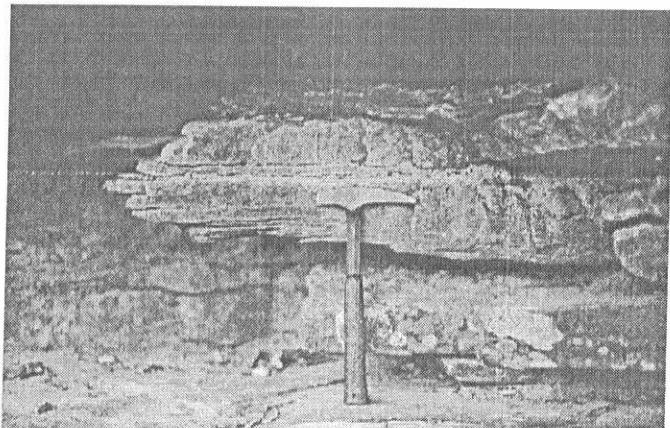


Figura 13 – Escama B da unidade metavulcânica. Afloramento de metatufo andesítico com intercalação de metatufo dacítico (centro da fotografia). Localidade: leito do Córrego São Gerônimo.

feldspáttico. As melhores exposições dessas rochas ocorrem ao longo dos leitos dos córregos São Gerônimo e Teixeira. Os clorita xistos são verde, finos a muito finos e apresentam bandamento dado pela alternância de bancos decamétricos a métricos que se distinguem pela granulação e por variações compostionais. São constituídos por proporções variadas de clorita, muscovita, quartzo, cloritóide e, por vezes, magnetita em fenoblastos de até 1 cm. Rochas ricas em magnetita são particularmente comuns na porção centro-norte da escama. Os protólitos desses xistos são, provavelmente, tufo andesítico e rochas epiclásticas correlatas.

Os gnaisses quartzo-feldspáticos (Fig. 13) são mais freqüentes no limite nordeste da escama B, mas também se intercalam em clorita xistos de outras localidades da área. Os gnaisses são branco-amarelados a creme, finos a muito finos, contêm fenoclastos milimétricos de microclínio e muscovita e são, em geral, maciços a discretamente foliados. Texturas vulcânicas reliquias são comuns, particularmente fenoclastos de microclínio com golhos de corrosão. Os protólitos desses gnaisses são possivelmente tufo dacítico a riadacítico, ou mesmo intrusões felsicas subvulcânicas.

A escama C também é dominada por clorita xistos, mas difere da B pela maior abundância de quartzo, ausência de magnetita e por intercalações lenticulares de quartzo e raros metarrítmitos. Os últimos ocorrem preferencialmente próximos da Zona de Cisalhamento Mandinópolis.

A feição estrutural mais proeminente das três escamas é a foliação metamórfica (Sn) paralela ao acamamento (So). Lineações de estiramento são freqüentes, mas indicadores cinemáticos são raros e consistem de sombras de pressão assimétricas em porfiroblastos, foliação S-C e dobras parasitas. O estereograma da figura 14a resume a atitude de Sn//So das três escamas e a figura 14b a orientação de lineações. Apesar da aparente orientação comum de Sn//So sugerida pela figura 14a para os três domínios, a atitude da trama metamórfica destas rochas varia internamente em cada escama e varia de uma para outra.

Assim, na porção oeste da escama A a direção média de Sn//So é N30°W, com mergulho entre 5° e 20° para SW e NE, definindo suaves sinformes e antiformes assimétricas de superfície axial N30°W15°SW. No extremo sudeste desta escama, Sn//So é paralela à atitude dos milonitos da Zona de Cisalhamento Mandinópolis e, daí para leste, ao longo do contorno sul da unidade metassedimentar, inflete para N40°E20°NW, tornando-se diagonal a paralela à falha do limite com a escama B. O cimento médio da lineação de estiramento é 10°/N30°W no oeste, coincidente com eixos de dobras parasitas de Sn//So, sugerindo dobra em bainha. A leste, junto à falha limítrofe com a escama B, a lineação é ortogonal a oblíqua a Sn//So e ao eixo das dobras parasitas, sugerindo que a falha é uma rampa oblíqua. Os indicadores cinemáticos desta escama apontam vergência do topo para sul.

No limite oeste da escama B a atitude média de Sn//So é N40°E20°NW, paralela à falha do contato com a escama A e, para leste, situa-se entre N40°E15°NW e N40°W20°NE, descrevendo suaves

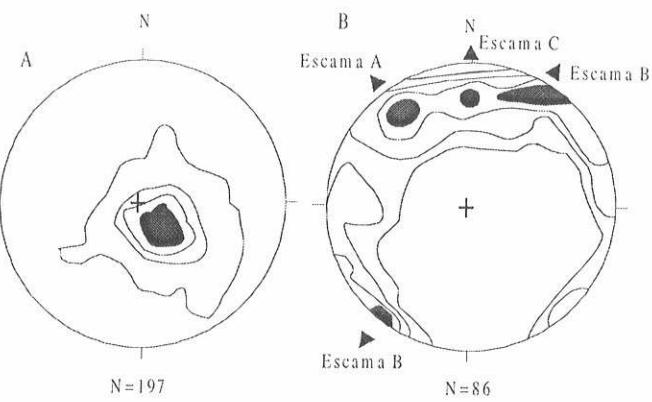


Figura 14 – Estereograma polar de (a) – Sn//So e (b) – lineações de estiramento e eixos de dobras parasitas da unidade metavulcânica. Área de máximos representa número de medidas superior a 10% do total.

antiformes e sinformes simétricas, com superfície axial NS vertical. Próximo à Zona de Cisalhamento Mandinópolis, Sn//So é sempre paralela à foliação milonítica da falha. A lineação de estiramento tem cimento médio 15°/N30°E e é discretamente diagonal aos eixos de dobras parasitas. Os indicadores cinemáticos mostram vergência do topo para SSW.

Na escama C, a orientação de Sn//So acompanha, em geral, a atitude da Zona de Cisalhamento Mandinópolis e suas inflexões. A lineação de estiramento tem cimento médio de 15°/N e os indicadores cinemáticos mostram vergência do topo para sul.

As paragêneses metamórficas da escama A contém hornblenda + andesina/labradorita + quartzo ± muscovita ± biotita ± granada, indicativas da fácie anfibolito, e contrastam com as observadas nas demais escamas, as quais se caracterizam por clorita + albite + clinozoisita + quartzo ± cloritóide ± biotita ± fengita da fácie xisto verde. Isto aponta para uma descontinuidade metamórfica entre as escamas A e B.

ZONAS DE CISALHAMENTO

As principais zonas de cisalhamento da área compreendem a falha de empurrão do contato entre o *greenstone belt* de Guarinos e o Bloco Moquém (Jost et al. 1995), a Zona de Falha Engenho Velho (Jost & Fortes 2001), a do contato entre o Bloco Moquém e o *greenstone belt* de Pilar de Goiás (Jost et al. 1994b), aqui denominada de Zona de Cisalhamento Luzelândia e a do contato entre os terrenos arqueanos e proterozóicos (Zona de Cisalhamento Mandinópolis) e suas derivadas. Apenas as duas últimas serão detalhadas nos parágrafos seguintes, devido a dados levantados durante o mapeamento que complementam a descrição da primeira por Jost et al. (1994b) e são inéditos para a última.

Zona de Cisalhamento Luzelândia

Jost et al. (1994b) relatam que o contato entre o Bloco Moquém e o *greenstone belt* de Pilar de Goiás é marcado por duas falhas convergentes, uma na metade sul e outra na metade norte. A de norte emergiria sob os terrenos proterozóicos com direção NS e, no ponto de convergência, infletiria para sudoeste, dissipando-se no Bloco Moquém. Cerca de 12 km da falha de norte ocorrem na área mapeada.

No extremo norte, a falha emerge sob a Zona de Cisalhamento Mandinópolis, como faixa com cerca de 250 m de largura de milonitos e alarga-se gradualmente para sul, até alcançar 1.500 m. A estrutura tem traço linear, modificado por suave inflexão na porção mediana. Na inflexão, a falha está cortada por diversas falhas direcionais NW resultantes do encurvamento.

A deformação mais intensa ao longo da falha se concentra nos gnaisses do Bloco Moquém. Seções transversais de oeste para leste mostram que os gnaisses dão gradualmente lugar a milonito-gnaisses e estes a milonito-xistos ricos em quartzo e mica branca grossos, por vezes com porfiroblastos centimétricos de granada. Os milonitos contêm, em vários locais, veios de quartzo que têm sido investigados para ouro. No extremo sul, adjacente aos gnaisses tonalíticos do Bloco

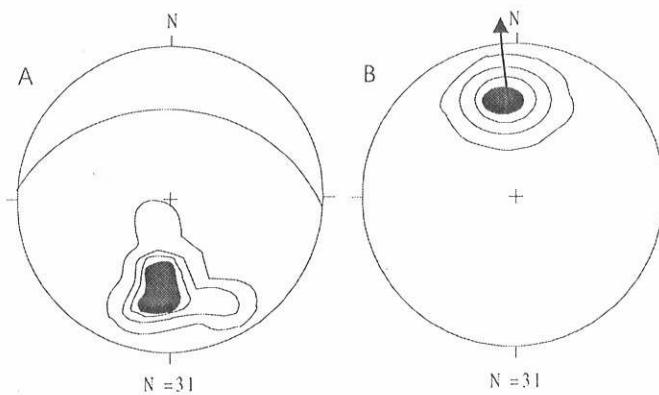


Figura 15 – Estereograma polar(a) da foliação milonítica e (b) de linhas (Lx) da Zona de Cisalhamento Mandinópolis. Área de máximos representa número de medidas superior a 10% do total.

Moquém, a falha contém um bloco imbricado com cerca de 500 m de largura e, no mínimo, 5 km de comprimento, constituído de milonitos de rochas cálcio-silicáticas e formações ferríferas do *greenstone belt* de Pilar de Goiás.

No *greenstone belt*, em virtude do caráter mais dúctil das supracrustais, comparativamente aos gnaisses do Bloco Moquém, os efeitos da falha consistem de estreitas faixas de milonito-xistos derivados de metakomatiitos e metabasaltos e que pouco diferem dos seus protólitos metamórficos. Em geral, os milonitos estão injetados por diques de plagiogranito (Danni *et al.* 1986) ou trondhjemitos (Jost *et al.* 1992), comumente caulinizados.

A altitude média da foliação dos milonitos é, nos extremos norte e sul, N10°E, 40°W, e na inflexão, N30°E, 40°NW. Jost *et al.* (1994b) interpretam a falha como transcorrente. Entretanto, no interior da zona de máxima deformação geralmente ocorrem duas linhas de estiramento, uma de baixo caiamento a horizontal, superposta por outra de caiamento médio de 40° para quadrantes de oeste. Os indicadores cinemáticos mostram que o deslocamento relativo entre o Bloco Moquém e o *greenstone belt* de Pilar de Goiás pode ter sido inicialmente transcorrente sinistral (rampa lateral?), com reativação por movimento inverso (rampa frontal?) dos gnaisses sobre as supracrustais.

Zona de Cisalhamento Mandinópolis Desde Marini *et al.* (1984), o contato entre os terrenos arqueanos e proterozóicos na área mapeada é interpretado como falha, mas as suas características eram, até o presente, desconhecidas. Na área estudada, a falha tem 45 km de comprimento e a zona de máxima deformação tem, em média, 300 m de largura de milonitos e ultramilonitos simetricamente marginados por protomilonitos. Ao longo do segmento onde esta estrutura é o contato entre rochas do Arqueano e a escama A das do Proterozoico, os milonitos derivam de anfibolitos, anfibólito xistos e gnaisses. Nos demais setores, os milonitos também derivam de ambos segmentos e estão entremeados de imbricações lenticulares, por vezes de comprimento quilométrico, de rochas típicas de *greenstone belts* e enxames de veios de quartzo leitoso de dimensões variadas, ambos cisalhados e paralelos à altitude da zona de falha.

A deformação associada à falha foi acompanhada de alteração hidrotermal representada por carbonatação disseminada, de intensidade crescente dos protomilonitos aos milonitos. O carbonato ocorre como porfiroblastos de até 2 mm e está comumente oxidado, sugerindo tratar-se de ankerita.

Como mostra a figura 15a, a altitude média da foliação milonítica desta zona de cisalhamento é aproximadamente EW, 30°N. A dispersão no estereograma resulta de variação na direção ao longo da mesma, como mostra a figura 2a. Os milonitos apresentam, em geral, linhação de estiramento com caiamento médio 40°/N5°E, com moderada dispersão entre 10° e 50° para NE e NW. Indicadores cinemáticos, tais como porfiroblastos rotacionados de granada e sombras de pressão assimétrica indicam transporte das rochas do Proterozoico dominante-

mente para sul, por vezes para sudeste, sobre os terrenos arqueanos. A variação da altitude das linhas sugere que o deslocamento ao longo da zona de cisalhamento foi variável, mas assumiu caráter preferencial de rampa frontal, com variações para rampa ora lateral ora oblíqua.

Algumas falhas menores derivam desta zona de cisalhamento de forma tangencial e se prolongam aos segmentos proterozóico e arqueano (Fig. 2), apresentando estruturas de segunda ordem. Nas rochas do proterozóico, a mais importante é a que limita as escamas A e B, cujos milonitos têm altitude N45°E, 40°NW. No segmento arqueano, as principais falhas cortam o Bloco Moquém e o *greenstone belt* de Guarinos com direção N60°E a N75°E e são marcadas por veios de quartzo. Sucessivas falhas de hierarquia similar, com direções NE a NW, projetam-se para o interior do *greenstone belt* de Crixás e são responsáveis pelo formato em cúspide da porção norte do mesmo.

UNIDADES CENOZÓICAS

Geomorfologicamente, a área situa-se em região de extenso pediplano, cujas cotas mais elevadas, situadas no extremo sul, são da ordem de 850 m, sustentadas por rochas arqueanas. As cotas menores, da ordem de 450 m, ocorrem no extremo norte, no domínio das rochas proterozóicas. As unidades cenozóicas estão intimamente associadas à evolução e dissecação desta superfície e compreendem crostas ferruginosas, conglomerados de paleocanais e aluviões recentes.

As crostas ferruginosas são freqüentes na área de ocorrência das rochas proterozóicas e raras no domínio arqueano e balizam a cota de 450 m. São compactas ou concrecionárias, marrom escuro mesclado de amarelo ocre, por vezes com fragmentos erráticos de quartzo leitoso e representam resíduos de outrora extensos horizontes B inferior de solos sobre saprólito do substrato. A ausência de horizontes superiores resulta de sua erosão, denotando que as crostas são antigas, provavelmente do final do Cretáceo ou início do Terciário, e representam prolongado período de clima tropical.

Restos de paleocanais fluviais suspensos ocorrem em diversos locais da área, três dos quais com expressão cartográfica (Fig. 2). Os paleocanais ocorrem como estreitas calhas engastadas nas crostas ferruginosas, não raro alcançando o saprólito subjacente, e sua cota de ocorrência situa-se, no mínimo, 80 m acima do leito da drenagem atual mais importante das proximidades. Em seção transversal os paleocanais são côncavos, irregulares, com largura superior a 50 m e estão preenchidos por conglomerados com arcabouço de seixos e blocos arredondados e subelípticos de quartzo leitoso, crosta ferruginosa e, por vezes, formações ferríferas, em matriz arenosa. A dimensão dos elastos, o seu arredondamento e a escassez de matriz indicam que os cursos d'água possuíam alta energia e a sua imbricação sugere fluxo preferencial para norte. O entalhamento das crostas ferruginosas pelos canais e as propriedades dos conglomerados sugerem que o regime climático foi semi-árido e o par crosta/paleocanal registra uma flutuação climática, provavelmente no Terciário.

As aluviões dos principais cursos d'água da área compreendem depósitos de terraços, barras de canal, diques marginais e de planície de inundação. Os terraços são normalmente em número de três, em desniveis entre 5 e 8 m, e podem ocorrer a distâncias de até 150 m, simetricamente dispostos aos canais atuais. Consistem de camadas métricas de cascalho ou de areia grossa e são atribuídos ao rebaixamento sucessivo do nível de base durante o Holoceno. As barras de canal caracterizam-se por cascalho e areia grossa, os diques marginais por areia média a fina e as planícies de inundação por lama e areia muito fina.

CONCLUSÕES

O mapeamento geológico realizado permitiu registrar alguns aspectos novos nos terrenos arqueanos, mas o entendimento do conteúdo litológico, estratigráfico e estrutural completo dos mesmos carece da integração com os segmentos anteriormente mapeados que se estendem para sul da área estudada. Por outro lado, o mapeamento também permitiu definir que os terrenos proterozóicos comportam duas unidades proterozóicas maiores, de características litológicas, estruturais e metamórficas particulares, até então pouco conhecidas e que abrem novas perspectivas para um melhor entendimento do seu conteúdo e significado tectônico. Ademais, o melhor conhecimento da natureza e aspectos dinâmicos e cinemáticos do con-

tato entre ambos segmentos, com claras evidências de vergência que contrasta com a comumente registrada na Faixa Brasília, implica na intensificação de estudos de detalhes estruturais em outras áreas do Maciço de Goiás que o expliquem e subsidiem uma melhor compreensão das variações da trajetória do transporte tectônico na faixa durante o Proterozóico e suas causas.

Agradecimentos

À Universidade de Brasília pelos recursos para

a realização do mapeamento geológico, ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pelas Bolsas de Produtividade de H. Jost, R. A. Fuck, M.M. Pimentel e P.R. Meneses e a dois revisores anônimos da RBG pelas sugestões ao texto original.

Referências

- Arantes D., Osborne G.A., Buck P.S., Porto C.G. 1991. The Mara Rosa volcano-sedimentary sequence and associated gold mineralization. In: E. Ladeira (editor) *Brazil Gold '91*, Balkema, Rotterdam, pp.: 221-229
- Biondi J.C. & Piodevin J.L. 1994. Idade da mineralização e da Sequência Santa Terezinha (Goiás-Br). In: SBG, Congr. Bras. Geol., 36, Camboriú, *Resumos Expandidos*, 1:302-304.
- Blum M.L.B., Silva A.M., Jost H., Brod J.A., Fuck R.A., Meneses P.R., Spigolon A.L.D., Maas M.V.R., Souza M.M., Teixeira A.A., Lima B.E.M., Campos M.O. 2001. Aerogeofísica como suporte ao mapeamento geológico do limite entre terrenos arqueanos e proterozóicos do Maciço de Goiás na região de Crixás-Cedrolina, GO. *Rev. Bras. Geoc.*, 31:
- Carmelo A.C. 1994. *Integração de imagens TM/LANDSAT - 5 e gamaespectrométricas no estudo geológico do Complexo de Caiamar na região de Crixás, GO*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 63pg.
- Carvalho M.T.N. 1999. *Integração de dados geológicos, geofísicos e geoquímicos aplicados à prospecção de ouro nos greenstone belts de Pilar de Goiás e Guarinos*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 187 pg.
- Castro J.H.F. 1981. Mapeamento geológico 1:100.000 – Relatório Específico interno. Metáis de Goiás S.A. – METAGO, Goiânia, 22 pp. (inédito)
- Danni J.C.M. & Ribeiro C.C. 1978. Caracterização da sequência vulcanossedimentar de Pilar de Goiás e Guarinos, Goiás. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 30, Aracaju, *Anais*, p. 582-596.
- Danni J.C.M., Fuck R.A., Leonardos O.H. 1982. Archean and Lower Proterozoic units in central Brazil. *Geologische Rundschau*, 71:291-317.
- Danni J.C.M., Jost H., Winge M., Andrade G.F. 1986. Aspectos da evolução dos terrenos greenstone: o exemplo da região de Cedrolina, Goiás. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 34, Anápolis, *Anais*, pp.: 570-584
- Dantes C.L., Jost H., Fuck R.A., Brod J.A., Pimentel M.M. 2001. Proveniência e idade deposicional de seqüências metavulcânicas-sedimentares da região de Santa Terezinha de Goiás, baseada em dados isotópicos Sm-Nd e de U-Pb em monocrystal de zircão. *Rev. Bras. Geoc.*, 31:
- Drago V.A. 1981. Projeto RADAMBRASIL – Folha SD.22-Goiás, geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, DNPM. (Levantamento de Recursos Naturais, 25p).
- Freitas A.L.S. & Martins M.C.A. 1992. Projeto Guarinos Norte: área Barra dos Rios Moquém e Caíamas. Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, *Monografia de Graduação*, 67 pgs.
- Jost H. & Ferreira Filho C.F. 1987. Geologia da região meridional do greenstone belt de Guarinos, GO. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília (inédito), 25 pgs.
- Jost H. & Fortes P.T.F.O. 2001. Gold deposits and occurrences of the Crixás Goldfield, central Brazil. *Mineralium Deposita* (no prelo)
- Jost H. & Oliveira A.M. 1991. Stratigraphy of the greenstone belts, Crixás region, Goiás, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 4:201-214.
- Jost H., Carmelo A.C., Menezes P.R. 1994a. Litologias, relações de contato e estruturas do Bloco do Caiamar, Crixás, Goiás. SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 4, Brasília, *Resumos Expandidos*, p. 18-20.
- Jost H., Kuyumjian R. M., Freitas A.L.S., Costa A.L.L., Nascimento C.T.C. Vasconcelos F.M., Galotti L., Martins M.C.A., Carvalho M.N., Condé V.C. 1995. Geologia da porção norte do greenstone belt de Guarinos, GO. *K ev. Bras. Geoc.*, 25:51-60.
- Jost H., Vargas M.C., Fuck R.A., Kuyumjian R.M., Pires A.C.B. 1994b. Relações de contato, litologias, geologia estrutural e geofísica do Bloco Arqueano do Moquém, Crixás, Goiás. SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, IV, Brasília. *Resumos Expandidos*, p. 15-17.
- Kuyumjian R.M. 1981. *Geologia e mineralizações auríferas do greenstone belt da faixa Crixás, GO*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 69 p.
- Kuyumjian R.M. 1989. Geoquímica e significado do posicionamento geotectônico de rochas plutônicas da região da Chapada, Goiás, Brasil. In: SBG: Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, *Anais*, pp.: 195-201
- Lacerda Filho J.V., Rezende A., Silva A. 1999. *Geologia e recursos minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*. CPRM/METAGO/UnB, Goiânia. Mapa geológico e de recursos minerais, escala 1:500000.
- Lacerda H. & Lima Júnior E.A. 1996. *Mapa geológico do greenstone belt de Crixás – faias Guarinos e Pilar de Goiás*. MME/DNPM, 6º Distrito, Goiânia
- Machado E.C., Souza C.J.M., Silva M.A., Berbert C.A. 1981. *Projeto Porangatu: Relatório Final, Etapa II*. DNPM/CPRM, 1, 246 pgs.
- Magalhães, L.F. 1991. *Cinturão de cisalhamento de empurrão Córrego Geral/Meia Pataca: geologia, deformação, alteração hidrotermal e mineralizações auríferas associadas (Crixás, Goiás)*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 233 pg.
- Marini Q.J., Fuck R.A., Danni J.C.M., Dardenne M.A., Logrécio S.O.C., Ramalho R. 1984. As faixas de dobramento Brasília, Urucuá e Paraguai-Araguaia e o maciço Mediano de Goiás. In: C. Schobbenhaus Filho, D.A. Campos, G.R. Derzy, H.E. Assmus (editores) *Geologia do Brasil – Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, 1:2.500.000*. MME/DNPM, Brasília, pp. 251-303
- Montalvão R.M.G. & Araújo H.T. 1979. Reconhecimento geológico na região de Crixás-Auriverde-Guarinos-Pilar de Goiás-Hidrolina-Itapaci. Folha SD.22, Goiás. Projeto RADAMBRASIL. (Relatório Interno), 24 p. Goiânia, GO.
- Montalvão R.M.G., Lopes L.M., Pereira L.G.M. 1981. Petrologia dos komatiitos de Crixás, Goiás. SBG, Núcleo do Centro-Oeste, *Bol. Inf.*, 10, p. 89-113.
- Oliveira C.G. & Pimentel M.M. 1998. Geology of the northern part of the Hidrolina Dome and Sm-Nd isotopic data for metavolcanic and granitoid rocks in the Campinorte region, Goiás, Central Brazil. In: International Conference on Basement Tectonics, 14, Ouro Preto, *Abstracts*, pp 55-56
- Pimentel M.M. & Fuck R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Geology*, 20:375-379
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Jost H., Ferreira Filho C.F., Araújo S.M. 2000. The basement of the Brasília Fold Belt and Goiás Magmatic Arc. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (editores) *Tectonic Evolution of South America*. 31st Intern. Geol. Cong., pp.:195-230
- Pimentel M.M., Whitehouse M.J., Vianna M.G., Fuck R.A., Machado N. 1997. The Mara Rosa arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Proc. Res.*, 81:299-310
- Queiroz C.L. 2000. *Evolução tectono-estrutural dos terrenos granito-greenstone belt de Crixás, Brasil Central*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 209p.
- Resende L. 1995. *Extratigrafia, petrografia e geoquímica da sequência sedimentar do greenstone belt de Pilar de Goiás, GO*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 124 pp.
- Resende M.G. 1994. *Geoquímica e Petrologia da Formação Aimé, Grupo Guarinos, Goiás*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 129 p.
- Resende M.G. & Jost H. 1994. Redefinição da Formação Aimé, greenstone belt de Guarinos, Goiás e sua interpretação paleogeográfica e paleotectônica. SBG, *Bol. Geoc. Centro-Oeste*, 17:49-57.
- Ribeiro Filho W. 1981. Reavaliação da geologia de Pilar-Mara Rosa. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, I, Goiânia, *Atas*, 281-299.
- Ribeiro Filho W. & Lacerda Filho W. 1985. Geologia da região de Santa Terezinha de Goiás. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 2, Goiânia, pp.: 174-183
- Ribeiro Filho W., Costa J.F.G., Araújo V.A., Valente C.R., Machado E.C., Matos S.H.S., Rodrigues R., Vivian "Sá A.M.", Lima P.F.C. 1978. Projeto Geologia da região de Pilra-Mara Rosa. Relatório Final. DNPM/CPRM, Goiânia (Relatório Interno)

- Sabóia, L.A. de 1979. Os greenstone belts de Crixás e Goiás, GO. SBG, Centro-Oeste, *Bol. Inf.*, 9, pp. 44-72.
- Sabóia L.A. & Teixeira N.A. 1980. Lavas ultrabásicas da Unidade Basal do Greenstone belt de Crixás (GO): uma nova classe de rochas ultrabásicas no Estado de Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, 10:28-42.
- Souza J.O. & Leão Neto R. 1994. Projeto estudo dos garimpos brasileiros: mapeamento geológico da área do garimpo de esmeralda de Santa Terezinha de Goiás, GO. Relatório Preliminar, DNPM/CPRM, Goiânia
- Teixeira N.A., Sabóia L.A., Ferreira M.C.B., Teixeira A.S., Castro J.H.G. 1981. Estruturas e texturas das lavas ultrabásicas e básicas do greenstone belt de Crixás, Goiás, Brasil. SBG, Núcleo do Centro-Oeste, *Bol. Inf.*, 10, p. 33-87.
- Theodoro S.C. 1995. *Ambiente de Sedimentação da Formação Ribeirão das Antas, Grupo Crixás, Goiás*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 88 p.
- Viana M.C. 1995. Geocronologia e geoquímica das rochas ortognáissicas e metavulcânicas da região de Mara Rosa, GO. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 118 pp.
- Viana M.G. & Pimentel M. M. 1994. Dados geoquímicos e isotópicos Sm – Nd preliminares para rochas metavulcânicas e metaplutônicas da região de Mara Rosa. In: IV Simp. Geol. Centro-Oeste, Brasília, *Anais*, pp: 148 – 150.
- Viana M.G., Pimentel M.M., Whitehouse M.J., Fuck R.A., Machado N. 1995. O Arco Magnético de Mara Rosa, Goiás: dados geoquímicos e geocronológicos e suas implicações regionais. *Rev. Bras. Geoc.*, 25:111-123

Manuscrito 1201

Recebido em 10 de janeiro de 2001

Revisão dos autores em 15 de agosto de 2001

Revisão aceita em 25 de agosto de 2001