

O Grupo Canastra em sua área-tipo, região de Tapira, sudoeste do estado de Minas Gerais

The Canastra Group in the type-area, Tapira region, southwest of Minas Gerais State, Brazil

Carlos Humberto da Silva¹, Luiz Sérgio Amarante Simões², Wellington Leonardo Damázio², Samuel Nunes Ferreira³, George Luiz Luvizotto²

¹ Departamento de Geologia Geral, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, Avenida Fernando Corrêa da Costa 2.367, Bairro Boa Esperança, CEP 78060-900, Cuiabá, MT, BR (chsilva@ufmt.br)

² Departamento de Petrologia e Metalogenia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista - Unesp, Rio Claro, SP, BR (lsimoes@rc.unesp.br; vinniedamaxx@yahoo.com.br; georgell@rc.unesp.br)

³ Departamento de Desenvolvimento de Projetos Minerais - DIPM, Vale S/A, Belo Horizonte, MG, BR (samuel.nunes@vale.com)

Recebido em 23 de novembro de 2011; aceito em 31 de maio de 2012

RESUMO

Este trabalho teve como objetivo apresentar os resultados do mapeamento geológico realizado na região de Tapira, parte Sul da Faixa Brasília. Esta região, que é a área-tipo do Grupo Canastra, mostrou grandes complexidades tectônica e estratigráfica ao contrário da simplicidade sugerida em trabalhos prévios. A partir do reconhecimento das principais descontinuidades tectônicas, foi possível subdividir a área em domínios. No oeste elas foram individualizadas em escama I, marcada por rochas pelíticas e pelítico-graftitosas com intercalações psamíticas, e II, com rochas pelíticas com intercalações psamíticas e de rochas máficas e ultramáficas, sobrepostas por gnaisses. No domínio leste, foi definido um conjunto de três escamas tectônicas, no qual, nas duas inferiores, predominam rochas pelíticas e pelítico-graftitosas com intercalações de rochas psamíticas; diferindo-se nas condições metamórficas, a inferior é marcada por associações mineralógicas contendo muscovita + clorita + quartzo ± grafita ± albita, sem biotita e a superior com muscovita + quartzo + granada ± clorita ± biotita ± cloritoide ± grafita ± albita. Na escama superior ocorrem rochas pelíticas com contribuições localizadas de rochas psamíticas e ultramáficas. No domínio sul, ocorre basicamente rochas psamíticas, com contribuições de rochas pelíticas e rudáceas, na quais é comum a preservação de texturas e estruturas sedimentares. As rochas dos vários domínios são interpretadas como parte de uma bacia de margem continental passiva, situada na margem ocidental do paleocontinente São Francisco. Neste contexto, as rochas do domínio sul representariam a fácies de plataforma proximal; as rochas das escamas inferior e intermediária (domínio leste) e da escama I (domínio oeste) são de fácies de plataforma distal; e aquelas da escama superior (domínio leste) e da II (domínio oeste) são reconhecidas como depositadas em um ambiente de talude continental e/ou fundo oceânico.

Palavras-chave: Grupo Araxá; Grupo Bambuí; Faixa Brasília; Escamas tectônicas.

ABSTRACT

This work aimed at describing the Neoproterozoic evolution of a Southern Brasília Fold Belt segment, in Tapira area (southwest of Minas Gerais state, Brazil), using detailed geologic mapping. This area, the Canastra Group type-area, has showed great tectonic and stratigraphic complexities unlike the simplicity suggested in previous works. From recognizing the main tectonic discontinuities, it was possible to subdivide the area into some domains. In the west domain, they were individualized in tectonic sheet I, marked by pelitic rocks and pelitic-graphite rocks with psammitic intercalations, and II, pelitic rocks with psammitic and mafic-ultramafic intercalations overlapped by gneisses. In the east domain, a group of three tectonic sheets was defined, in which, in the two lower tectonic sheets, pelitic and pelitic-graphite rocks with psammitic rock intercalations prevailed, which is different in metamorphic conditions. The lower tectonic sheet is marked by mineralogical associations with muscovite + chlorite + quartz ± graphite ± albite, without biotite; however, the superior one is with muscovite + quartz + garnet ± chlorite ± biotite ± chloritoid ± graphite ± albite. In the upper tectonic sheet, pelitic rocks with local contributions of psammitic and ultramafic rocks occur. In the south domain, psammitic rocks basically

occur with contributions of pelitics and rudaceous rocks, where the preservation of textures and sedimentary structures is common. Rocks of the several domains are interpreted as part of a passive continental margin basin, located in the western margin of the São Francisco paleocontinent. Thus, the south domain rocks would represent the facies of proximal platform; rocks of the lower and middle tectonic sheets (east domain) and of the tectonic sheet I (west domain) are of facies distal platform; and the ones from the upper tectonic sheet (east domain) and tectonic sheet II (west domain) were acknowledged as deposited in an environment of continental shelf and/or oceanic seafloor.

Keywords: Araxá Group; Bambuí Group; Brasília fold-thrust belt; Tectonic sheets.

INTRODUÇÃO

O termo “Formação Canastra” foi, inicialmente, utilizado por Barbosa (1955) para designar quartzitos e filitos, em geral, prateados ou acinzentados (grafitosos), na região compreendida entre as serras da Canastra e Bocaina. Posteriormente, esta unidade foi elevada à categoria de grupo por Barbosa et al. (1970) e foi posicionada sobre o Grupo Araxá. Desde então, o termo “Grupo Canastra” tem sido utilizado para denominar rochas metamórficas de baixo grau que ocorrem em uma faixa contínua entre o Sudoeste de Minas Gerais e o Oeste e Centro de Goiás. Embora o conhecimento geológico acerca das rochas dessa unidade tenha sido incrementado no decorrer dos anos, como pode ser conferido nos trabalhos de Dardenne (1978, 2000), Marini et al. (1984), Campos Neto (1984a, 1984b), Pereira (1992), Simões (1995), Seer (1999), Valeriano et al. (2004a, 2004b, 2008), Pimentel et al. (2001, 2011), a área-tipo do grupo, situada entre as Serras da Bocaina e Canastra, ainda permanece carente de detalhamento geológico. O primeiro mapa geológico da região na escala de 1:250.000 foi elaborado por Barbosa et al. (1970). Os contornos geológicos definidos por tais autores foram, em linhas gerais, mantidos no mapa geológico do estado de Minas Gerais, elaborado por Pedrosa Soares et al. (1994), e também no mapeamento geológico na escala de 1:100.000, realizado por Seer (1999).

Este trabalho tem por objetivo apresentar os resultados obtidos no mapeamento geológico da área situada entre as Serras da Bocaina e Canastra, que inclui a cidade de Tapira, no Sudoeste de Minas Gerais, para discutir as relações tectonoestratigráficas das sucessões metassedimentares consideradas como parte do Grupo Canastra (Barbosa et al., 1970; Pedrosa Soares et al., 1994; Seer, 1999).

Situação geológica

A área estudada situa-se na Faixa Brasília, que é um orógeno colisional produto da interação entre os crátons São Francisco-Congo e Paranapanema, como pode ser observado na Figura 1 (Brito Neves e Cordani, 1991; Valeriano et al., 2004a). Estende-se por mais de 1.000 km com

direção aproximadamente N-S, ocupando a margem ocidental do Cráton do São Francisco.

Observa-se uma progressiva variação nos padrões estrutural e metamórfico nas unidades litológicas da Faixa Brasília, que são mais deformadas e metamórficas em direção a Oeste. O grau metamórfico varia de incipiente, no domínio cratônico, a fácies anfíbolito, na parte Oeste, chegando a granulito em algumas porções. A evolução da deformação e do grau metamórfico reflete uma clara vergência da Faixa Brasília em direção ao Cráton do São Francisco, que levou à proposição de uma compartimentação, como visto na Figura 2 (Dardenne, 1978, 2000; Simões e Valeriano, 1990; Fuck, 1994, Valeriano et al., 2004b).

A Zona Externa é composta por unidades metassedimentares (grupos Paranoá, Canastra, Ibiá, Vazante e, localmente, o Bambuí) e porções do seu embasamento. Nela, predominam-se as fácies sedimentares correspondentes à margem passiva, e o metamorfismo é de fácies xisto verde.

A Zona Interna é constituída por sucessões metassedimentares e metavulcanossedimentares, incluindo fácies de plataforma distal (predominância de pelitos), de talude e elevação continental (grupos Andrelândia e parte do Araxá), inclui rochas metaultramáficas interpretadas como restos de assoalho oceânico, como, por exemplo, nas regiões de Abadiânia (Strieder e Nilson, 1992) e Araxá (Seer et al., 2001). O metamorfismo é de fácies xisto verde superior, normalmente atinge a fácies anfíbolito, chegando a granulito; os padrões deformacionais são relativamente mais complexos do que aqueles da zona externa.

O Maciço Goiano é um fragmento continental formado por terrenos granito-*greenstone* arqueanos e terrenos ortognáissicos paleoproterozoicos recobertos pelo Grupo Serra da Mesa e pela sequência sedimentar alóctone de metassedimentos, atribuídos ao Grupo Araxá (Fuck, 1994).

O Arco Magmático de Goiás, definido por Pimentel e Fuck (1992), abrange os terrenos ortognáissicos e as sequências metavulcanossedimentares Neoproterozoicas, que são expostas entre Sanclerlândia e Bom Jardim de Goiás, de onde se estendem para Norte, pelo menos até Mara Rosa e Porangatu.

Aproximadamente na latitude 16°S, ocorre um importante lineamento definido pela inflexão das estruturas

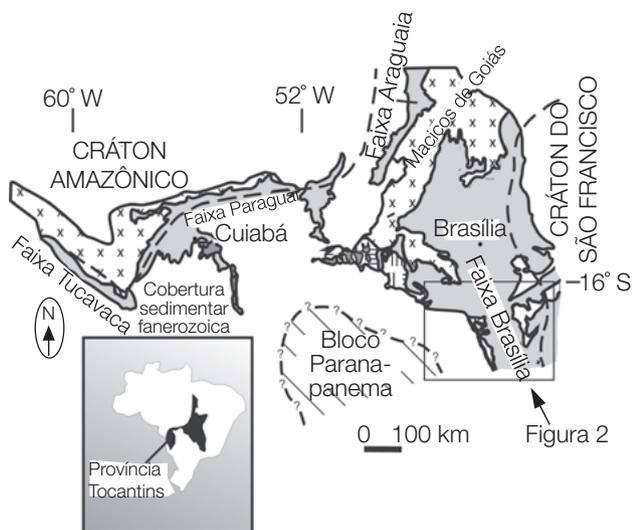


Figura 1. Situação da área estudada em relação à Província Tocantins (Fuck, 1994). O polígono delimita a área detalhada na Figura 2.

submeridianas da Faixa Brasília para NE. Tal lineamento, denominado “Megainflexão dos Pirineus”, permite dividir a Faixa Brasília em dois segmentos: meridional e setentrional, ambos com uma evolução tectônica similar, porém apresentando características singulares (Dardenne, 2000). A área de estudo situa-se no segmento meridional da Faixa Brasília, no qual a deformação e o metamorfismo foram mais intensos, obliterando as relações estratigráficas entre as várias unidades, envolvidas em complexo sistema de *nappes* e empurrões com vergência para o Cráton do São Francisco. Os contatos entre as unidades geralmente são marcados por falhas de empurrão (Simões e Valeriano, 1990; Simões, 1995; Valeriano, 1999; Dardenne, 2000).

Grupo Canastra

O Grupo Canastra é, comumente, formado por quartzitos e filitos e, subordinadamente, por rochas carbonáticas e carbonáceas, metamorfizados em fácies xisto verde (Dardenne, 2000). Devido à intensa deformação, a estratigrafia do Grupo Canastra ainda não é completamente compreendida. Algumas das contribuições a respeito da estratigrafia do Grupo Canastra são apresentadas a seguir.

Na região de Vazante e Lagamar, Campos Neto (1984) associou o Grupo Canastra a três seqüências litoestratigráficas. Na inferior predominam quartzitos com intercalações subordinadas de filito. Na intermediária ocorrem metapelitos, na base, e quartzitos, no topo. Já a superior é constituída por quartzito-muscovita-clorita xisto, sobreposto por filitos negros piritosos e quartzitos finos a maciços. A deposição dessas rochas é atribuída aos avanços de frentes deltaicas sobrepostas por fácies marinhas litorâneas a sublitorâneas.

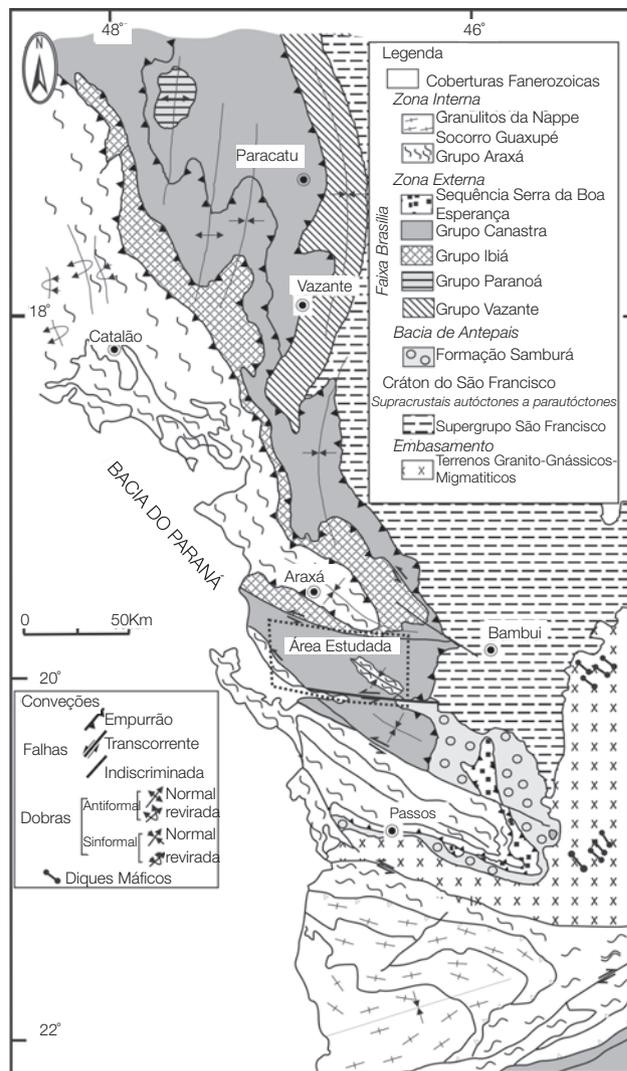


Figura 2. Esboço geológico da parte Sul da Faixa Brasília ilustrando as principais unidades dos compartimentos interno e externo (modificado de Valeriano, 1999). A localização da área de estudo é indicada pelo polígono pontilhado.

Na região de Paracatu e Vazante, Freitas-Silva e Dardenne (1994) subdividiram o Grupo Canastra em três formações, sendo que, na base, ocorre a Formação Serra do Landim, composta por calcifilitos ou calcixistos de colorações esverdeada ou cinza esverdeada. Segue-se a Formação Paracatu com dois membros: Morro do Ouro, com quartzitos na base passando a filito carbonoso no topo, e Serra da Anta, com filitos incluindo intercalações delgadas de carbonatos e quartzitos. No topo do grupo naquela região, é reconhecida a Formação Chapada dos Pilões, que é subdividida em dois membros: Serra de Urucânia, que consiste de intercalações regulares de quartzito e filito, e Membro Hidroelétrica Batalha, essencialmente composto por quartzitos.

Na região de Coromandel e Guarda-Mor, Pereira (1992) e Pereira et al. (1994) definiram o Grupo Canastra como um conjunto de filitos e quartzitos, mais ou menos espessos, sendo as rochas pelíticas mais abundantes na base e as psamíticas, no topo da sequência. Tais autores interpretam que essas rochas foram depositadas em um ambiente de plataforma marinha, durante o ciclo regressivo.

Na região de Araxá, Simões e Navarro (1996) e Seer (1999) definem o Grupo Canastra como uma sequência psamopelítica constituída por filitos e quartzitos, sendo que, em sua porção superior, ocorre a predominância de quartzitos. Simões e Navarro (1996) ressaltam ainda o fato de que é comum a preservação parcial de grãos sedimentares.

Na região a NW de Passos, Simões (1995) definiu o mesmo grupo como formado por quartzitos e quartzitos micáceos, cuja feição característica é a frequente preservação dos contornos sedimentares dos grãos de quartzo. Baseando-se na presença de estratificação cruzada, na boa seleção e no grau de maturidade dos quartzitos, interpreta-se que essas rochas foram geradas em uma sedimentação plataformar, uma marinha rasa ou em depósitos fluviais.

A idade de deposição das rochas do Grupo Canastra não foi determinada. No entanto, datações U-Pb, realizadas em zircões detriticos na região de Araxá por Valeriano et al. (2004a) e Paracatu (Rodrigues et al., 2010), permitem inferir a idade máxima de deposição dessas rochas em 1040 Ma.

CONTEXTO ESTRUTURAL DA REGIÃO DE TAPIRA

O mapeamento geológico e a análise estrutural das rochas da Faixa Brasília na região de Tapira mostram uma evolução tectônica complexa, que, com base em critérios de superposição, pode ser descrita pela atuação de seis fases de deformação, conforme descrito por Silva (2003). Uma síntese simplificada dessa evolução, baseada no referido autor, é apresentada a seguir.

Na maior parte dos afloramentos pode ser visualizada uma foliação composta (S2c), gerada durante a fase D2, que corresponde, em geral, a uma clivagem de crenulação apertada, cujo caráter composto é dado pelo paralelismo do acamamento sedimentar S0 e da xistosidade S1. Uma discussão mais abrangente, sobre a origem dessa foliação e da fase de deformação D1, pode ser consultada no trabalho de Silva (2003). Associada à fase D2 também podem ser observadas falhas de empurrão, marcadas por superfícies que truncam e obliteram várias das unidades definidas no mapa, sendo as responsáveis pela justaposição das rochas de diferentes graus metamórficos.

Durante a fase D3, foram geradas dobras de escala quilométrica, que são responsáveis pela estruturação de grande parte da área. Estas dobras são abertas e normais, contendo plano

axial com atitude variando de N45 a 85W e mergulhos verticais. As linhas de charneira apresentam caimentos suaves entre 1 e 5° para NW-SE ou E-W. Essas dobras são desenhadas pela foliação S2c e pelas falhas de empurrão geradas durante o evento D2. Exemplos dessas estruturas são as sinformas do Campo Alegre e da Limeira e a antiforma do Mangue.

A principal estrutura relacionada à fase D4 é uma foliação em baixo ângulo (S4), normalmente uma clivagem de crenulação que afeta a S2c e as dobras relacionadas à fase D3. Tal foliação, em geral, orienta-se em N43W/30SW. Associada à foliação S4 ocorre uma lineação de estiramento e mineral, definida pela orientação de minerais inequidimensionais como muscovita e turmalina, também por agregados monocristalinos, principalmente de quartzo. Sua orientação preferencial é N50W/10, é interpretada como indicadora da direção de transporte tectônico e associa-se a vários indicadores cinemáticos (por exemplo, sombras de pressão assimétricas, sigmoides de minerais, conjunto de foliação S-C, dentre outros), evidenciando transporte de topo para SE.

Relacionada à fase D5 associam-se três zonas de cisalhamento de escala regional, que são algumas das estruturas mais marcantes no quadro estrutural. Neste trabalho, essas zonas foram utilizadas como limites dos domínios estruturais e foram denominadas: Zona de Cisalhamento do Alto Araguari (ZC Alto Araguari), no Centro-oeste da área; Zona de Cisalhamento da Canastra (ZC Canastra), a Sul e Zona de Cisalhamento da Bocaina (ZC Bocaina, Simões e Navarro, 1996), ao Norte. São todas essencialmente direcionais, com caráter dúctil-rúptil e mergulhos verticais a subverticais. Os principais indicadores cinemáticos (como sigmoides de foliação, conjunto de foliação S-C e *tension gashes*) evidenciam sentido de transporte sinistral. Os esforços responsáveis pelo estabelecimento da ZC Alto Araguari afetaram as dobras da fase D3 e geraram um padrão de superposição dos dobramentos, que pode ser observado na parte Noroeste da área mapeada. Esse padrão faz com que o traço e o plano axial das dobras D3 fossem paralelizados com a direção da zona de cisalhamento. Efeitos das fases D5, fora das zonas de cisalhamento, podem ser reconhecidos localizadamente, em geral, na forma de crenulações com planos axiais com mergulho íngreme e eixos com caimento vertical, que afetam as foliações preexistentes. A fase D6 é caracterizada por dobras abertas, normais a inclinadas, de escala centimétrica e ocorrência local com eixos orientados na direção Norte-Sul com caimentos íngremes a suaves, com atitude preferencial de N05W/05. Os planos axiais das crenulações D6 são íngremes com mergulhos íngremes para E ou W, e a atitude preferencial destes planos é N05W/90. Não foi observada clivagem de crenulação associada ao plano axial das dobras. Falhas e/ou fraturas ocorrem associadas, em geral, paralelas ao plano axial das crenulações.

Embora as rochas das unidades da área registrem os efeitos da fase de deformação principal (D4) e das fases pós-D4

(fases D5 e D6), existem diferenças quanto à ocorrência das fases de deformação que precedem esta fase (D1, D2 e D3). As estruturas relacionadas à fase D1 são desenvolvidas nas rochas do domínio oeste e das escamas intermediária e superior, no domínio leste. Tais rochas em conjunto com as da escama inferior (domínio leste – DE) e domínio sul (DS) registram as estruturas relacionadas às fases D2 e D3. A evolução das estruturas nas rochas do Grupo Bambuí é diferente, visto que neste são registradas apenas as estruturas relacionadas às fases D4, D5 e D6. Isto é esperado devido ao fato de que as rochas do Grupo Bambuí são relacionadas a uma bacia de *foreland* desenvolvida em resposta ao soerguimento das rochas da Faixa Brasília (Dardenne, 2000). Por isso, registra-se apenas o final da evolução estrutural referente à colocação final das *nappes* e ao relaxamento.

ORGANIZAÇÃO ESTRUTURAL DA REGIÃO DE TAPIRA

A partir da distribuição das rochas aflorantes na região de Tapira, em relação às grandes zonas de cisalhamento regionais relacionadas à fase D5, realizou-se uma compartimentação em quatro domínios tectonoestratigráficos (Figura 3).

O domínio norte (DN) é separado dos domínios oeste (DW) e DE pela ZC Bocaina. Na área estudada (Figuras 3 e 4), as rochas que afloram neste domínio correspondem a uma

sucessão psamopelítica, com predominância de quartzitos. O DN foi estudado por Simões e Navarro (1996) e Seer (1999), e não foi focado no presente trabalho. O DW é marcado por uma predominância de xistos e quartzitos e rochas metamáficas, metaltramáficas e gnáissicas subordinadamente, recobertas pelas rochas da Bacia do Paraná. Este domínio foi, inicialmente, reconhecido por Barbosa et al. (1970) e, posteriormente, por Seer (1999). Ambos os trabalhos atribuíram as rochas do DW ao Grupo Araxá e as descreveram de maneira breve, considerando-as indivisas. O limite Leste deste domínio é marcado pela ZC Alto Araguari. A leste desta zona ocorre o DE, no qual são identificadas três escamas imbricadas tectonicamente por falhas de empurrão. As rochas destas escamas estão dispostas em sinformas e antiformas e se sobrepõem, também por falha de empurrão, às rochas do Grupo Bambuí autóctone. Litologicamente predominam xistos, com intercalações de quartzitos, quartzo xistos e rochas metaltramáficas. As rochas desse domínio são separadas daquelas do DS pela ZC Canastra, que tem direção E-W e mergulho vertical. O DS é marcado por uma predominância de rochas metapsamíticas, com feições sedimentares preservadas. Estas rochas definem o alto topográfico marcado pela Serra da Canastra.

Considerando os quatro domínios da área estudada, foram individualizadas 23 unidades separadas por suas características litológicas e/ou metamórficas (Figura 4). Dentre as rochas estudadas, predominam metapelitos, com contribuições de metapsamitos, além das metamáficas, metaltramáficas e gnaisses (Figura 5).

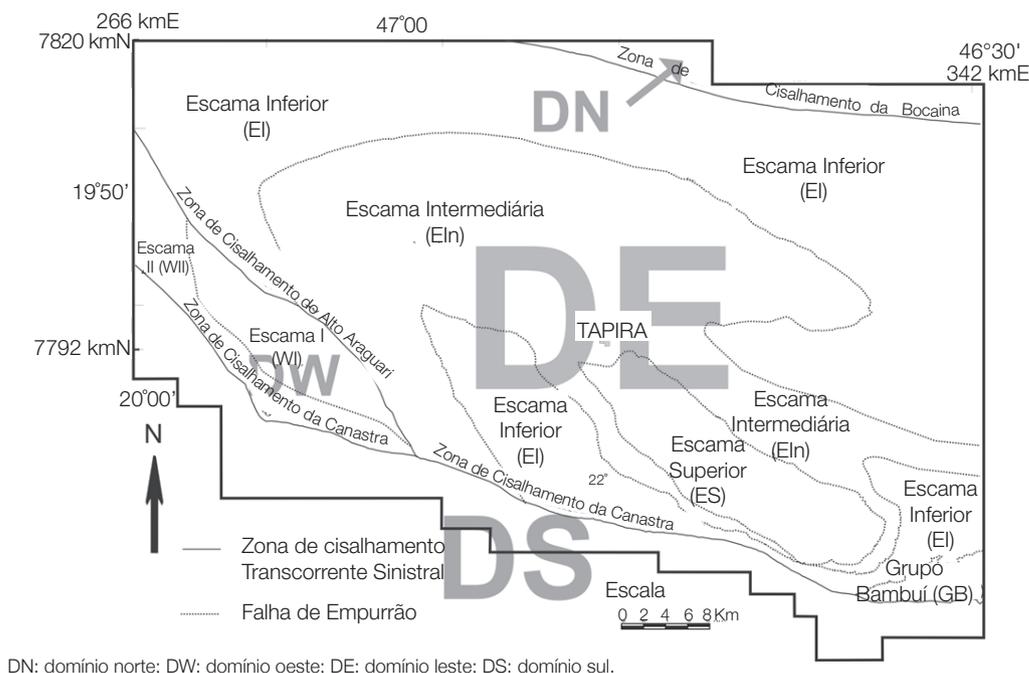


Figura 3. Organização estrutural da área estudada.

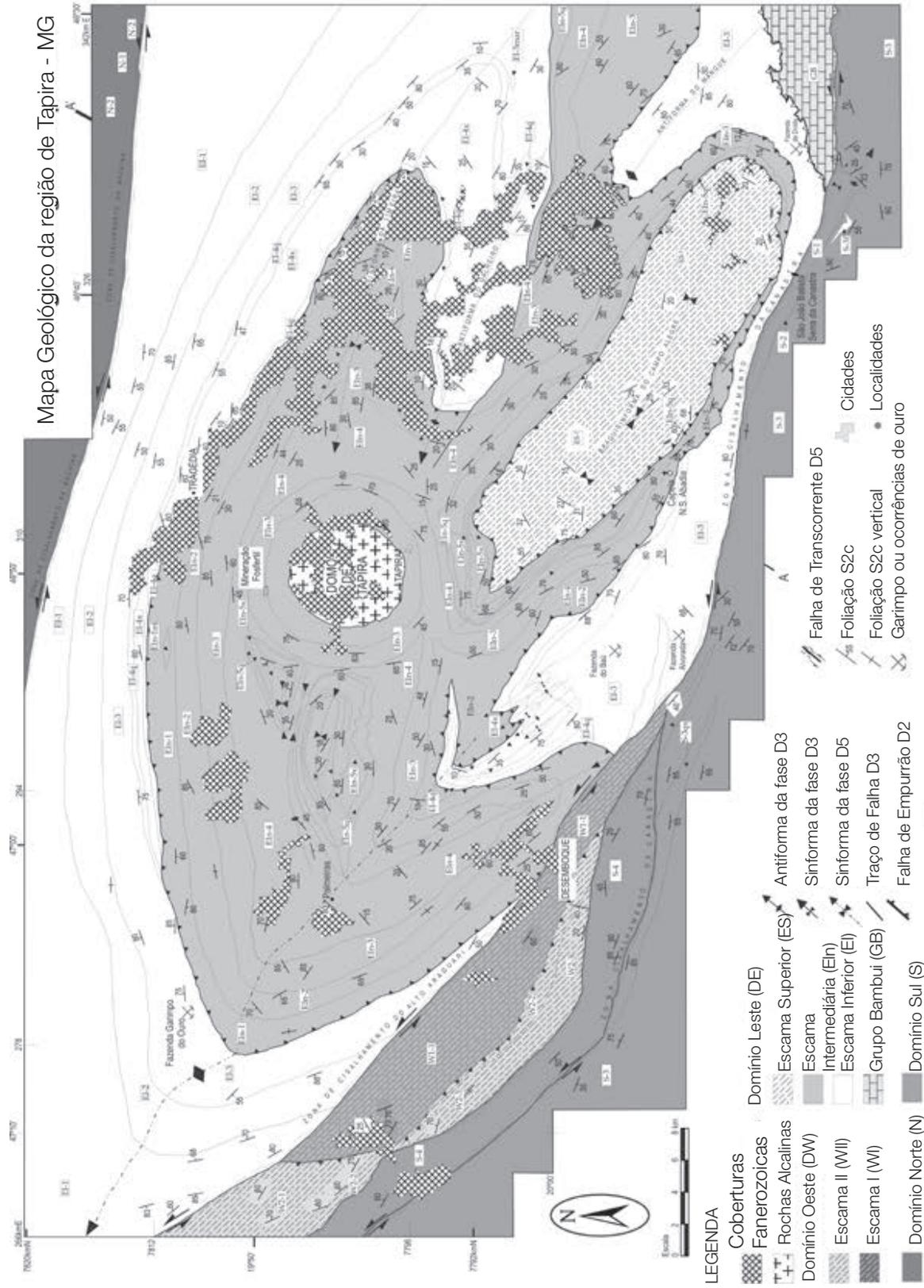


Figura 4. Mapa geológico da região de Tapira, em Minas Gerais.

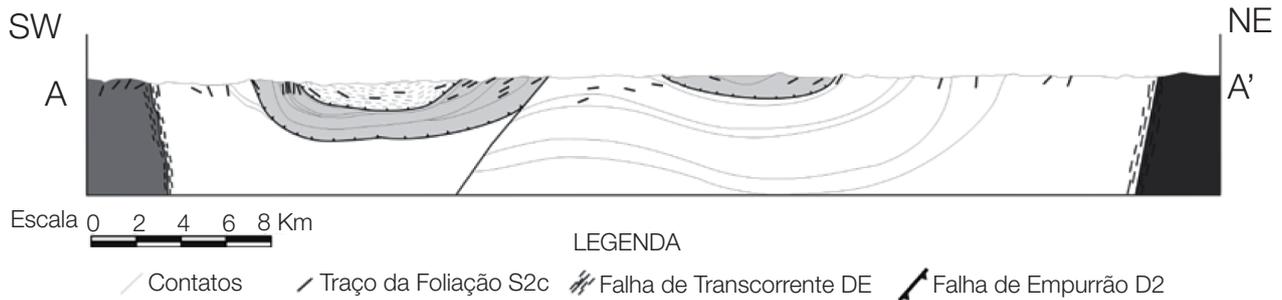


Figura 5. Perfil geológico A-A' baseado em informações do mapa geológico. As cores e símbolos dos domínios e das escamas estão de acordo com aqueles apresentados na Figura 4.

DESCRIÇÃO DAS UNIDADES MAPEADAS

Domínio oeste

O mapeamento geológico do DW permite individualizar duas escamas tectônicas separadas por falha de empurrão. A escama I (inferior) apresenta o predomínio de rochas pelíticas grafitosas, com intercalações de rochas psamíticas. Entretanto, na escama II, ocorre o predomínio de rochas pelíticas, com intercalações de rochas psamíticas, máficas e ultramáficas, além de gnaisses. Também foi observada diferença no padrão metamórfico, visto que, na escama I, o metamorfismo é de fácies xisto verde superior e, na escama II, é de fácies anfibolito. As principais características das unidades descritas no DW são sintetizadas na coluna estratigráfica da Figura 6.

Na escama I identificou-se apenas uma unidade (WI-1) representada por granada muscovita xisto, que em algumas porções é grafitoso. Apresenta bandamento centimétrico e vênulas de quartzo concordantes. Ocorrem porfiroblastos de cloritoide, albita e principalmente granada, dispersos em matriz de granulação fina, a qual é composta por muscovita, biotita, quartzo e matéria carbonácea. Como minerais acessórios ocorrem turmalina e zircão. São observadas com frequência intercalações de camadas centimétricas a métricas de quartzito micáceo. As associações minerais encontradas nas rochas da escama I permitem situá-las na fácies xisto verde superior.

Na escama II foram reconhecidas três unidades: WII-1, WII-2 e WII-3. A basal (unidade WII-1), composta essencialmente por granada-mica xisto com frequentes intercalações centimétricas a métricas de quartzito, hornblenda-granada-mica xisto, rochas metamáfica e metaultramáfica. O granada-mica xisto tem granulação média, sua principal característica é a presença de porfiroblastos de granada e feldspato, os quais podem atingir 1,5 cm. Esta característica, além do fato de não apresentar grafita, diferem-no das rochas da unidade WI-1. Os porfiroblastos estão dispersos em matriz composta por muscovita, biotita, quartzo e oligoclásio, além de turmalina, opacos e zircão, como minerais acessórios. Na maioria

dos afloramentos, este litotipo está alterado apresentando cor rósea a amarelada, e quando menos alterado é esverdeado. As intercalações de hornblenda-granada-mica xisto têm cor cinza esverdeada. Hornblenda, epidoto e rutilo diferenciam a mineralogia destes xistos daquela presente nos granada-mica xistos. A rocha metamáfica é representada principalmente por anfibolito, que, em geral, está muito alterado. Em afloramentos menos intemperizados, esta rocha é verde a preta, exibindo porfiroblastos de anfibólio em matriz composta por hornblenda, oligoclásio/andesina e epidoto.

Também associada à unidade WII-1 ocorrem intercalações de camadas métricas de rochas metaultramáficas, tais como serpentinito, talco xisto, clorita xisto, tremolita xisto e tremolita-diopsídio xisto. Uma dessas ocorrências foi citada por Barbosa et al. (1970). Neste local encontram-se serpentinito associados à clorita xisto, com matriz fina a média de

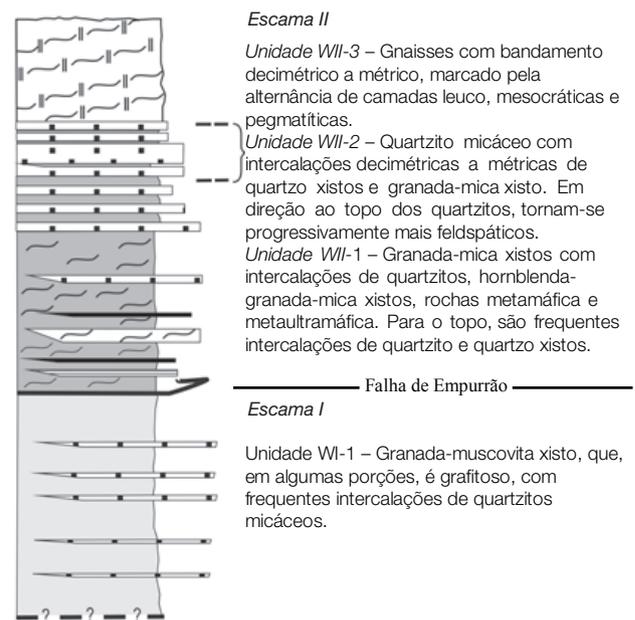


Figura 6. Coluna estratigráfica do domínio oeste (DW).

cor esbranquiçada, imersa na qual ocorrem porfiroblastos de cor vermelha, os quais, ao microscópio, revelam-se ser clorita como pseudomorfo de cristais de olivina e/ou piroxênio. Na década de 1990 foi implantada uma lavra de rocha ornamental nesta ocorrência, que atualmente está abandonada.

Em direção a Oeste tornam-se frequentes intercalações de camadas decimétricas a métricas de quartzito micáceo e quartzito xisto, marcando a transição para a unidade WII-2, caracterizada pelo predomínio destas rochas sobre o granada-mica xisto. As rochas da unidade WII-2 formam cristas alinhadas destacando-se no relevo. Estas rochas são esbranquiçadas a esverdeadas e possuem granulação grossa, com quartzito, muscovita e turmalina com dimensões superiores a 5 mm. Em direção ao topo da sucessão, os quartzitos tornam-se progressivamente mais ricos em feldspato. Tal fato sugere passagem para uma sedimentação imatura, caracterizando um contato transicional com os gnaisses que compõem a unidade WII-3.

A unidade WII-3 é representada por gnaiss róseo, cinza ou esbranquiçado. Em muitos afloramentos, é reconhecido

bandamento composicional, com espessura de 10 cm a 1 m, dado por camadas leuco e mesocráticas além de veios pegmatoides. A área de ocorrência dessas rochas apresenta um solo residual arenoso de coloração branca, sendo uma característica muito útil para a cartografia geológica. Observa-se que os gnaisses são porfíricos, apresentam matriz média a grossa, composta por quartzito, plagioclásio, muscovita e biotita. Também ocorrem apatita, zircão, rutilo, titanita e turmalina como minerais acessórios. São comuns porfiroclastos de plagioclásio e feldspato potássico com mais de 1 cm. A Oeste estas rochas, são truncadas pela ZC Canastra. As associações minerais encontradas para as rochas da escama II permitem situá-las na fácies anfibolito.

Domínio leste

No DE ocorre o Grupo Bambuí e três escamas tectonicamente imbricadas por falhas de empurrão, conforme ilustra o mapa geológico (Figura 4), o perfil geológico (Figura 5) e a coluna estratigráfica (Figura 7).

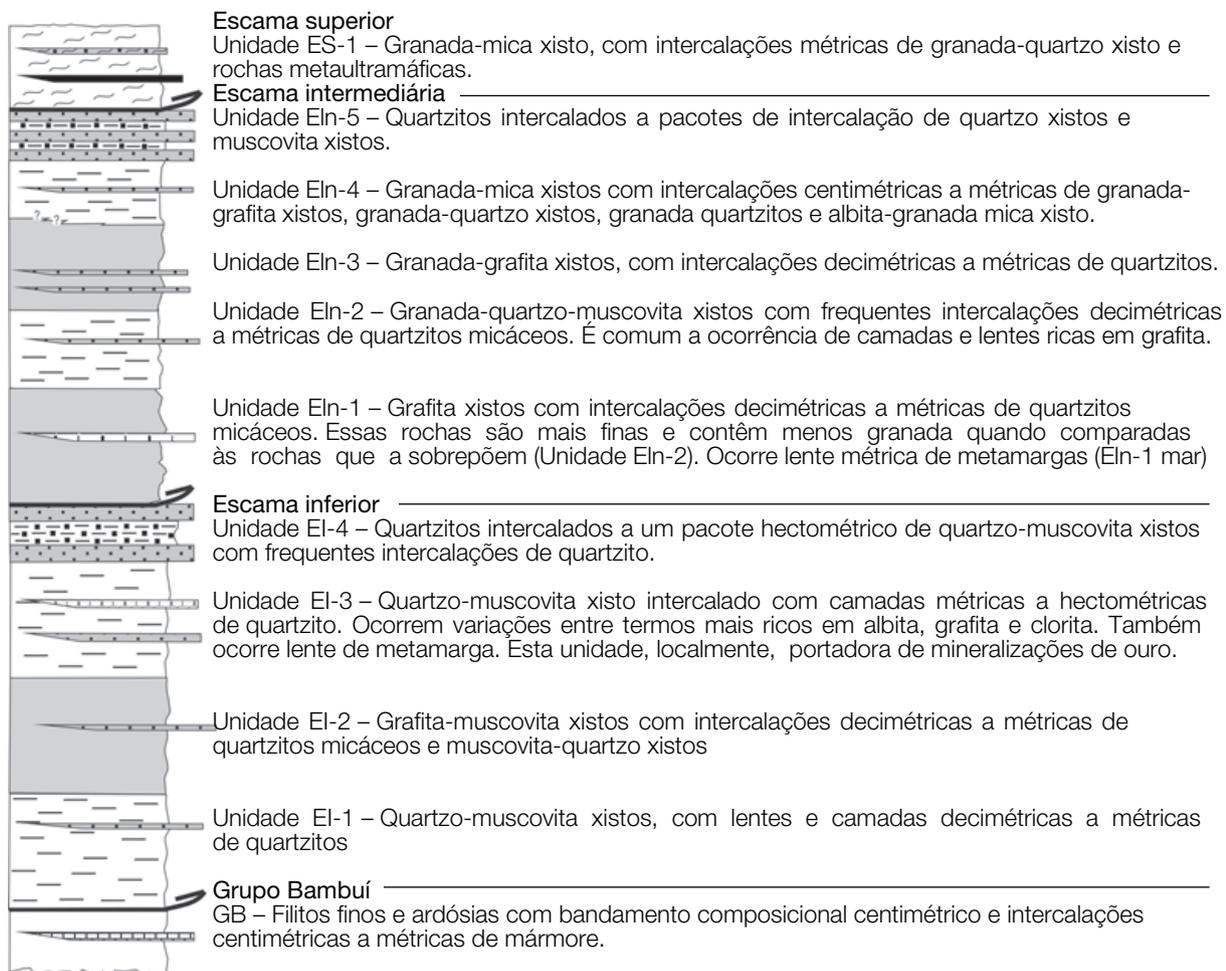


Figura 7. Coluna estratigráfica do domínio leste (DE).

Grupo Bambuí

As rochas do Grupo Bambuí são, em mapa, as que têm ocorrência mais restrita na área estudada, ocorrem em um terreno arrasado, nas cotas topográficas mais baixas da região. Compõem-se por filito e ardósia com lentes de margam e mármore. Estão separadas das rochas da escama inferior por falha de empurrão e das rochas do Domínio Sul, pela ZC Canastra. Estas rochas já haviam sido reconhecidas na região por Barbosa et al. (1970) e Pedrosa Soares et al. (1994), sendo atribuídos ao Grupo Bambuí, denominação esta mantida no presente trabalho, uma vez que para Leste estas rochas apresentam continuidade com as rochas que consagradamente são atribuídas a este Grupo.

Os metapelitos são representados por filito e ardósia, nos quais é reconhecido um bandamento composicional definido por camadas claras e escuras em escala centimétrica à milimétrica. Apresentam cor verde clara, quando frescos, e, quando alterados, ocorrem em tons rosados, amarelos e esverdeados. Ao microscópio, observa-se uma matriz de granulação muito fina, composta basicamente por mica branca, clorita e quartzo. Subordinadamente ocorre carbonato e albita. As intercalações de mármore são localizadas, têm aparência maciça, com cor cinza-azulada e fazem contato abrupto com os filitos. Reconhece-se um bandamento composicional cortado por veios centimétricos de calcita. O mármore é composto basicamente por carbonato, além de pequenas quantidades de mica branca.

Escama inferior

Na porção Norte do DE, as unidades dessa escama afloram de maneira contínua desde Leste a Oeste da área, onde são truncadas pela ZC Alto Araguari. Nesta porção, apresenta direção variando de WNW a W (Figura 4). Na escama inferior são individualizadas quatro unidades, na base desta escama ocorre a Unidade EI-1, composta por quartzo-muscovita xisto, marcado por um bandamento milimétrico a centimétrico definido pela alternância de bandas quartzosas e micáceas. São frequentes as camadas e lentes métricas a decamétricas de quartzito. As rochas dessa unidade são truncadas pela ZC Bocaina a Norte da área (Figura 4). Em direção ao topo da sucessão estratigráfica, tornam-se frequentes e progressivamente mais abundantes as ocorrências de camadas métricas de grafita xisto. Quando estas predominam sobre os quartzo-muscovita xisto, define-se a Unidade EI-2, que é composta por grafita-muscovita xisto com intercalações de quartzito micáceo e muscovita-quartzo xisto. Tais rochas têm a granulação fina, exibem variações na quantidade de quartzo e grafita e em função disso a cor varia de cinza à esbranquiçada. Em algumas porções essas rochas são classificadas como filitos, pois os cristais de mica são finos e não individualizados a olho

nu. O quartzito apresenta coloração esbranquiçada, granulação fina com pouca muscovita e não preserva a forma de grão sedimentar.

A unidade EI-3 é composta por quartzo-muscovita xisto, que apresenta contato gradacional com as rochas da Unidade EI-2. Na parte Sul da área mapeada, a unidade EI-3 aflora em uma faixa WNW desde a barra do Córrego da Joana (8 km a Leste da vila de Desemboque), na qual é limitada pela ZC Alto Araguari, passa pela vila de São João e segue até o limite Leste da área, auxiliando na definição da Braquissinforma do Campo Alegre e da Antiformal do Mangue. Seus afloramentos em geral são avermelhados, aspecto conferido pela intensa alteração. Nas poucas exposições de rocha não alterada, em drenagens perenes, observou-se que essas são cinza escuro a verde claro. Possui um bandamento composicional marcado por variações na concentração de micas (muscovita e clorita) e quartzo e, por vezes, grafita e plagioclásio. Ocorre uma variação na composição das rochas do topo e da base desta unidade. No topo as rochas apresentam pouca ou nenhuma grafita e 30 a 35% de albita. Já na base ocorre grafita (3 a 5%) e o plagioclásio passa a 0 a 5% da rocha. Os cristais de albita, comuns no topo, são porfiroclastos com forma arredondada, sendo que em muitos casos ocorrem saussuritizados e/ou sericitizados, indicando que são grãos de origem sedimentar. No topo da unidade observam-se ocorrências localizadas de granada manganésifera e cloritoide. É frequente a ocorrência de veios e lentes sigmoidais de quartzo, além de camadas e lentes de quartzito micáceos que variam de centímetros a metros, nas quais observa-se um bandamento centimétrico definido por camadas micáceas e quartzosas. Na unidade EI-3 foram detectadas ocorrências de ouro associadas aos xistos e ao solo oriundo da alteração do xisto. Na parte Noroeste da área mapeada, na Fazenda Garimpo do Ouro, ocorre um pequeno garimpo que foi explorado nas décadas de 1970 e 1980. Os produtos explorados eram o solo e, principalmente, a rocha alterada. Outro garimpo foi identificado na Fazenda do Baú, que na década de 1980 foi explorado por garimpeiros, tendo sido lavrados a rocha alterada e aluviões do Rio Araguari. A Sul deste garimpo, na região da Fazenda Alvorada, foi detectada pela DOCEGEO (1996) uma área que apresenta anomalia de ouro associada ao solo. Essa anomalia é da ordem de ppb concentrando-se em lateritas e em solos provenientes da decomposição dos litotipos da Unidade EI-3. DOCEGEO (1996) identificou um pequeno depósito de ouro, situado 10 km a Leste da Vila de São João, na Fazenda da Divisa. Tal depósito é associado a porções ricas em piratas e veios de carbonato em clorita-muscovita-quartzo xistos, com posterior enriquecimento supergênico. O depósito foi cubado em 19 toneladas de ouro, contido com um teor médio de 0,35 ppm.

O topo da sucessão tectonoestratigráfica da escama inferior é marcado por duas expressivas camadas de quartzito, que destacam-se no relevo formando cristas alinhadas, cuja continuidade pode ser observada por dezenas de quilômetros, nas partes Centro-norte e Sul da área na região da Serra da Mata Grande. Esses quartzitos são marcados por bandamento centimétrico definido pela alternância de camadas claras e escuras. Ao microscópio não foi observado nenhum indício de grão sedimentar preservado. As duas camadas de quartzito são separadas por quartzo-muscovita xistos, que, na maioria dos afloramentos, estão alterados e apresentam cor rósea. Nesta porção é comum a ocorrência de intercalações centimétricas a métricas de quartzito. As camadas de quartzito em conjunto com os quartzo-muscovita xistos foram individualizadas como Unidade EI-4, que é separada das rochas da escama intermediária por falha de empurrão, a qual, em muitos casos, trunca parte ou toda a unidade, como na região Centro-norte da área mapeada.

Petrograficamente, os xistos dessa escama apresentam textura granolepidoblástica com matriz fina, composta por quartzo, muscovita, clorita, grafita e albita. Como minerais acessórios, tem-se turmalina, zircão, opacos, titanita e, mais raramente, pirita, apatita e carbonato. Os quartzitos apresentam textura granoblástica, com granulação fina, compõem-se basicamente por quartzo, e muscovita, turmalina, zircão, ilmenita e titanita são os minerais acessórios mais comuns.

A associação mineral muscovita + clorita + quartzo ± albita é o fato de que a biotita ocorre pontualmente na porção NW, permite situar as rochas desta escama na fácies xisto verde inferior (essencialmente na zona da clorita).

Escama intermediária

Na escama intermediária são individualizadas cinco unidades que apresentam contatos gradacionais entre si (Figura 7). Estas unidades se distribuem na parte central da área estudada, na forma de um sistema de *klippen*, com os seus contatos desenhando dobras de escala quilométrica, orientando-se NW a W nos flancos e N a NNE nas charneiras (Figura 4 e 5). Em muitos locais, as rochas dessa escama são truncadas por falha de empurrão. Um exemplo pode ser observado na região a Norte de São João Batista da Serra da Canastra (Figura 4), na qual as falhas de empurrão da base e do topo truncam as unidades da escama colocando lado a lado rochas das escamas superior e inferior. No interior da escama intermediária também são identificadas descontinuidades, que tanto podem ser superfícies sedimentares (como a discordância ou os corpos lenticulares) ou falhas de empurrão. Exemplos desta situação podem ser observados no flanco Sul da Braquissinforma do Campo Alegre na região da Fazenda Candonga (SE de Tapira), em que ocorre um ponto tríplice no qual a unidade EI-4 é truncada pelas rochas da unidade EI-3. Essa

situação se repete na região da Capela de Nossa Senhora da Abadia (a SSE de Tapira).

Na base da sucessão estratigráfica desta escama ocorre a Unidade EI-1, que corresponde a grafita xisto com intercalações decimétricas a métricas de quartzito micáceo. As rochas dessa unidade diferenciam-se daquelas de outras unidades desta escama por serem mais finas, apresentarem maior porcentagem de grafita e mostrarem menos granada em sua composição. Na margem do Ribeirão do Entrecosto (parte Centro-norte da área), ocorre uma lente decamétrica de metamarga inclusa nas rochas da unidade EI-1. A Unidade EI-2 corresponde a granada-quartzo-muscovita xisto, com frequentes intercalações de quartzito micáceo. Na maioria dos afloramentos, este litotipo está alterado, exibindo cores que variam de creme à avermelhada, dependendo da quantidade de quartzo. Quando estão frescos, exibem cores de cinza a cinza esverdeado. É comum a ocorrência de camadas e lentes ricas em grafita. Diferencia-se da unidade EI-3 por apresentar pouca grafita. A unidade EI-3 é representada por granada-grafita xisto, cinza escuro, quando fresca, ou cinza médio, quando alterada. Os solos residuais provindos da alteração desta rocha possuem coloração cinza característica, ricos em granada alterada. Os afloramentos se orientam em forma de cristas alinhadas. Esta particularidade, que é associada ao alto teor de grafita, diferencia-nos dos xistos das unidades EI-2 e EI-4. A unidade EI-3 apresenta bandamento composicional centimétrico, marcado pela alternância de camadas mais ou menos ricas em grafita. Ocorrem porfiroblastos de cloritoide e, principalmente, granada, cuja quantidade e tamanho variam de uma porção para outra, desde alguns milímetros e menos de 5% da rocha a 1 cm e mais de 30% da rocha. São observadas intercalações decimétricas a métricas de quartzito.

Em direção ao topo ocorre a Unidade EI-4, marcada por granada-mica xisto que, quando fresco, é esverdeado a acinzentado, e rósea, cinza ou creme quando alterado. É reconhecido bandamento milimétrico definido por uma intercalação de bandas quartzosas e micáceas, ocorrem porfiroblastos de granada, albita e cloritoide. São comuns intercalações centimétricas a métricas de quartzito, que algumas vezes apresentam granadas. Também ocorrem intercalações centimétricas a métricas de grafita xisto.

O topo da sucessão desta escama é marcado pela unidade EI-5, na qual são observados quartzito com intercalação de quartzito micáceo, quartzo xistos e muscovita xistos. Essas rochas geram um relevo acentuado devido a sua alta resistência ao intemperismo, o que faz com que sua continuidade lateral possa ser observada por dezenas de quilômetros, caracterizando-as como boas unidades-guia para cartografia geológica. O quartzito é composto basicamente por quartzo, além de muscovita, opacos, zircão e turmalina. No quartzo xisto é possível reconhecer o

bandamento centimétrico a métrico entre termos pelíticos e psamíticos, que é melhor identificado ao microscópio, no qual percebe-se que o primeiro é composto por muscovita com quantidades subordinadas de quartzo; no segundo, predomina o quartzo, com pouca muscovita.

Ao microscópio percebe-se que as quantidades de grafita variam enormemente nos xistos dessa escama de 1 a 30% do total modal da rocha. Ademais, exibem uma textura granolepidoblástica porfirítica, com matriz fina à média, composta por muscovita, quartzo, grafita, biotita, clorita, albita e opacos, e porfiroblastos de granada, albita e cloritoide com tamanho médio variando de 0,8 a 2 mm, com muita frequência, atingindo mais de 1 cm e em casos excepcionais 2 a 3 cm.

As associações minerais com muscovita + quartzo + granada ± biotita + clorita ± grafita + ilmenita + albita ± cloritoide ± turmalina, presentes nas rochas desta escama permitem considerar que tais rochas atingiram a fácies xisto verde superior (zona da granada).

Escama superior

A escama superior tem distribuição areal restrita ao núcleo da Braquissinforma do Campo Alegre, na forma de uma *klippe*, situada na porção Centro-sul da área mapeada. Distingue-se à unidade ES-1, que tem como principal litotipo granada-mica xisto esverdeado, marcado por bandamento composicional de escala centimétrica à milimétrica, reconhecida pela alternância de bandas quartzosas e micáceas. São frequentes intercalações de camadas métricas a decamétricas de granada-mica-quartzo

xisto e xisto feldspático, que possuem composição similar à do granada-mica xisto, variando apenas os teores de quartzo e feldspato (albita/oligoclásio), respectivamente. Adicionalmente, foram observadas lentes métricas a decamétricas de rochas metaultramáficas, distribuídas ao longo do flanco Sul da Braquissinforma do Campo Alegre (Figura 4). Os litotipos mais frequentes são: clorita xisto, magnetita-clorita xistos, talco xistos e serpentinitos.

As associações minerais muscovita + quartzo + granada + biotita + clorita + ilmenita + albita + epidoto indicam que as rochas dessa escama alcançaram, no mínimo, a zona da granada na fácies xisto verde. No entanto, a presença de cristais zonados com bordas de oligoclásio e núcleos de albita e os cálculos termobarométricos apresentados por Silva (2003), indicando temperaturas de 550 a 590°C, permitem considerar as rochas dessa escama na fácies anfibolito inferior.

Domínio sul

As rochas que definem o alto topográfico marcado pela Serra da Canastra são parte do DS. Neste, predominam rochas metapsamíticas com feições sedimentares preservadas e metamorfismo em baixo grau (zona da clorita). Este domínio apresenta um empilhamento estratigráfico em posição normal, conforme inferido por estratificações cruzadas e marcas onduladas preservadas. Os truncamentos observados neste domínio são devido à ZC Canastra, ao longo da qual, de E para W, percebe-se o truncamento das unidades superiores. As associações litológicas identificadas neste domínio estão ilustradas na Figura 8.

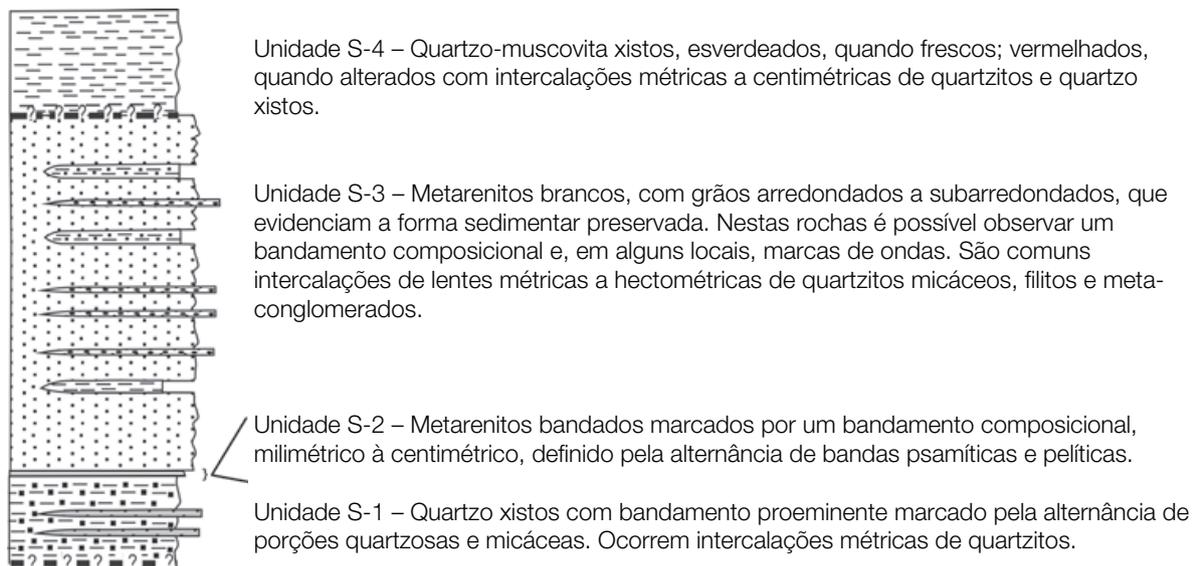


Figura 8. Coluna estratigráfica do domínio sul (DS).

Neste domínio é comum a ocorrência de rochas que apresentam forma de grãos arredondados a subarredondados, os quais representam clastos sedimentares preservados, pouco deformados e recristalizados. Devido a este fato, adota-se para estes litotipos o termo metarenito.

A Leste, nas proximidades da vila de São João Batista da Serra da Canastra, é possível reconhecer as rochas correspondentes à base da sucessão estratigráfica do DS. Os quartzos xistos representam a Unidade S-1. Tais rochas apresentam aspecto bandado com alternância de porções quartzosas e micáceas, que marcam o acamamento sedimentar. Sua cor varia de amarela à vermelha arroxeada quando parcialmente alterada, a cinza-esverdeada quando fresca. Ocorrem intercalações métricas a hectométricas de quartzitos, em forma de lentes alongadas de direção WNW. Estas rochas são compactas, brancas, homogêneas, têm granulação fina e são pouco micáceas.

Em direção ao topo foi individualizada a Unidade S-2, marcada por metarenito bandado, que ocorre como uma fina camada alongada no sentido WNW. Essas rochas apresentam contato abrupto com o quartzo xisto da unidade S-1 e com os metarenito da unidade S-3. A espessura é relativamente igual em toda sua extensão (~ 50 m). As rochas dessa unidade são marcadas por bandamento composicional, milimétrico a centimétrico, definido pela alternância de bandas psamíticas e pelíticas, nas quais as primeiras predominam sobre as segundas.

Acima dessa rocha observam-se metarenito correspondente à unidade S-3, que se destaca pelo fato de ser resistente ao intemperismo, formando paredões e escarpas. Apresenta coloração branca, sendo possível em algumas porções reconhecer um bandamento composicional definido por camadas esbranquiçadas, que são quartzosas, e outras cinza claro, que são quartzo-micáceas. Em alguns locais foram observadas marcas de ondas assimétricas. Normalmente, nestas rochas, os grãos são arredondados a subarredondados com contatos pontuais, os quais são interpretados como grãos com a forma sedimentar preservada.

Nos metarenitos são comuns intercalações de lentes métricas a hectométricas de quartzito micáceo, metaconglomerado e filito. O quartzito micáceo ocorre sob a forma de camadas com espessura média de 200 m. Devido à menor resistência ao intemperismo, a área de ocorrência destas rochas forma vales encaixados entre as cristas definidas pelos metarenitos. Apresenta granulação média de origem sedimentar e matriz metamórfica fina composta por quartzo, mica branca e opacos. Essa rocha se difere do metarenito desta unidade por apresentar maior enriquecimento em micas. O metaconglomerado ocorre em forma de lentes no metarenito, com os quais apresenta um contato abrupto. São brancos, com porções amarelas a avermelhadas difusas pela alteração intempérica. A rocha em geral é matriz

suportada. A matriz é inequigranular (granulação entre 0,01 a 1 mm), com grãos arredondados a subarredondados. É composta basicamente por quartzo, além de muscovita, zircão, opacos e turmalina em menor quantidade. Os seixos são alongados pela deformação, o tamanho varia de milímetros a centímetros, mas, em geral, apresenta tamanho médio de 5 cm, podendo atingir até 35 cm. Os seixos em geral são de quartzo, porém também ocorrem de quartzitos e metarenitos. Foi diferenciada uma lente de filitos que ocorre inclusive nos metarenitos. Esta lente é alongada segundo WNW-ESE. Tem coloração roxa, devido à ação intempérica, sendo bem foliada e quebradiça.

A unidade S-4 é marcada por quartzo-muscovita xistos, que possuem coloração esverdeada quando frescos e passam a avermelhada quando alterados, nos quais é possível observar pequenas placas formadas por agregados de mica que se desprendem da rocha alterada. Estas rochas apresentam intercalações métricas a centimétricas de quartzito e quartzo xisto. A unidade S4 ocorre em uma faixa que se estende da região a SE da vila de Desemboque até o limite Oeste da área estudada (Figura 4). Neste local, a ZC Canastra, que apresenta direção WNW, bifurca-se definindo os limites NE e SW da unidade. Por este motivo, apesar desta unidade ser descrita como parte do DS, pode ser relacionada a qualquer dos domínios mapeados ou mesmo a um outro ainda não reconhecido.

CORRELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS E AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO

Embora as feições sedimentares estejam, em grande parte, obliteradas pela deformação e pelo metamorfismo, algumas considerações podem ser feitas com relação ao ambiente de deposição das rochas estudadas.

Analisando a litoestratigrafia das escamas inferior e intermediária (DE), constatou-se que são similares, pois, em ambas, na base, ocorrem metassedimentos pelíticos com abundantes porções psamopelíticas e psamíticas. Acima destes, ocorrem metassedimentos pelíticos-grafitosos, que em ambas as escamas têm como características a grande quantidade de grafita, o aspecto bandado e as frequentes intercalações de quartzitos. Em direção ao topo, predominam metassedimentos pelíticos com pequena porcentagem de grafita, associados a níveis pelíticos-grafitosos, comuns na base da sucessão, e quartzitos. O topo da sucessão corresponde a uma alternância de metassedimentos psamíticos e psamopelíticos. Embora a incerteza seja grande, interpreta-se que as rochas das escamas intermediária e inferior sejam laterais equivalentes de uma mesma bacia, apresentando apenas diferentes fácies metamórficas. As relações descritas são ilustradas em um esquema comparativo na Figura 9. As rochas da escama I (DW), tanto

quanto aos protólitos como quanto às condições de metamorfismo, são muito semelhantes às da sucessão pelítico-grafitosa da escama intermediária. Também foram observadas, na escama I (DW), rochas semelhantes à sucessão pelítica da escama intermediária (DE), que, devido à escassez e à má qualidade dos afloramentos, não foram individualizadas. Desta forma, a escama I (DW) pode ser correlata à sucessão pelítico-grafitosa, sendo ainda possível que parte dela corresponda à sucessão pelítica da escama intermediária (DE), como observado na Figura 9.

As rochas das escamas inferior e intermediária (DE) e da I (DW) apresentam predominância de rochas pelíticas. A base dessa sucessão é marcada por rochas grafitosas, as quais são provenientes da deposição de matéria orgânica. Esta é favorecida em locais onde há pouca circulação de água, o que impede que o oxigênio não a decomponha. Exemplos desses locais são bacias restritas, fossas de fundo oceânico (Tucker, 1991) ou bacias marinhas com águas estratificadas, na qual as correntes marinhas condicionam domínios de baixa circulação. Interpreta-se que as rochas estudadas foram depositadas em uma bacia marinha restrita, possivelmente em subsidência, o que provocava a entrada periódica de águas oxigenadas e ocasionava a deposição de sedimentos não grafitosos. Em uma fase posterior da evolução, a bacia deixa de conservar matéria orgânica e passa a depositar sedimentos não carbonosos.

Outra correlação que pode ser feita é entre as rochas da escama superior (DE) e da II (DW), que possuem, como características gerais, o predomínio das rochas pelíticas associadas às máficas e ultramáficas. Atribui-se a sedimentação dessas rochas a um ambiente marinho, situado em um talude continental ou em assoalho oceânico. A presença de inúmeras lentes e camadas métricas de quartzitos, quartzo xistos e sedimentos imaturos (gnaisses) poderiam representar turbiditos. A ausência de estruturas sedimentares diagnósticas, aliada à pouca qualidade dos afloramentos não permite uma definição mais precisa do ambiente de deposição das rochas dessas escamas.

Na escama II (DW) também ocorrem sedimentos imaturos, representados por gnaisses, possivelmente depositados em resposta a um possível tectonismo sinsedimentar, nas bordas da bacia, que soergueram as rochas do embasamento, permitindo sua erosão. Os cristais de feldspato inalterados mostram que tais rochas foram depositadas em um ambiente pouco propício a sua alteração, podendo ser continental árido ou frio. Alternativamente à deposição, pode ter ocorrido em uma bacia marinha associada a um relevo íngreme, na qual as rochas eram erodidas e rapidamente soterradas.

No DS ocorre predominância de rochas psamíticas, com seus constituintes bem selecionados, arredondados

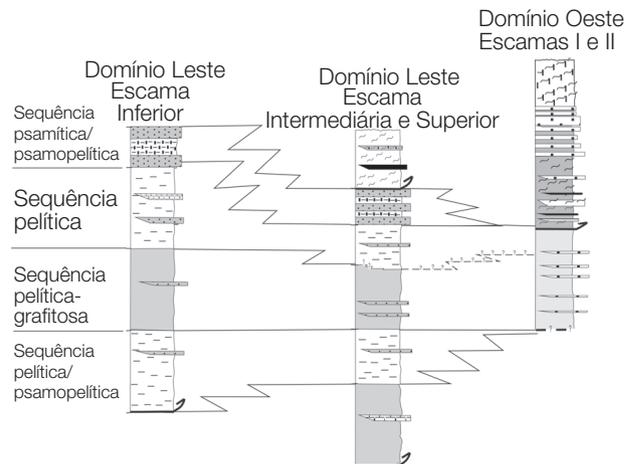


Figura 9. Esquema comparativo ilustrando a correlação das rochas das escamas intermediária e inferior, do domínio leste, e 2, do oeste, que, segundo esta concepção, seriam equivalentes laterais de uma mesma fácies sedimentar ocupando diferentes posições na bacia. As colunas são compilações das Figuras 6 e 7, na quais são descritas em detalhe.

e com alto grau de maturidade, depositados em camadas centimétricas a métricas; por estas características, interpreta-se que essas rochas foram depositadas em um ambiente marinho. Esta interpretação pode ser estendida às rochas do DN (na parte Norte da área), as quais, embora estejam muito deformadas, apresentam características similares àquelas do DS (Simões e Navarro, 1996; Seer, 1999).

Assim, as rochas dos domínios e escamas tectônicas podem ser interpretadas como representantes de várias posições e ambientes em uma mesma bacia sedimentar. Embora as feições sedimentares estejam, em grande parte, obliteradas pela deformação e pelo metamorfismo, os dados apresentados permitem considerar que as rochas estudadas foram depositadas em um ambiente marinho correspondendo a uma margem continental passiva. As rochas representam várias fácies sedimentares desta margem continental, desde a plataforma proximal ao talude continental. As rochas dos DS e DN são interpretadas como representantes da fácies de plataforma proximal. Nesta reconstrução, as rochas das escamas inferior, intermediária (DE) e I (DW) foram consideradas como representantes da fácies de plataforma distal. As escamas superior (DE) e II (DW) são tidas como fácies sedimentar de talude continental ou em assoalho oceânico.

As rochas do Grupo Bambuí são interpretadas como depositadas em um ambiente marinho raso, com águas calmas e quentes, em resposta ao soerguimento tectônico das rochas da Faixa Brasília, correspondendo a uma bacia do tipo *foreland* (Dardenne, 2000).

CORRELAÇÕES COM OUTRAS ÁREAS DE OCORRÊNCIA DO GRUPO CANASTRA

O Grupo Canastra em sua área-tipo envolve escamas de diferentes níveis metamórficos, que dificultam a correlação. A Oeste de Vazante, Campos Neto (1984a) individualizou três unidades no Grupo Canastra: Quartzítica inferior, Quartzítica Intermediária e Psamopelítica Superior. Outra proposta de individualização para as rochas do Grupo Canastra foi feita por Freitas-Silva e Dardenne (1994), na região de Vazante e Paracatu, os quais propuseram uma subdivisão do Grupo Canastra em três formações: Serra do Landim, Paracatu e Serra da Anta. Na região de Passos, Simões (1995) apresentou o Grupo Canastra sem divisão formal. No entanto, indica-se que, na base, ocorre quartzito micáceo e, no topo, quartzito puro. Na região compreendida entre Carmo do Rio Claro e Guapé, Valeriano (1992) propôs a Sequência Serra da Boa Esperança para agrupar quartzitos, sericita filitos e metaconglomerados quartzíticos em parte da zona externa da Faixa Brasília. Foram individualizadas as unidades Serra da Mamona e do Chapadão.

Com as restrições impostas pela deformação e pelo metamorfismo, são consideradas válidas as correlações entre as escamas inferior e intermediária (DE) e I (DW) com a Unidade Psamopelítica Superior de Campos Neto (1984a) e com a Formação Serra do Landim de Freitas-Silva e Dardenne (1994). Essa sucessão é sobreposta por sedimentos pelíticos grafitosos, correlacionáveis ao menos em parte ao Membro Morro do Ouro da Formação Paracatu. O Membro Serra da Anta, na região estudada, foi correlacionado a metassedimentos pelíticos com uma pequena porcentagem de grafita. A sucessão de metassedimentos psamíticos e psamopelíticos, que marca o topo das escamas inferior e intermediária na área estudada, é correlacionada à Formação Chapada dos Pilões e à Unidade Serra do Chapadão.

As rochas do DS, que têm como característica a ampla predominância de rochas psamíticas associadas à preservação de estruturas sedimentares e da forma de grãos sedimentares, podem ser correlacionadas às do Grupo Canastra, presentes na região de Passos e Araxá (tratadas como DN). Outra possível correlação é com as rochas do Membro Hidroelétrica Batalha (Formação Chapada dos Pilões), que ocorre na região Noroeste de Minas Gerais.

Segundo Dardenne (2000), o Grupo Araxá consiste de quartzitos micáceos e mica xistos, com ocorrências de calco xistos, muscovita-quartzo xistos, muscovita-clorita xistos, biotita-granada xistos, estaurolita xistos e xistos feldspáticos. A essas rochas, associam-se vulcânicas, tais como anfíbolitos, metarriolitos e metandesitos. Também ocorrem lentes de serpentinitos, actinolita xistos e talco xistos.

Na área-tipo, na região de Araxá, Seer et al. (2001) descreveram o Grupo Araxá como representado por rochas metamáficas, tais como anfíbolitos grossos a finos (metabalsos), clorita-anfíbolio xistos até clorita xistos. Ocorrem

também raros afloramentos de rochas ultramáficas como serpentinitos e anfíbolio-talco xistos. Subordinadamente, ocorrem rochas metassedimentares, que são representadas por xistos (mica, quartzo-mica, granada-quartzo-mica, granada-cloritoide-quartzo-mica) e quartzitos. Também ocorrem rochas intrusivas graníticas, intrusões com assinatura geoquímica colisional.

Na região de Passos, Simões e Valeriano (1990), Simões (1995), Valeriano e Simões (1997) e Valeriano (1999) relatam que o Grupo Araxá é uma sucessão metassedimentar, essencialmente psamopelítica, com pequena contribuição de rochas metabásicas toleíticas, sendo reconhecidos dois ciclos deposicionais: o inferior, caracterizado por uma sedimentação madura representada por quartzitos e mica xistos, e o superior, por uma sedimentação imatura, representada por gnaisses, mica xistos e, minoritariamente, quartzitos, rochas calcissilicáticas e anfíbolitos.

As escamas superior (DE) e II (DW) apresentam como característica a predominância de rochas pelíticas com contribuições de rochas psamíticas e ígneas ultramáficas. Adicionalmente, a escama II (DW) apresenta rochas máficas e sedimentos imaturos que originam gnaisses. Essas rochas são correlacionáveis ao Grupo Araxá da *Nappe* de Passos, possuindo características similares ao ciclo deposicional superior. O ponto em comum entre as duas sequências é a sedimentação de rochas pelíticas associadas à deposição de rochas imaturas (гнаisses). Outras características comuns são a ausência de intrusões graníticas sin-cinemáticas e o número restrito de corpos de rochas básicas e ultrabásicas, no entanto, essas características não devem ser utilizadas como critério para correlação.

CONCLUSÕES

O Grupo Canastra na região de Tapira, sua área-tipo, mostra grande complexidade tectônica e estratigráfica, ao contrário da simplicidade sugerida em mapeamentos prévios (Barbosa et al., 1970; Pedrosa Soares et al., 1994). Foram identificados quatro domínios, limitados por falhas sub-verticais, em que as rochas deste Grupo guardam características próprias, o que dificulta a correlação direta das unidades litoestratigráficas de cada domínio.

Para as rochas do Grupo Canastra, o mapeamento geológico permitiu caracterizar duas unidades no DN, nove no DE, uma no DW e quatro no DS, que podem ser categorizados como membros ou formações.

Foram identificadas rochas correlacionadas ao Grupo Araxá aflorantes em uma *klippe* de rochas metassedimentares, associadas a rochas máficas e ultramáficas. Outra ocorrência, a Oeste da área estudada, associa-se a rochas metassedimentares, com ocorrências subordinadas de rochas básicas, ultrabásicas e gnaisses.

Correlação entre as rochas do Grupo Canastra deve ser feita com cuidado, e devem ser evitadas novas denominações até que se tenham mais dados que suportem a correlação regional e local. A área estudada, por ser da definição original e contemplar uma ampla diversidade de unidades litoestratigráficas atribuídas ao Grupo Canastra, pode, e deve, ser utilizada como base para a definição formal das formações do Grupo Canastra.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho é parte da tese de Doutorado do primeiro autor (C. H. Silva), que agradece à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (Fapesp), processo 98/16429-4, pela concessão da bolsa de estudos. Os autores agradecem aos colegas Ana Costa e Jackson Paz e aos professores Cláudio Valeriano e Mário Campos Neto, pela leitura crítica e valiosas sugestões que muito melhoraram o manuscrito original.

REFERÊNCIAS

- BARBOSA, O. *Guia das Excursões do IX Congresso da Sociedade Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1955. p. 3-5.
- BARBOSA, O.; BRAUN, O. P. G.; DYER, R. C.; CUNHA, C. A. B. R. Geologia da Região do Triângulo Mineiro. *Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral*, Rio de Janeiro: DNPM, 1970, v. 136.
- BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, v. 53, p. 23-40, 1991.
- CAMPOS NETO, M. C. Litoestratigrafia, relações estratigráficas e evolução paleogeográfica dos grupos Canastra e Paranoá (região de Vazante-Lagamar, MG). *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 14, p. 81-91, 1984a.
- CAMPOS NETO, M. C. Geometria das fases de dobramento brasileiras superpostas no Oeste de MG. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 14, p. 81-91, 1984b.
- DARDENNE, M. A. Zonação tectônica no bordo ocidental do Cráton do São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978. Recife. *Anais...* Recife: SBG, 1978. v. 2, p. 299-308.
- DARDENNE, M. A. The Brasília Fold Belt. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: SBG, 2000. p. 231-263.
- DOCEGEO. *Relatório de Pesquisa dos Alvos Baú e Serrinha*. Belo Horizonte, 1996. Inédito.
- FREITAS-SILVA, F. H.; DARDENNE, M. A. Proposta de subdivisão estratigráfica formal para o grupo Canastra no oeste de Minas Gerais e leste de Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4., 1994. Brasília. *Atas...* Brasília: SBG, 1994. p. 164-165.
- FUCK, R. A. A Faixa Brasília e a Compartimentação Tectônica na Província Tocantins. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4., 1994, Brasília. *Atas...* Brasília: SBG, 1994. p. 184-187.
- MARINI, O. J.; FUCK, R. A.; DARDENNE, M. A.; DANNI, J. C. M. Província Tocantins – setores Central e Sudeste. In: ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. (eds.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Edgard Bluncher, 1984. p. 205-264.
- PEDROSA SOARES, A. C.; DARDENNE, M. A.; HASUI, Y.; CASTRO, F. D. C.; CARVALHO, V. A.; REIS, A. C. 1994. *Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais*. Escala 1:1.000.000.
- PEREIRA, L. F. *Relações tectono-estratigráficas entre as unidades Canastra e Ibiá na região de Coromandel-MG*. 1992. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, Brasília.
- PEREIRA, L.; DARDENNE, M. A.; ROSIÈRE, C. A.; PEDROSA-SOARES, A. C. Evolução Geológica dos Grupos Canastra e Ibiá na região entre Coromandel e Guarda-Mor, MG. *Geonomos*, v. 2, p. 22-32, 1994.
- PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, v. 20, p. 375-379, 1992.
- PIMENTEL, M. M.; DARDENNE, M. A.; FUCK, R. A.; VIANA, M. G.; JUNGES, S. L.; FISCHER, D. P.; SEER, H. J.; DANTAS, E. L. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Science*, v. 14, p. 571-585, 2001.
- PIMENTEL, M. M.; RODRIGUES, J. B.; DELLAGIUSTINA, M. E. S.; JUNGES, S.; MATTEINI, M.; ARMSTRONG, R. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on

- SHRIMP and LA-ICPMS U-Pb sedimentary provenance data: A review. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 31, p. 345-357, 2011.
- RODRIGUES, J. B.; PIMENTEL, M. M.; DARDENNE, M. A.; ARMSTRONG, R. A. Age, provenance and tectonic setting of the Canastra and Ibiá Groups (Brasília Belt, Brazil): Implications for the age of a Neoproterozoic glacial event in central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, p. 512-521, 2010.
- SEER, H. J. *Evolução tectônica dos grupos Araxá, Ibiá e Canastra na Sinforma de Araxá, Araxá, Minas Gerais*. 1999. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, Brasília.
- SEER, H. J.; BROD, J. A.; FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; BOAVENTURA, G. R.; DARDENNE, M. A. Grupo Araxá em sua área tipo: um fragmento de crosta oceânica Neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, p. 385-396, 2001.
- SILVA, C. H. *Evolução Geológica da Faixa Brasília na Região de Tapira, Sudoeste de Minas Gerais*. 2003. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- SIMÕES, L. S. A. *Evolução Tectonometamórfica da nappe de Passos, sudoeste de Minas Gerais*. 1995. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo. 149 p.
- SIMÕES, L. S. A.; VALERIANO, C. M. Porção meridional da Faixa de Dobramentos Brasília: estágio atual do conhecimento e problemas de correlação tectono-estratigráfica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. *Anais...* Natal: SBG, 1990. v. 6, p. 2564-2575.
- SIMÕES, L. S. A.; NAVARRO, G. Estruturação da Faixa Brasília na Região de Araxá – MG In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. *Anais...* Salvador: SBG, 1996. v. 6, p. 92-95.
- STRIEDER, A. J.; NILSON, A. A. Melange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 22, p. 204-215, 1992.
- TUCKER, M. E. *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. 2 ed. Oxford: Brackwell, 1991. 260 p.
- VALERIANO, C. M. *Evolução tectônica da extremidade meridional da Faixa Brasília, região da Represa de Furnas, Sudoeste de Minas Gerais*. 1992. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo. 192 p.
- VALERIANO, C. M. *A Faixa Brasília meridional com ênfase no segmento da Represa de Furnas: Estado atual do conhecimento e modelos de evolução tectônica*. 1999. Tese (Livre-Docência) – Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 90 p.
- VALERIANO, C. M.; SIMÕES, L. S. A. Lithochemistry of proterozoic mafic rocks from the Passos Nappe (Minas Gerais, Brazil): tectonic implications to the evolution of the southern Brasília Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 27, p. 99-110, 1997.
- VALERIANO, C. M.; MACHADO, N.; SIMONETTI, A.; VALLADARES, C. S.; SEER, H. J.; SIMÕES, L. S. A. U-Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research*, v. 130, p. 27-55, 2004a.
- VALERIANO, C. M.; DARDENNE, M. A.; FONSECA, M. A.; SIMÕES, L. S. A.; SEER, H. J. A Evolução Tectônica da Faixa Brasília. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; DAL RÉ CARNEIRO, C.; BRITO NEVES, B. B. (Org.). *Geologia do Continente Sul-Americano - Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004b. p. 575-592.
- VALERIANO, C. M.; PIMENTEL, M. M.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J. C. H.; TROUW, R. A. J. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. *Geological Society Special Publication*, v. 294, p. 197-210, 2008.