

3 – GEOLOGIA REGIONAL

3.1 – INTRODUÇÃO

A despeito do grande volume de trabalhos já escritos sobre a geologia da Serra do Espinhaço Meridional (Figura 3.1.1) ao longo de mais de dois séculos conforme explanado no capítulo anterior, algumas questões permanecem tema de grandes discussões, sendo exemplificadas abaixo:

- a. A origem, caracterização, transporte e redistribuição dos diamantes da serra e a localização da rocha-fonte do mineral, se presente nos domínios da “Bacia Espinhaço” ou nos terrenos que atualmente compõem o Cráton do São Francisco (e.g. Almeida-Abreu, 1996; Chaves *et al.*, 1996, 1998a, b, 1999, 2000, 2001, 2005; Almeida-Abreu *et al.*, 1997; Chaves & Svisero, 1999; Almeida-Abreu & Renger, 1999b; Chaves & Bottino, 2000; Chaves & Karfunkel, 2001; Martins, 2002, 2006; Benitez, 2004 e Fleischer, 2005);
- b. Os processos deposicionais e a natureza genética das unidades basais do Supergrupo Espinhaço (e.g. Almeida-Abreu, 1995, 1996; Dussin & Dussin, 1995; Silva, 1995a, b; Martins-Neto, 1993, 1995a, b, c, d, 1998, 1999 e Almeida-Abreu & Renger, 1999a, 2002);
- c. A existência ou não de um evento orogenético mesoproterozóico (Uruçuano) que teria afetado as rochas do Supergrupo Espinhaço há cerca de 1.300Ma e a sua importância relativa quando comparado ao Evento Brasileiro (cerca de 600Ma). Como exemplos citam-se Knauer (1990, 1999), Almeida-Abreu (1993, 1995), Dussin & Dussin (1995), Uhlein *et al.* (1995), Knauer & Ebert (1997) e Almeida-Abreu & Renger (2002);
- d. A real existência do Supergrupo Rio Paraúna enquanto unidade estratigráfica, uma vez que pode haver, de acordo com interpretações dos dados geocronológicos, um hiato de aproximadamente 900Ma entre o Grupo Pedro Pereira e o Grupo Costa Sena (e.g. Machado *et al.*, 1989; Knauer, 1999, 2007);
- e. A natureza dos grupos Pedro Pereira e Costa Sena e a relação estratigráfica e estrutural entre eles (e.g. Knauer, 1990, 1999, 2007);
- f. A localização aproximada dos registros geológicos da fase *rift* do Supergrupo Espinhaço. Uma linha de pesquisa defende a existência de registros

sedimentares desta fase na região de Diamantina, sendo o Grupo Guinda o seu principal indício (*e.g.* Dussin & Dussin, 1995; Uhlein *et al.*, 1995; Silva, 1995a, b, 1998; Martins-Neto, 1993, 1998, 1999), ao passo que outros apontam para a possibilidade de esta fase estar registrada nas seqüências da borda leste (*e.g.* região do Serro; Knauer, 1999 e Almeida-Abreu & Renger, 2002);

- g. A possibilidade de se aplicar os conceitos da estratigrafia de seqüências sobre as unidades do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina (*e.g.* Silva, 1993, 1995a, b, 1998 e Dupont, 1995);
- h. A relação entre os grupos Costa Sena e Guinda, especialmente quanto à posição estratigráfica da Formação Bandeirinha (*e.g.* Fogaça *et al.*, 1984; Almeida-Abreu, 1993, 1995, 1996, 2002; Almeida-Abreu & Pflug, 1994; Martins-Neto, 1993, 1995a, b, c, d, 1998, 1999; Silva, 1995a, b, 1998 e Knauer, 1990, 1999, 2007).

O objetivo central deste trabalho é discutir a relação entre os grupos Costa Sena e Guinda no setor central da Serra do Espinhaço Meridional, notadamente na Quadrícula Guinda e norte da Quadrícula Gouveia. Neste capítulo, portanto, serão apresentadas duas possibilidades de arranjo estratigráfico parcialmente conflitantes, uma vez que debater-se-á sobre o posicionamento da Formação Bandeirinha, se topo do Grupo Costa Sena ou base do Grupo Guinda. Além disso, as principais características dos modelos de estratigrafia de seqüências, do arcabouço estrutural e das hipóteses de evolução das unidades que perfazem a serra serão apresentadas.

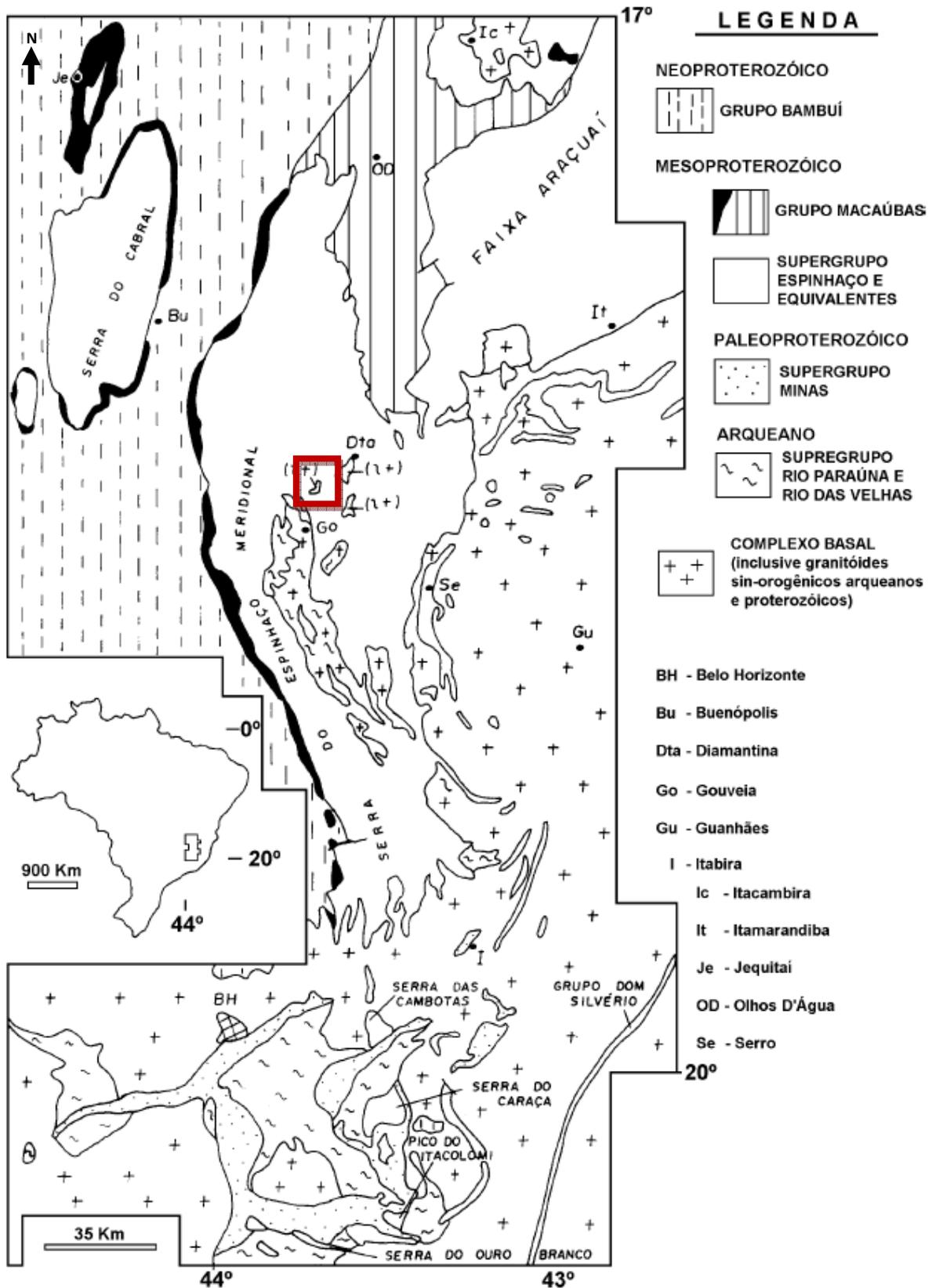


Figura 3.1.1. Mapa geológico simplificado da Serra do Espinhaço Meridional e áreas adjacentes. A área estudada encontra-se destacada em vermelho. Modificado de Almeida-Abreu (1995).

3.2 – MODELOS LITOESTRATIGRÁFICOS

3.2.1 – GENERALIDADES

Existe certo consenso entre os pesquisadores sobre o arranjo estratigráfico das formações e níveis que compõem a Serra do Espinhaço Meridional. Entretanto, o posicionamento destas unidades menores em grupos e supergrupos é por vezes polêmico, o que se deve a diferentes interpretações de suas relações de campo e dos resultados geocronológicos disponíveis, conforme será visto posteriormente.

Desta forma, as propostas de Pflug (1968) e Schöll & Fogaça (1979, 1981) são a base da coluna estratigráfica usualmente adotada, onde o Supergrupo Espinhaço encontra-se dividido em oito formações (ou nove, se incluída a Formação Bandeirinha).

As unidades arqueanas a paleoproterozóicas da cordilheira foram agrupadas por Schöll & Fogaça (1979) em três conjuntos maiores, assim denominados Supergrupo Pré-Rio das Velhas, Supergrupo Rio das Velhas e Supergrupo Espinhaço. Posteriormente, Fogaça *et al.* (1984), com base na descontinuidade física e na impossibilidade de promover correlações diretas entre o Supergrupo Rio das Velhas do Quadrilátero Ferrífero e a seqüência predominantemente xistosa da Serra do Espinhaço, propõem a modificação da nomenclatura desta última para Supergrupo Rio Paraúna. O supergrupo é dividido nos grupos Pedro Pereira (seqüência metamáfica a metaultramáfica e seqüência metassedimentar de origem química) e Costa Sena (formações Barão do Guaicuí, xistosa, e Bandeirinha, composta por quartzitos e metarruditos). Os autores admitem ainda a semelhança genética entre os supergrupos Rio das Velhas e Rio Paraúna, mantendo o último como uma seqüência do tipo *greenstone belt*. Não é descartada a possibilidade de que ambos sejam relictos de um mesmo sistema cuja continuidade física foi destruída pela erosão.

Os dois modelos litoestratigráficos adotados neste trabalho (Tabela 3.2.1 a e b) baseiam-se nas premissas descritas acima com algumas modificações propostas por Fogaça & Almeida-Abreu (1982), Knauer (1990, 1999), Almeida-Abreu (1993, 1995) e Almeida-Abreu & Pflug (1994):

- a. Denominação formal de Membro Campo Sampaio para o Nível F da Formação Sopa-Brumadinho (Fogaça & Almeida-Abreu, 1982);

- b. Redefinição dos grupos que compõem o Supergrupo Espinhaço. A subdivisão original nos grupos Diamantina e Conselheiro Mata (Dossin *et al.*, 1984), foi substituída por Grupo Guinda, Formação Galho do Miguel e Grupo Conselheiro Mata (Knauer, 1990);
- c. Posicionamento da Formação Bandeirinha como base do Grupo Guinda (Almeida-Abreu, 1993, 1995; Almeida-Abreu & Pflug, 1994; Martins-Neto, 1993; Silva, 1995a, b)*;
- d. Denominação de Membro Datas e Membro Caldeirões para os níveis informais D e E da Formação Sopa-Brumadinho (Almeida-Abreu, 1993);
- e. Eliminação do Supergrupo Rio Paraúna enquanto unidade estratigráfica com base na profunda discordância entre os grupos Pedro Pereira e Costa Sena (conforme noticiado por Fogaça *et al.*, 1984) e principalmente em datações U-Pb em metarriolitos intercalados nas duas unidades. Estas datações apontam idades de 2.971Ma para o Grupo Pedro Pereira e de 2.049Ma para o Grupo Costa Sena, representando um hiato da ordem de 900Ma, o que descaracteriza a possibilidade de serem enquadrados em um mesmo conjunto estratigráfico e até sob o mesmo contexto geotectônico.

A Tabela 3.2.1 apresenta dois quadros estratigráficos sintéticos para a região central da Serra do Espinhaço Meridional de acordo com as proposições supracitadas. Estão representadas apenas as unidades aflorantes nos domínios da Folha Diamantina (Figura 3.2.1), o que exclui o Grupo Bambuí. A idade atribuída aos Complexos Granito-Gnáissicos se baseiam em datação sobre o Complexo de Gouveia (nos termos de Knauer, 1990). O Grupo Macaúbas é dividido nas duas formações que ocorrem no âmbito desta folha, sendo o seu intervalo geocronológico de deposição limitado pela idade da Suíte Metaígneia Pedro Lessa (906Ma) e pela idade da porção basal da Formação Sete Lagoas do Grupo Bambuí, balizada em 740Ma (Pb-Pb em aragonita, Babinski *et al.*, 2007). Em (a) a Formação Bandeirinha é posicionada no topo do Grupo Costa Sena, ao passo que em (b) a unidade é tida como base do Grupo Guinda.

As unidades aflorantes neste setor da serra foram metamorfasadas (ou retrometamorfisadas, no caso dos Complexos Granito-Gnáissicos) na fácies xisto verde.

*No caso da segunda hipótese estratigráfica aventada.

Tabela 3.2.1. Quadros estratigráficos sintéticos para as unidades aflorantes nos domínios da Folha Diamantina considerando a Formação Bandeirinha como topo do Grupo Costa Sena (a) ou base do Grupo Guinda (b).

(a)

ESTRATIGRAFIA		LITOTIPOS	IDADE	
Grupo Macaúbas	Fm. Serra do Catuní	Predominantemente metadiamicíticos de matriz siltosa a quartzítica	906-740Ma	
	Fm. Duas Barras	Quartzito médio a grosso, feldspático ou não, e níveis de metaconglomerado		
Suíte Metaígneia Pedro Lessa		Metagabros e metadiabásios dispostos em diques, soleiras e stocks	906Ma	
Supergrupo Espinhaço	Grupo Conselheiro Mata	Fm. Rio Pardo Grande	Filitos e metassiltos com níveis quartzíticos, lentes e níveis de mármore dolomítico	1.750Ma
		Fm. Córrego Pereira	Quartzitos médios a grossos, localmente micáceos ou feldspáticos com intercalações filíticas	
		Fm. Córrego da Bandeira	Filitos e metassiltos com níveis subordinados de quartzitos finos a médios	
		Fm. Córrego dos Borges	Quartzitos puros ou micáceos com intercalações locais de metarruditos	
		Fm. Santa Rita	Filitos e metassiltos com intercalações quartzíticas no topo	
	Fm. Galho do Miguel		Ortoquartzitos finos com estratificações cruzadas até decamétricas	
	Grupo Guinda	Fm. Sopa-Brumadinho	Filitos e quartzitos finos e micáceos (Mb. Datas), quartzitos (ora ferruginosos) com níveis de metaconglomerados polimíticos, filitos, filitos hematíticos (Mb. Caldeirões), filitos, quartzitos e metabrechas (Mb. Campo Sampaio)	
		Fm. São João da Chapada	Metarruditos e quartzitos (A), filitos hematíticos e xistos verdes (B) e quartzitos com metaconglomerados subordinados (C)	
Grupo Costa Sena	Fm. Bandeirinha	Quartzitos (por vezes róseos), metaconglomerados e metabrechas	2.049Ma	
	Fm. Barão do Guaicuí	Quartzo-mica xistos com cianita, turmalina e lazulita, quartzitos, metaconglomerados e metavulcanitos		
Grupo Pedro Pereira		Metavulcânicas ultramáficas, máficas e raramente ácida, BIF's	2.971Ma	
Complexos Granito-Gnáissicos		Gnaisses, migmatitos, granitos e anfibolitos	2.839Ma	

(b)

ESTRATIGRAFIA		LITOTIPOS	IDADE	
Grupo Macaúbas	Fm. Serra do Catuní	Predominantemente metadiamicíticos de matriz siltosa a quartzítica	906-740Ma	
	Fm. Duas Barras	Quartzito médio a grosso, feldspático ou não, e níveis de metaconglomerado		
Suíte Metaígneia Pedro Lessa		Metagabros e metadiabásios dispostos em diques, soleiras e stocks	906Ma	
Supergrupo Espinhaço	Grupo Conselheiro Mata	Fm. Rio Pardo Grande	Filitos e metassiltos com níveis quartzíticos, lentes e níveis de mármore dolomítico	1.750Ma
		Fm. Córrego Pereira	Quartzitos médios a grossos, localmente micáceos ou feldspáticos com intercalações filíticas	
		Fm. Córrego da Bandeira	Filitos e metassiltos com níveis subordinados de quartzitos finos a médios	
		Fm. Córrego dos Borges	Quartzitos puros ou micáceos com intercalações locais de metarruditos	
		Fm. Santa Rita	Filitos e metassiltos com intercalações quartzíticas no topo	
	Fm. Galho do Miguel		Ortoquartzitos finos com estratificações cruzadas até decamétricas	
	Grupo Guinda	Fm. Sopa-Brumadinho	Filitos e quartzitos finos e micáceos (Mb. Datas), quartzitos (ora ferruginosos) com níveis de metaconglomerados polimíticos, filitos, filitos hematíticos (Mb. Caldeirões), filitos, quartzitos e metabrechas (Mb. Campo Sampaio)	
		Fm. São João da Chapada	Metarruditos e quartzitos (A), filitos hematíticos e xistos verdes (B) e quartzitos com metaconglomerados subordinados (C)	
Fm. Bandeirinha		Quartzitos (por vezes róseos), metaconglomerados e metabrechas		
Grupo Costa Sena	Fm. Barão do Guaicuí	Quartzo-mica xistos com cianita, turmalina e lazulita, quartzitos, metaconglomerados e metavulcanitos	2.049Ma	
Grupo Pedro Pereira		Metavulcânicas ultramáficas, máficas e raramente ácida, BIF's	2.971Ma	
Complexos Granito-Gnáissicos		Gnaisses, migmatitos, granitos e anfibolitos	2.839Ma	

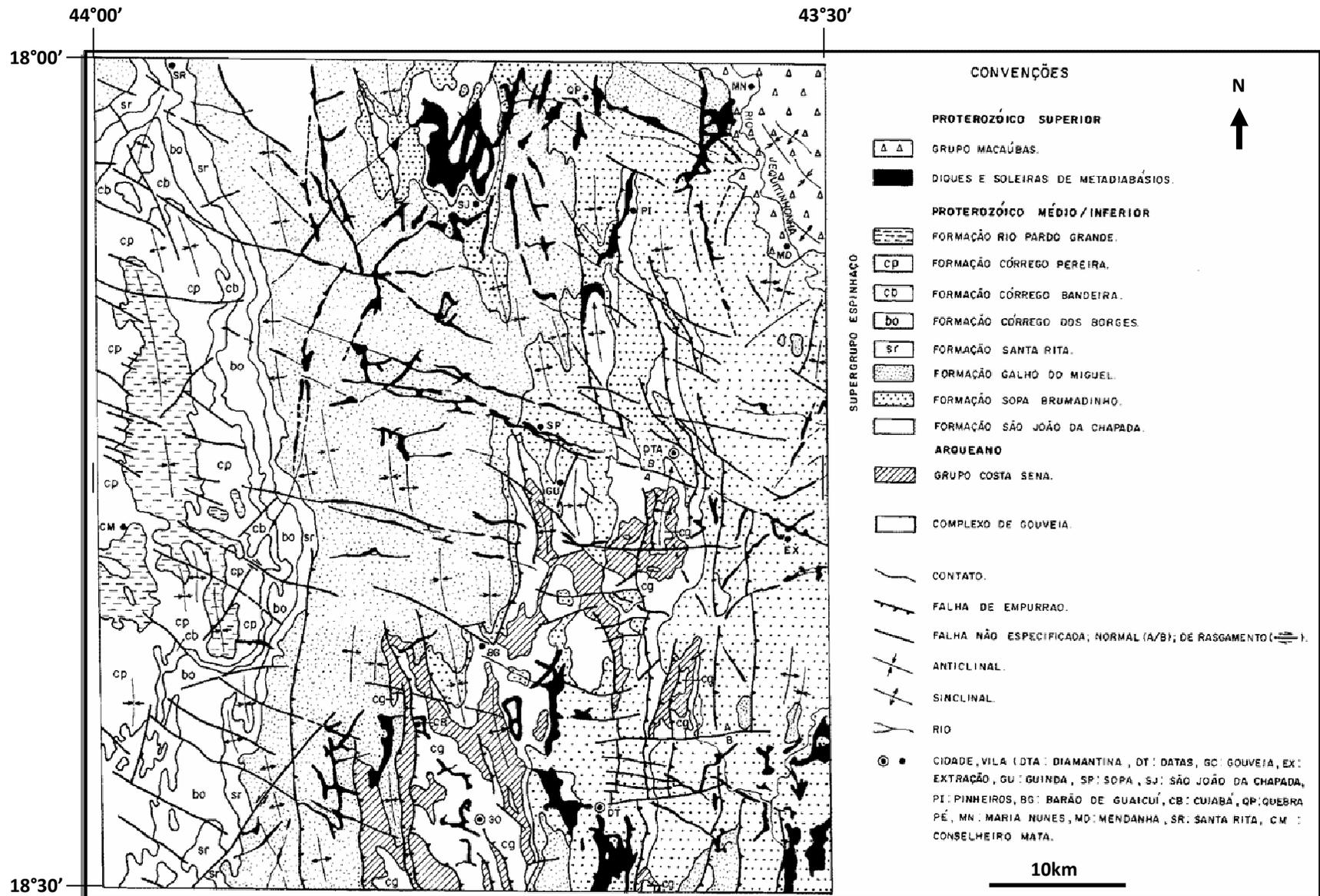


Figura 3.2.1. Mapa geológico simplificado da Folha Diamantina elaborado por Fogaça (1995).

Escala original: 1:100.000.

3.2.2 – COMPLEXOS GRANITO-GNÁISSICOS

Correspondentes à parte da Série Pré-Minas de Pflug (1965) e Pflug & Renger (1973), ao Supergrupo Pré-Rio das Velhas de Schöll & Fogaça (1979) e à Sequência Infracrustal de Fogaça & Schöll (1984), estes complexos afloram a sul de Diamantina e estendem-se de maneira descontínua até as proximidades de Morro do Pilar, ocorrendo como anticlinais com eixos norte-sul ou por meio de cavalgamentos (Schöll & Fogaça, *op. cit.*).

Na região central da serra estas rochas compõem o chamado Complexo de Gouveia no sentido de Knauer (1990), estruturando-se como um braquianticlinório cuja terminação periclinal aflora na região do município de Gouveia. Afloramentos menores são encontrados fora dos domínios do anticlinório, a exemplo daqueles exumados nos vales do córregos Natureza e Capão (Quadrícula Guinda).

De acordo com os estudos de Hoffmann (1980, 1981, 1983a), as rochas granito-gnáissicas do embasamento da Serra do Espinhaço podem ser separadas em dois conjuntos, por ele denominados Grupo Congonhas (gnaisses e migmatitos) e Grupo Gouveia (granitos *lato sensu*).

Os corpos gnáissicos e migmatíticos de Hoffmann (1983a) são mais antigos que as rochas do Grupo Gouveia e Pedro Pereira (Knauer, 1990), aflorando de forma restrita o que, aliado à baixa conservação dos afloramentos, torna o Grupo Congonhas o menos estudado da região. Os migmatitos apresentam estruturas variadas, tais como *schlieren*, agmática e nebulítica e transicionam localmente para verdadeiros granitos, diferentes daqueles do Grupo Gouveia pela ausência de megacristais.

Ocorrem também, em meio aos Complexos Granito-Gnáissicos, corpos anfibolíticos restritos (Schöll & Fogaça, 1981) e pequenas injeções pegmatíticas. Os processos metamórficos posteriores são registrados petrograficamente por meio de saussuritização e cloritização (Schöll & Fogaça, 1979).

No Grupo Gouveia predominam rochas graníticas constituídas por quartzo, feldspato potássico (microclina), plagioclásio (oligoclásio/andesina), moscovita e biotita. Os acessórios mais comuns são zircão, titanita, epidoto, magnetita/martita, actinolita, apatita e raramente pirita e granada. Turmalina também ocorre como acessório, sendo mais comum nas faixas milonitizadas.

Quando não milonitizada, a rocha é geralmente porfirítica, com fenocristais de feldspato potássico que não raramente chegam a 5-10cm. As porções mais deformadas promovem o aparecimento de protomilonitos a filonitos. Nas situações mais extremas os feldspatos são praticamente eliminados, o que dificulta sobremaneira a separação destas rochas daquelas pertencentes ao Grupo Costa Sena (Schöll & Fogaça, 1981; Knauer, 1990, 1999), levando muitas vezes a interpretações equivocadas (*e.g.* Hoffmann, 1981; Uhlein, 1991; Silva, 1995a).

Análises químicas compiladas por Knauer & Grossi-Sad (1995b) para o Complexo de Gouveia revelam que as rochas são de natureza peraluminosa e cálcio-alcálicas, tratando-se provavelmente de granitos colisionais continentais. As rochas graníticas apresentam idades radiométricas mínimas da ordem de 2.800Ma (isócrona Rb-Sr em rocha total, $R_o = 0,706$, Brito-Neves *et al.*, 1979). Os dados são confirmados por Machado *et al.* (1989), tendo obtido valor de 2.839 ± 14 Ma (U-Pb em zircões de granitóides).

3.2.3 – GRUPO PEDRO PEREIRA

O Grupo Pedro Pereira, definido por Fogaça *et al.* (1984) em substituição ao Grupo Nova Lima no sentido de Schöll & Fogaça (1979) e à “Sequência Vulcano-Sedimentar de Pedro Pereira” de Carvalho (1982), aflora como pequenas lascas tectônicas via de regra de direção NNW-SSE, possíveis relictos de um *greenstone belt* arqueano. Restritas áreas de afloramento são verificadas na Folha Presidente Kubitschek. A unidade foi inicialmente definida como base do Supergrupo Rio Paraúna (Fogaça *et al.*, *op. cit.*), tendo este sido desconsiderado por Knauer (1990) em virtude da provável diferença de idade entre o Grupo Pedro Pereira e o Grupo Costa Sena.

Uma unidade de caráter metaultramáfico/metamáfico e outra metavulcano-sedimentar são englobadas no Grupo Pedro Pereira (Figura 3.2.2). A primeira delas é composta por metaultramafitos à base de talco, cloritas e serpentinas, minerais resultantes do metamorfismo do protólito ígneo. Xisto verde ocorre diretamente sobre o embasamento granítico ou em contato com as metaultramáficas. Aflora geralmente xisto máfico verde escuro ou claro, por vezes rico em clorita e com algumas intercalações de quartzo xisto, sendo o contato superior localmente com a unidade metavulcano-sedimentar, Formação Barão de Guaicuí ou litologias do

Supergrupo Espinhaço. A espessura máxima é tida em torno de 50-150m (Knauer & Grossi-Sad, 1995b).

A Unidade Metavulcano-Sedimentar é composta por delgados níveis de formações ferríferas bandadas de fácies óxido alternadas com metavulcânicas máficas ou félsicas (Carvalho, 1982). Ocorrem ainda quartzo xisto com níveis ferruginosos, quartzo-moscovita xisto e talco xisto apresentando veios de quartzo com mineralização aurífera. A espessura máxima é da ordem de 100m (Knauer & Grossi-Sad, 1995b), com origem extrusiva e vulcanoclástica atribuída (Fogaça *et al.*, 1984).

Machado *et al.* (1989) atribuem idades U-Pb (zircões de moscovita-quartzo xisto metaígneo) em torno de 2971±16 Ma para o grupo.

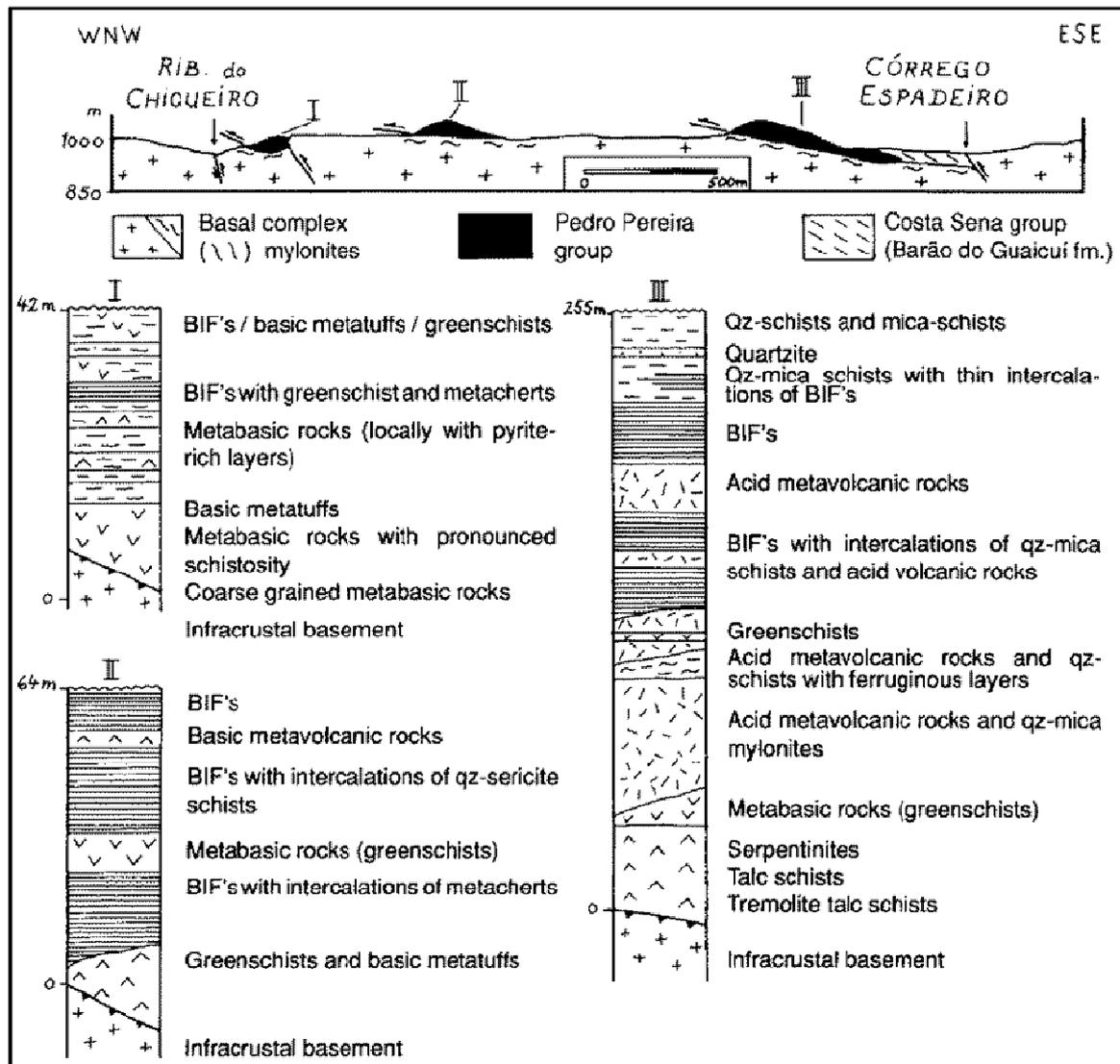


Figura 3.2.2. Seção e colunas estratigráficas para o Grupo Pedro Pereira na região do Ribeirão do Chiqueiro e Córrego Espadeiro (Quadrícula Pedro Pereira, Almeida-Abreu *et al.*, 1982).

3.2.4 – GRUPO COSTA SENA

O Grupo Costa Sena (segundo concepção de Fogaça *et al.*, 1984), definido em substituição ao Grupo Maquiné na Serra do Espinhaço, é composto por uma seqüência predominantemente metassedimentar com níveis metamagmáticos subordinados. Conforme anteriormente citado, a definição dos litotipos que compõem a unidade mostra-se conflitante no que se refere à Formação Bandeirinha. Duas hipóteses são consideradas:

- a. O Grupo Costa Sena apresenta a Formação Barão do Guaicuí em sua base e a Formação Bandeirinha no topo, sendo composto, portanto, por xistos, quartzitos e metarruditos (*e.g.* Fogaça *et al.*, 1984; Knauer, 1984, 1990, 1999, 2007; Knauer & Grossi-Sad, 1995b);
- b. A unidade é exclusivamente formada pelos xistos da Formação Barão do Guaicuí, uma vez que a Formação Bandeirinha é base do Grupo Guinda (*e.g.* Almeida-Abreu, 1993, 1995; Martins-Neto, 1993; Almeida-Abreu & Pflug, 1994; Silva, 1995a, b, 1998).

A natureza controversa do Grupo Costa Sena não se restringe à relação entre as formações Barão do Guaicuí e Bandeirinha e à posição desta última. Desde a definição da unidade, muito tem sido questionado à respeito de sua natureza genética. Diversos autores admitem, ao menos parcialmente, as proposições de Fogaça *et al.* (1984), citando-se por exemplo Knauer (1984, 1990, 1999, 2007), Fogaça & Schöll (1984), Fogaça (1985, 1995) e Knauer & Grossi-Sad (1995b), ao passo que interpretações alternativas não são raras. Deste modo, Uhlein (1991) e Silva (1995a, b), em parte retomando a hipótese de Carvalho (1982), consideram as rochas xistosas como produto de milonitização dos Complexos Granito-Gnáissicos. Por outro lado, Chaves (1987) atribui parte destas rochas à milonitização do Supergrupo Espinhaço.

Devido ao fato de o posicionamento da Formação Bandeirinha ser uma das questões centrais deste trabalho, a unidade será colocada à parte dos grupos Costa Sena e Guinda neste capítulo. Objetiva-se, ao final, que a formação seja inserida em uma das unidades com base em argumentos estratigráficos e estruturais.

3.2.4.1 – FORMAÇÃO BARÃO DO GUAICUÍ

A Formação Barão do Guaicuí (Fogaça *et al.*, 1984) é constituída por litotipos xistosos com variáveis proporções de quartzo, micas, cianita, lazulita, hematita, turmalina e outros minerais. Geralmente apresentam foliação anastomosada e textura blastomilonítica com cristais de quartzo estirados que obliteram as estruturas primárias (Schöll & Fogaça, 1981). Fogaça *et al.* (*op. cit.*) admitem espessuras variáveis entre 300 e 1000m, embora o estabelecimento de uma coluna estratigráfica com espessuras reais seja impossibilitado pelo forte tectonismo que afeta a unidade.

O contato basal da formação com os Complexos Granito-Gnáissicos é tectônico, sendo normal ou discordante erosivo e angular com a Unidade Metavulcano-Sedimentar do Grupo Pedro Pereira (podendo inclusive haver um nível metaconglomerático descontínuo na base). Contatos aparentemente gradativos (ou tectônicos) são descritos com a Formação Bandeirinha (Fogaça *et al.*, 1984), sendo estes descaracterizados pelos pesquisadores que consideram esta última como base do Supergrupo Espinhaço. Com o Supergrupo Espinhaço os contatos se dão através de discordância angular e erosiva.

Com base em trabalhos anteriores e dados de campo, Knauer (1999) subdivide a Formação Barão do Guaicuí em três unidades informais, denominadas “Inferior”, “Intermediária” e “Superior”.

A Unidade Inferior apresenta espessura de poucas dezenas de metros (Knauer, 1984), sendo descontínua e de ocorrência local (*e.g.* leste da Fazenda Formação e oeste de Padre Matias, Quadrícula Extração). Predominam xistos à base de moscovita e clorita com percentuais variáveis de quartzo, compondo clorita-quartzo-moscovita xistos, clorita xistos, moscovita-clorita xistos e quartzo-moscovita xistos, estes últimos por vezes com clorita, epidoto, turmalina, magnetita/martita e biotita como acessórios.

Intercalados nos xistos supracitados ocorrem horizontes métricos de xistos verdes cujos contatos inferiores são notadamente bruscos e concordantes. Nestes predominam tremolita/actinolita, clorita e moscovita. Acessórios são a turmalina, epidoto e leucoxênio (Freitas & Faria, 1982; Knauer, 1984).

A Unidade Intermediária apresenta a maior espessura aparente, por vezes superior a trezentos metros, e ampla distribuição geográfica na Folha Diamantina. Os litotipos predominantes são quartzo-moscovita xistos, quartzo-cianita-moscovita

xistos, moscovita-quartzo xistos e cianita-moscovita-quartzo xistos. Localmente ocorrem cloritóide, clorita e turmalina (turmalina-quartzo-moscovita xistos e horizontes centimétricos de turmalinitos), e a concentração de cianita pode originar verdadeiros cianititos (Fogaça *et al.*, 1984). Fosfatos de alumínio e ferro (principalmente ferro-lazulita e augelita) e boratos podem aparecer de forma dispersa ou em bolsões na rocha, bem como em veios de quartzo (Hoffmann, 1980; Horn *et al.*, 1996; Gatter & Morteani, 1999; Neves, 1999; Morteani *et al.*, 1999, 2001).

Intercalações centimétricas a decimétricas de formações ferríferas de fácies óxido são verificadas a norte de Barão do Guaicuí (Knauer, 1999), estando localmente rompidos e com aspecto de “pseudoconglomerados”. Ocorrem ainda intercalações de porte até métrico de quartzo-clorita xistos e clorita xistos concordantes com os litotipos anteriores, bem como quartzitos micáceos (inclusive fuchcita quartzitos, Knauer, *op. cit.*) e metaconglomerados em pacotes decimétricos a métricos.

A Unidade Superior é caracterizada por 60 a 100m de quartzo xistos com contribuições menores de moscovita e cianita. São comuns na unidade as intercalações de quartzitos, por vezes com altos teores de turmalina e hematita.

De acordo com Knauer (1999), a divisão proposta principalmente para a Folha Diamantina pode ser similarmente aplicada aos seiscentos metros aflorantes na seção tipo da Formação Barão do Guaicuí (Figura 3.2.3), localizada na Serra da Paraúna (Quadrícula Costa Sena, Folha Presidente Kubitschek, Fogaça *et al.*, 1984).

Knauer & Grossi-Sad (1995b), reafirmando as hipóteses de Fogaça (1982, 1985), atribuem uma origem sedimentar à maioria das rochas que constituem a referida formação. A contribuição magmática parece estar restrita a xistos verdes (metamorfismo de rochas vulcânicas e tufos básicos) e metavulcânicas ácidas (metarriolitos/tufos riolíticos, Hoffmann, 1883b; Fogaça, 1982). Estas últimas foram raramente reconhecidas em campo (Knauer, 1990), sendo caracterizadas por cor rosa a branca com matriz fina e xistosa à base de quartzo, moscovita, turmalina e alguma cianita envolvendo porfiroclastos de quartzo. As análises químicas disponíveis são escassas e incompletas, indicando filiação cálcio-alcalina (ambiente compressivo). Estas mesmas rochas foram datadas na região de Ouro Fino (Folha Presidente Kubitschek) por Machado *et al.* (1989) através de U-Pb em zircões. O valor de 2.049 ± 16 Ma é por muitos interpretado apenas como a idade de magmatismo relacionado ao Evento Transamazônico, ou mesmo como a manifestação do metamorfismo da formação (Almeida-Abreu, 1993). Para estes pesquisadores a

Formação Barão do Guaicuí (e o Grupo Costa Sena) teria idade arqueana, balizada na datação do Grupo Pedro Pereira. Knauer (1990, 1999) considera 2.049Ma como sendo a idade real da unidade, cujo magmatismo pode indicar o início da colisão do Evento Transamazônico na região.

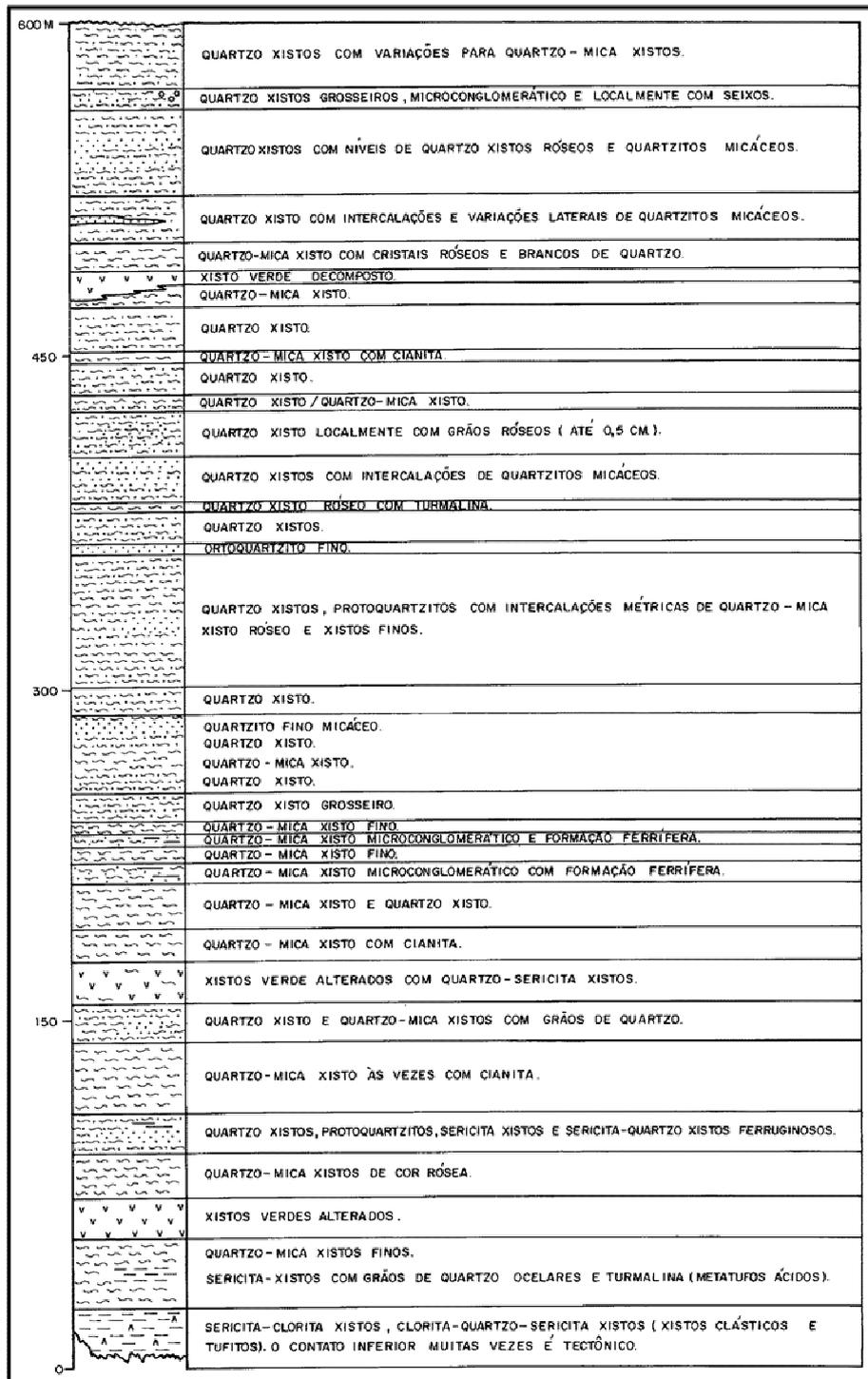


Figura 3.2.3. Coluna estratigráfica para a Formação Barão do Guaicuí proposta por Fogaça et al. (1984) para a região da Serra da Paraúna.

3.2.5 – FORMAÇÃO BANDEIRINHA

A Formação Bandeirinha foi definida por Fogaça *et al.* (1984) para substituir o Grupo Maquiné nos termos de Schöll & Fogaça (1979) e a “Seqüência Superior de Quartzitos e Metaconglomerados” de Schöll & Fogaça (1981). Trata-se de uma unidade metassedimentar clástica cuja máxima espessura preservada não ultrapassa os 150m (Fogaça & Schöll, 1984), aflorando principalmente nas quadrículas Guinda, Sopa e Extração.

O contato basal com a Formação Barão do Guaicuí é interpretado como gradacional por Schöll & Fogaça (1981), Fogaça *et al.* (1984), Knauer (1990, 1999, 2007) e Fogaça (1995), dentre outros. Uma segunda linha de pesquisa, em contrapartida, defende a existência de contatos meramente tectônicos (*e.g.* Almeida-Abreu, 1993; Silva, 1995a). Schöll & Fogaça (1981), Freitas & Faria (1982) e Knauer (1990, 1999) afirmam que, embora haja certa obliteração dos contatos devido ao tectonismo, este é caracteristicamente gradacional nas quadrículas Guinda e Extração.

A porção basal da unidade é, de acordo com Schöll & Fogaça (1981), constituída por seqüência decamétrica de quartzitos finos a médios, puros ou micáceos, apresentando gradações laterais e verticais para quartzitos finos. Esta unidade transiciona para pacotes de cerca de 50-60m de quartzitos finos a médios, localmente grossos e com menor concentração de micas que os litotipos basais. Frequentemente apresenta coloração avermelhada a rósea intensa em decorrência da presença de películas de óxidos de ferro no entorno dos grãos de quartzo (Schöll & Fogaça, *op. cit.*). Almeida-Abreu (1993, 1995) interpreta estas rochas como *red beds* cuja deposição deu-se em ambientes continentais, o que é confrontado por Silva (1995a).

A unidade superior é caracterizada em sua base por metaconglomerados polimíticos lenticulares, matriz-suportados, contendo clastos de quartzitos claros e avermelhados, quartzo, jaspilite e itabirite (Schöll & Fogaça, 1981), bem como metabrechas. Predominam, entretanto, quartzitos com características semelhantes às descritas para os dois terços iniciais da formação.

Em toda unidade são comuns as estratificações cruzadas tabulares, geralmente métricas, de baixo ângulo e tangenciais à base, além de cruzadas acanaladas, mais raras (Schöll & Fogaça, *op. cit.*). Marcas onduladas assimétricas parecem estar restritas aos litotipos de topo (Knauer, 1999).

O contato superior da Formação Bandeirinha com o Supergrupo Espinhaço é notadamente discordante, erosivo e angular (Fogaça *et al.*, 1984; Knauer, 1999). O ambiente deposicional para a unidade pode variar entre fluvial entrelaçado a marinho raso, sendo atribuída a ocorrência de parte dos corpos de metarruditos à existência de leques aluviais e mantos de pedimento (Silva, 1995a). Silva (*op. cit.*) e Knauer (1999) admitem que parte da unidade pode ter sofrido influência de ambiente eólico, o que estaria ressaltado pela presença de estratificações cruzadas tabulares de baixo ângulo e porte de até vários metros.

3.2.6 – SUPERGRUPO ESPINHAÇO

O Supergrupo Espinhaço, originalmente definido por Bruni *et al.* (1974) na Bahia, estende-se por mais de 1.200km neste estado e em Minas Gerais (Figura 3.2.4). Trata-se de uma unidade predominantemente metassedimentar cuja deposição se deu em resposta à Tafrogênese Estateriana, tendo provavelmente continuado no Mesoproterozóico (Knauer, 1999). Representa o principal conjunto litoestratigráfico em termos de volume e expressão orográfica na Serra do Espinhaço.

A espessura do supergrupo tem sido diversamente estimada (Uhlein, 1991), sendo sugerido por Pflug (1968) um total de 5.000m, valor este reduzido para 2.700m por Schöll & Fogaça (1979). Uma espessura máxima próxima a 3.300m é admitida por Knauer (1999).

As oito formações inicialmente propostas por Pflug (1968) foram detalhadas por Schöll & Fogaça (1979), sendo que as duas basais, formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho, foram subdivididas em seis níveis. Neste trabalho será adotada a proposta de Knauer (1999), onde consideram-se o Grupo Guinda, Formação Galho do Miguel e Grupo Conselheiro Mata como unidades constituintes do Supergrupo Espinhaço.

A Formação Galho do Miguel é mantida à parte dos grupos Guinda e Conselheiro Mata, uma vez que recobre as seqüências por vezes consideradas como da “fase rift” (Grupo Guinda) e antecede os sedimentos depositados numa bacia interna (Grupo Conselheiro Mata), representando uma fase de certa quiescência tectônica.

A idade do início da deposição do supergrupo, obtida via U-Pb em zircões de rochas ácidas associadas à base da unidade é, segundo Machado *et al.* (1989), de 1752±2 a 1711+8/-4Ma.

As seqüências da borda leste, que podem corresponder aos registros da fase *rift*, e o supergrupo no setor setentrional da serra não seram abordados neste trabalho. Para maiores detalhes sobre estas unidades sugerem-se Uhlein (1991), Almeida-Abreu (1993), Knauer (1999, 2007), Almeida-Abreu & Renger (2002) e Knauer *et al.* (2006).

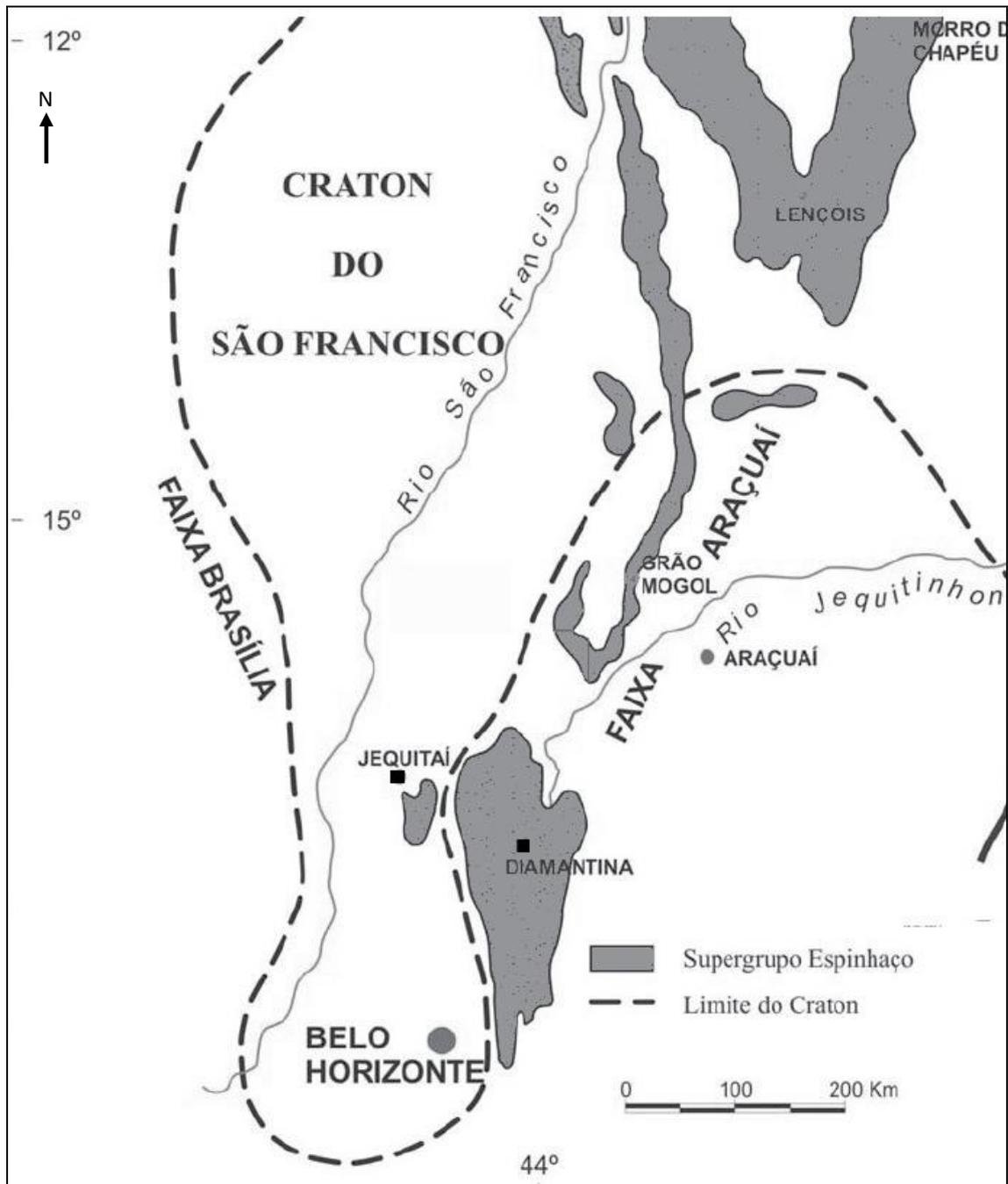


Figura 3.2.4. Distribuição do Supergrupo Espinhaço no Estado de Minas Gerais e parte do Estado da Bahia. Modificado de Chaves (1997) in Martins (2006).

3.2.6.1 – GRUPO GUINDA

O Grupo Guinda foi inicialmente definido por Knauer (1990) como o conjunto das unidades representantes da fase *rift* da “Bacia Espinhaço”. Este conceito é modificado por Knauer (1999), que também atribui ao grupo ambientes da fase *pré-rift* ou deposição fora da “bacia *rift*”. As unidades que o compõem apresentam idade paleoproterozóica superior, sendo nitidamente posteriores ao Evento Transamazônico. Na região central da serra o grupo compreende as formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho.

3.2.6.1.1 – Formação São João da Chapada

Aflorante principalmente na região mediana-central da Serra do Espinhaço Meridional, a Formação São João da Chapada (Pflug, 1968) apresenta espessuras máximas algo superiores a 200m (Knauer, 1999). Os contatos inferiores são tectônicos ou marcados por profunda discordância angular e erosiva com as formações Barão do Guaicuí e Bandeirinha. Para o topo verifica-se contato gradacional com a Formação Sopa-Brumadinho.

O Nível A (Schöll & Fogaça, 1979), basal, é composto por pacote descontínuo de quartzitos e metarruditos cuja espessura geralmente não ultrapassa 20m, embora possa chegar a 40m (Knauer, 1999).

Os quartzitos são, via de regra, grossos a médios, pouco micáceos, não raramente apresentando clastos esparsos de quartzo. Localmente podem ocorrer quartzitos finos e fortemente micáceos, conforme descrito por Knauer (1984). Turmalina e hematita são acessórios comuns.

Os metarruditos afloram na forma de metaconglomerados e metabrechas. Os primeiros são sempre polimíticos, suportados pela matriz quartzítica, possuindo geralmente grânulos a matações (predomínio de seixos e calhaus) de quartzitos, quartzo de veio, xisto e formações ferríferas bandadas. As metabrechas podem apresentar-se completamente caóticas, sendo normalmente monomíticas e clasto ou matriz-suportadas. O arcabouço é composto por quartzitos. Geralmente a metabrecha aflora sobre a Formação Bandeirinha, ao passo que o metaconglomerado é mais comum sobre os xistos da Formação Barão do Guaicuí (Schöll & Fogaça, 1981).

Os contatos com as rochas do Nível B (Schöll & Fogaça, 1979) são bruscos, sendo gradacionais quando diretamente com os litotipos do Nível C (Schöll & Fogaça, *op. cit.*).

O Nível B, descontínuo e muitas vezes inexistente, possui espessuras da ordem de 40-50m (Knauer, 1999), sendo composto por filitos hematíticos com intercalações locais, concordantes, de clorita xistos, turmalinitos finos e rochas compostas por mais de 80% de cloritóide (cloritóide-*fels*).

Os filitos hematíticos são rochas escuras e densas compostas essencialmente por moscovita fina e óxidos de ferro (geralmente hematita e localmente magnetita/martita). Acessórios mais comuns são turmalina, titanita, leucoxênio, clorita e zircão. Mais raras são as ocorrências de cloritóide e stilpnomelano.

Knauer (1990, 1999) e Knauer & Schrank (1993) associam a origem de pelo menos parte dos filitos hematíticos ao metamorfismo de baixo grau sobre produtos de intemperismo de rochas ígneas básicas cujas estruturas podem ser verificadas em alguns locais de baixa deformação.

Os xistos verdes, geralmente com contatos gradacionais com as rochas filíticas, são compostos por moscovita fina, clorita e hematita em percentuais reduzidos. Os cloritóide-*fels* não possuem foliação visível, sendo interpretados como provenientes do metamorfismo de bauxitas com teores variáveis de ferro (Knauer & Schrank, *op. cit.*).

Dados geoquímicos atualmente disponíveis indicam para as rochas metavulcânicas origem a partir de magmas de *trend* alcalino, gerados sob baixas taxas de fusão de fontes mantélicas (Herrgesell, 1984; Dussin, T. 1994). Estudos geocronológicos ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircões) indicam idade de cristalização de 1.710 ± 12 Ma para estas rochas (Dussin *et al.*, 1993).

O Nível C apresenta a maior distribuição geográfica e espessura estratigráfica da Formação São João da Chapada (100-150m, Knauer, 1999). Os contatos inferiores são bruscos com os filitos do Nível B, sendo gradacionais com o Nível A. Para o topo, normalmente observa-se gradação para os metapelitos da Formação Sopa-Brumadinho.

A unidade apresenta predomínio de quartzitos médios a grossos na base, localmente com grânulos e seixos esparsos de quartzo e leitos decimétricos de metaconglomerados polimíticos. Sobre este nível basal ocorre granodecrescência ascendente caracterizada por intercalações de quartzitos micáceos e filitos

quartzosos. Para o topo ocorrem quartzitos grossos a microconglomeráticos, ferruginosos ou não. Raras são as lentes métricas de metaconglomerados clasto-suportados.

Como principais estruturas sedimentares destacam-se estratificações cruzadas tabulares de porte métrico, cruzadas acanaladas e marcas onduladas assimétricas (e.g. Schöll & Fogaça, 1979).

3.2.6.1.2 – Formação Sopa-Brumadinho

A Formação Sopa-Brumadinho (Pflug, 1968) aflora através de contato gradacional com a anterior ou diretamente, de forma discordante, sobre conjuntos mais antigos.

O Nível D (Schöll & Fogaça, 1979) ou Membro Datas (Almeida-Abreu, 1993) é composto por uma associação de até 50m (Knauer, 1999) de filitos e quartzitos micáceos finos. O contato basal é gradacional, podendo ser de mesma natureza com o membro imediatamente superior, Caldeirões (Almeida-Abreu, *op. cit.*). Contudo, nos locais onde o Membro Caldeirões é composto por metaconglomerados, os contatos são bruscos, marcados por discordância erosiva (Knauer, 1990).

Gradações laterais ou verticais entre os filitos e quartzitos finos e micáceos são freqüentes, sendo os quartzitos mais comuns na porção mediana da unidade. Estas rochas apresentam acervo de estruturas sedimentares composto por estratificações e laminações cruzadas decimétricas e laminações irregulares de corrente. Os filitos, normalmente intemperizados, são constituídos por moscovita (localmente clorita e biotita), quartzo e, em menor proporção, turmalina, hematita e magnetita/martita.

O Nível E (Schöll & Fogaça, 1979) ou Membro Caldeirões (Almeida-Abreu, 1993) é composto por pacote litológico heterogêneo de 100 a 200m (Knauer, 1999). De modo geral, predominam quartzitos e horizontes metaconglomeráticos descontínuos. Os quartzitos são ferruginosos, médios a grossos, com teores variáveis de moscovita. Os óxidos de ferro, dentre os quais prevalece a hematita, encontram-se difusos na matriz ou compondo bandas e concreções ferruginosas centimétricas a decimétricas. Interessante ressaltar que estas concreções podem ser verificadas em alguns clastos, como produto de retrabalhamento dos metaconglomerados da unidade.

A “fácies conglomerática” de Schöll & Fogaça (1979) engloba as rochas típicas do Membro Caldeirões. Os metaconglomerados associam-se a variados tipos de

quartzitos, filitos e metassiltitos (estes mais raros). Estruturam-se na forma de corpos lenticulares métricos, bancos tabulares ou leques de raio métrico (Almeida-Abreu, 1993). Predominam as rochas polimíticas, de matriz quartzítica média a grossa com teores variáveis de micas e óxidos de ferro. Como acessórios destacam-se micas, zircão, turmalina e rutilo/leucoxênio. O arcabouço é formado por clastos (grânulos a matações, predomínio de seixos e calhaus) com bom grau de arredondamento. São compostos por quartzitos, quartzo de veio, filitos, metassiltitos e metaconglomerados de retrabalhamento. Seixos de formações ferríferas bandadas, metavulcânicas ácidas e xistos verdes são incomuns (Knauer, 1999).

As estruturas sedimentares mais comuns na unidade são as estratificações cruzadas decimétricas a métricas, tabulares (tangenciais à base) e acanaladas, além de raras estratificações do tipo “espinha de peixe” (Knauer, 1990). Marcas onduladas assimétricas e simétricas são abundantes.

O Nível F (Schöll & Fogaça, 1979) ou Membro Campo Sampaio (Fogaça & Almeida-Abreu, 1982) apresenta ocorrência mais restrita. As espessuras variam entre 2 e 50m (Fogaça, 1995; Knauer, 1999), com contatos inferiores nitidamente gradacionais.

Na base predominam filitos acinzentados com intercalações locais de quartzitos finos, localmente transicionando a metassiltitos e metargilitos (Knauer, 1999). A porção superior apresenta composição semelhante; entretanto, metassiltitos e quartzitos passam a ter maior importância. Entre os dois pacotes, com contatos bruscos e erosivos, ocorrem horizontes métricos (até 3m) de metabrecha polimítica de matriz filítica e arcabouço composto por seixos/calhaus angulosos a sub-angulosos de quartzitos ferruginosos, por vezes arroxeados por oxidação (Fogaça, 1995).

Como estruturas sedimentares destacam-se laminações plano-paralelas e cruzadas, *flaser* e marcas onduladas, localmente de interferência (Fogaça & Almeida-Abreu, 1982).

3.2.6.2 – FORMAÇÃO GALHO DO MIGUEL

A Formação Galho do Miguel (Pflug, 1968) é constituída por ortoquartzito fino (metamorfismo de quartzo arenito), com elevada maturidade e estratificações cruzadas acanaladas, tabulares e tangenciais à base, de porte vertical métrico a

decamétrico e lateral até hectométrico. Apresenta a maior distribuição geográfica na região de Diamantina (Uhlein, 1991; Almeida-Abreu, 1993; Knauer, 1999). A espessura foi estimada em 3.000m por Pflug (1968) e 1.000 a 2.000m por Schöll & Fogaça (1979). Fogaça (1995) sugere espessuras entre 1.000 e 1.200m.

Os contatos inferiores podem ser tectônicos, discordantes sobre o Complexo de Gouveia (Uhlein, 1991) ou sobre parte do Grupo Guinda (Schöll, 1980; Knauer, 1999) ou concordante (gradacional) com o Membro Campo Sampaio da Formação Sopa-Brumadinho. O contato superior com a Formação Santa Rita é também de natureza gradacional, quando não tectônico.

A unidade é composta por quartzitos com granulação (que freqüentemente reflete a granulometria sedimentar) fina a média, com elevado grau de maturidade (mais de 95% de quartzo). Moscovita, turmalina, opacos e feldspato potássico são raros. Os quartzitos micáceos são mais freqüentes na porção basal e no topo da unidade (*e.g.* Fogaça, 1995), caracterizando os citados contatos gradacionais.

As estratificações cruzadas acanaladas e tabulares, tangenciais à base, atingem alturas de 15-20m e extensões laterais da ordem de 100-200m (Schöll & Fogaça, 1979). Marcas onduladas são comuns, sendo simétricas ou levemente assimétricas (*e.g.* Fogaça, 1995; Knauer, 1999).

As primeiras interpretações paleoambientais para a Formação Galho do Miguel remeteram a ambiente marinho (*e.g.* Pflug, 1968; Schöll & Fogaça, 1979; Pflug *et al.*, 1980; Fogaça, 1985). As interpretações posteriores, entretanto, sugerem tratar-se de ambiente continental eólico, podendo ter havido retrabalhamento marinho local (*e.g.* Dossin *et al.*, 1985; Almeida-Abreu, 1993).

3.2.6.3 – GRUPO CONSELHEIRO MATA

O Grupo Conselheiro Mata (Dossin *et al.*, 1984) ocorre exclusivamente na borda oeste da Serra do Espinhaço Meridional. É composto pelas formações Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego da Bandeira, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande (Pflug, 1968). As espessuras atingem 800m (Knauer, 1999).

Dupont (1995) interpreta o grupo como tendo sido edificado pela superposição de três seqüências deposicionais, cada uma com porção basal transgressiva e topo progradante. A subdivisão entre estas porções seria marcada por três superfícies de

inundação nas porções intermediárias das formações Santa Rita, Córrego da Bandeira e Rio Pardo Grande.

Martins-Neto (1995b, c, 1998, 2000) sugere que a Tectonossequência Conselheiro Mata tenha marcado a fase flexural da Bacia Espinhaço, onde sua base representaria a máxima expressão geográfica do “Mar Espinhaço”.

3.2.6.3.1 – Formação Santa Rita

A Formação Santa Rita (Pflug, 1968) apresenta contato gradacional ou tectônico com a Formação Galho do Miguel. A unidade é composta por metassilito e quartzito que transiciona para quartzo filito e metargilito. Schöll & Fogaça (1979) descrevem ainda a ocorrência de diques de arenito em meio à formação. O contato superior é gradacional em direção à Formação Córrego dos Borges. Espessuras superiores a 200m são admitidas por Knauer (1999).

Os metassilitos, predominantes, possuem proporções equivalentes de quartzo e moscovita (45-55%), além de opacos, turmalina e acessórios (zircão, rutilo e raros fragmentos de feldspato). Localmente apresentam laminações plano-paralelas, irregulares, lenticulares e *flaser*. Os quartzitos micáceos são bimodais e variam lateral e verticalmente para filitos quartzosos. Podem apresentar estratificações cruzadas decimétricas a métricas e raras marcas onduladas assimétricas.

Dupont (1995) interpreta a unidade como sendo composta por uma base fina de ambiência lagunar, uma porção quartzítica intermediária e topo novamente fino depositado em ambiente de plataforma.

3.2.6.3.2 – Formação Córrego dos Borges

A Formação Córrego dos Borges (Pflug, 1968) apresenta espessura superior a 100m (Knauer, 1999), embora valores da ordem de 200m sejam também sugeridos (Uhlein, 1991). É composta por quartzito fino e micáceo, com freqüentes laminações plano-paralelas e estratificações cruzadas. Intercalações de metassilito e filito tornam-se importantes no topo da unidade, marcando o contato gradacional com a Formação Córrego da Bandeira.

Os quartzitos finos que compõem a unidade são geralmente micáceos, com presença local de microclina e plagioclásio, além de turmalina. A rocha não

raramente possui caráter bimodal. Podem ocorrer ainda corpos subordinados de metabrechas, tabulares e métricos, resultado de retrabalhamento sobre a própria unidade (e.g. Pflug, 1968; Schöll & Fogaça, 1979).

Além das laminações plano-paralelas e estratificações cruzadas, ocorrem raras marcas onduladas assimétricas (Knauer & Grossi-Sad, 1995b) e estruturas de corte e preenchimento (canais de erosão), mais comuns nas porções inferiores da unidade (Schöll & Fogaça, 1979).

3.2.6.3.3 – Formação Córrego da Bandeira

A Formação Córrego da Bandeira (Pflug, 1968) apresenta espessura de cerca de 100m (Schöll & Fogaça, 1979; Knauer, 1999) a 200m (Pflug, *op. cit.*) sendo constituída por alternâncias de filitos, metarritmitos e quartzitos fino. O contato superior é concordante e gradacional.

Metassiltitos com feições rítmicas na base e no topo da unidade são descritos por Fogaça (1995), sendo estes separados por horizonte lenticular de até 10-15m de quartzitos finos contendo abundantes estruturas sedimentares, dentre as quais laminações plano-paralelas, lenticulares, irregulares e cruzadas (*climbing ripples*).

3.2.6.3.4 – Formação Córrego Pereira

A Formação Córrego Pereira (Pflug, 1968), com espessura em torno de 250m (Schöll & Fogaça, 1979), é composta por quartzito localmente feldspático, com estratificações cruzadas e diques de arenito (Uhlein, 1991). Destcam-se ainda estratificações cruzadas irregulares de baixo ângulo, laminações cruzadas, *flaser*, convolutas, marcas onduladas e *mud balls*. O contato superior é concordante com a Formação Rio Pardo Grande, marcado por camada-guia centimétrica caracterizada por *climbing ripples*, laminações truncadas por ondas e pequenos diques clásticos.

Predominam na unidade os quartzitos puros (mais de 95% de quartzo), havendo litotipos micáceos na base e no topo. Os quartzitos feldspáticos, verificados em diferentes níveis estratigráficos, podem conter até 15% de feldspato.

3.2.6.3.5 – Formação Rio Pardo Grande

No topo do Supergrupo Espinhaço afloram camadas delgadas (até 12-15cm) de filitos, metargilitos e metassiltitos alternados, tornando-se relativamente freqüentes as camadas de mármore dolomítico (e.g. Uhlein, 1991). Esta associação litológica compõe a Formação Rio Pardo Grande (Pflug, 1968), cuja espessura sugerida por Schöll & Fogaça (1979) é de 60m, sendo 100m ou mais os valores adotados por Uhlein (1991) e Knauer (1999). O contato inferior é mais uma vez concordante, evoluindo para uma discordância local (Pflug, *op. cit.*). Estruturas sedimentares verificadas são laminações plano-paralelas, lenticulares, irregulares e *flaser* (Schöll & Fogaça, 1979, Knauer, 1999).

As rochas filíticas são mais comuns na base da unidade, o que reforça a idéia de contato gradacional com a Formação Córrego Pereira. Para o topo tornam-se mais comuns os leitos quartzíticos e os mármores acinzentados e microcristalinos, contendo intercalações argilosas irregulares (e.g. Fogaça, 1995). A sudoeste de Conselheiro Mata desenvolvem-se plataformas carbonáticas contendo estromatólitos dos tipos *Conophyton* e *Jacutophyton* (Schöll & Fogaça, 1981).

3.2.7 – SUÍTE METAÍGNEA PEDRO LESSA

Um grande número de diques, *sills* e *stocks* de rochas básicas metamorfasadas na fácies xisto verde intrudem as seqüências metassedimentares do Supergrupo Espinhaço, tendo sido admitida idade de 906 ± 3 Ma (U-Pb em badelleyita, Machado *et al.*, 1989). A este conjunto atribuiu-se a designação Suíte Metaígneia Pedro Lessa (Knauer, 1990). Tratam-se de metagabros e metadiabásios esverdeados a acinzentados, por vezes com texturas ofítica ou sub-ofítica preservadas, com predomínio de anfibólios sobre plagioclásios (Fogaça, 1995; Knauer, 1999). Representam magmatismo toleítico, de forte fracionamento, característico de ambiente continental (Biondi, 1979; Bastos-Neto, 1982; Hoppe *et al.*, 1983; Herrgesell, 1984; Knauer, 1990; Uhlein, 1991; Silva, 1993; Knauer & Grossi-Sad, 1995a). Os metabasitos são interpretados como uma manifestação da Tafrogênese Toniana (“*rift Araçuaí*”) que propiciou a deposição do Grupo Macaúbas.

As rochas que compõem a suíte foram inicialmente detalhadas por Guimarães (1933). Os trabalhos posteriores em parte confirmaram os estudos iniciais, dentre os quais citam-se Biondi (1979), Knauer (1990) e Silva (1993). Os litotipos apresentam granulação fina a média, podendo ou não mostrar desenvolvimento de foliação (Hoffmann & Hoppe, 1981). Estas rochas foram ainda objeto de estudo de Uhlein & Quemènèur (2000), os quais identificaram minerais de origem secundária, como anfibólios da série tremolita-actinolita (uralitização) e epidoto-clinozoisita (saussuritização).

A relação destas rochas com as falhas inversas e/ou de empurrão que afetam o Supergrupo Espinhaço não é constante. Embora geralmente seccionados pelas estruturas, os diques e soleiras cortam-nas em determinadas regiões (a exemplo de diversos pontos na Folha Diamantina; *e.g.* Almeida-Abreu, 1993; Knauer, 1999). Este último fato é um dos motivos que levam pesquisadores a defender a existência de um evento orogenético posterior ao Estateriano e anterior à Orogênese Brasileira (*e.g.* Almeida-Abreu, 1993; Knauer & Ebert, 1997; Knauer, 1999), mas outras duas possibilidades não podem ser descartadas:

- a. Problemas de cartografia;
- b. Existência de metabásicas mais jovens que a Suíte Metaígneia Pedro Lessa e que poderiam, eventualmente, seccionar estruturas de idade brasileira.

A situação (b) foi comprovada por Martins (2006) na região da Bacia do Rio Macaúbas, centro-norte de Minas Gerais. Perfis realizados pelo autor nos córregos Taquari e Ursa e na nascente do Rio Macaúbas mostraram haver uma suíte intrusiva no Grupo Macaúbas, denominada Suíte Metaígneia Córrego Taquari. Datações U-Pb em zircões ígneos revelaram idades de $599,7 \pm 4,7$ Ma para a suíte (Martins, *op. cit.*). Rochas correlatas a estas últimas podem ainda ocorrer no extremo norte de Minas Gerais, na região de Monte Azul (Lopes-Silva & Carmo, 2005).

3.2.8 – GRUPO MACAÚBAS

Tradicionalmente posicionado como base do Supergrupo São Francisco (Pflug & Renger, 1973), o Grupo Macaúbas (Moraes & Guimarães, 1930, 1931; Schöll, 1972) foi

inicialmente definido como formação por Moraes (1929). A unidade representa a seqüência predominantemente metassedimentar aflorante na região do rio homônimo e na Serra do Catuni. A descaracterização do Supergrupo São Francisco ora efetuada deve-se ao provável hiato deposicional existente entre o Grupo Macaúbas e o Grupo Bambuí, topo da unidade, conforme admitido por Almeida-Abreu, (1993, 1995), Knauer & Grossi-Sad (1995a, b) e Knauer (1999).

A unidade é caracterizada por marcante heterogeneidade faciológica em sua ampla área de ocorrência no Estado de Minas Gerais, apresentando caráter parcialmente glacial (*e.g.* Pflug & Schöll, 1975; Karfunkel & Karfunkel, 1976; Dardenne & Walde, 1979). Admite-se para o grupo idade inferior a 906Ma, uma vez que a Suíte Metaígneia Pedro Lessa não intrude as rochas da unidade, variando possivelmente entre 850 e 740Ma. A espessura máxima é inferior a 1.400m (Hettich, 1975 *in* Dardenne & Walde, 1979).

Almeida-Abreu (1993, 1995) e Almeida-Abreu & Renger (2002) discordam das relações de campo tradicionalmente admitidas entre a Suíte Metaígneia Pedro Lessa e o Grupo Macaúbas. Os autores atribuem ao grupo uma idade mesoproterozóica, principalmente em virtude da observação de diques básicos, correlacionáveis à suíte metaígneia, intrusivos na seqüência (*e.g.* Moraes, 1937; Frank, 1971, ambos em Renger, 1979).

Os contatos inferiores do Grupo Macaúbas com as rochas do Supergrupo Espinhaço são discordantes (*e.g.* Dardenne & Walde, 1979), seja por discordâncias erosivas ou angulares (*e.g.* Pflug, 1965; Kalt, 1991).

A característica heterogeneidade do Grupo Macaúbas levou Noce *et al.* (1993) a segmentar a estratigrafia da unidade em três setores: Oriental, Ocidental e Meridional. No setor Ocidental, de interesse para este trabalho, o grupo foi subdividido nas formações Duas Barras (quartzitos microconglomeráticos ou não e lentes de metaconglomerados) e Serra do Catuni (metadiamiclitos maciços com intercalações de quartzitos e filitos).

3.2.8.1 – FORMAÇÃO DUAS BARRAS

A Formação Duas Barras apresenta espessuras entre 50 e 60m (Fogaça, 1979; Fogaça, 1995), assentando-se em discordância erosiva e angular sobre o Supergrupo Espinhaço (formações Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel). É composta por

quartzito médio a grosso, por vezes microconglomerático, feldspático ou não, com níveis centimétricos de metaconglomerado associados. Os quartzitos são compostos por 95-97% de quartzo, com moscovita e feldspato correspondendo a 2-5% da rocha. Acessórios são rutilo, zircão, turmalina, epidoto, biotita, apatita e magnetita/martita. Estratificações cruzadas tabulares e acanaladas sugerem ambiência fluvial.

3.2.8.2 – FORMAÇÃO SERRA DO CATUNI

A Formação Serra do Catuni, com espessura inferior a 150m (Grossi-Sad *et al.*, 1997), é formada por metadiamicritos polimíticos de matriz metassáltica a quartzítica e arcabouço composto por fragmentos sub-esféricos (predominantes) a sub-angulosos de quartzo e metapelitos, com freqüentes intercalações de metassiltitos, filitos e quartzitos finos a médios (Fogaça, 1995).

3.3 – ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS

A aplicação das modernas práticas da estratigrafia genética ou de seqüências remete aos trabalhos de Sloss *et al.* (1949), pioneiros na utilização do termo “seqüência” para estratos geneticamente relacionados do Cráton Norte-Americano com base e topo marcados por discontinuidades. Krumbein & Sloss (1956) retomam o termo, definindo a “seqüência” como uma unidade que recobre discordantemente rochas mais antigas.

Cabe a Sloss (1963), quando da correlação entre diferentes bacias intracratônicas dos Estados Unidos, a primeira definição de “seqüência estratigráfica” como sendo uma “unidade estratigráfica de maior grau que grupos, megagrupos ou supergrupos, podendo ser acompanhada por largas áreas continentais e limitada por discordâncias de extensão inter-regional”.

Os conceitos mais modernos foram deflagrados a partir do estudo de pesquisadores da Exxon na década de 1970. Mitchum *et al.* (1977) definem como “seqüência deposicional” uma “sucessão relativamente concordante de estratos geneticamente relacionados limitados na base e no topo por discordâncias e/ou conformidades correlativas”. Seguiram-se então uma série de trabalhos desenvolvidos principalmente (mas não exclusivamente) para bacias do tipo margem

continental, onde os conceitos foram aprimorados e extensamente discutidos, sempre suportados nos princípios de fácies, ambientes e sistemas deposicionais, tratos de sistemas, paraseqüências, seqüências deposicionais, superseqüências, variações eustáticas e discordâncias. Como exemplo citam-se Vail *et al.* (1977), Posamentier & Vail (1988), Posamentier *et al.* (1988) e Sloss (1988), onde estes conceitos são discutidos e uma série de referências listada.

A aplicação dos princípios de estratigrafia de seqüências em terrenos pré-cambrianos, geralmente muito deformados, encontra grande resistência por parte dos pesquisadores. Na Serra do Espinhaço Meridional um trabalho pioneiro foi desenvolvido por Silva (1993, 1995a) para as unidades que, de acordo com o autor, compõem a base (fase *rift*) do Supergrupo Espinhaço: formações Bandeirinha, São João da Chapada e Sopa-Brumadinho.

Knauer (1999) advoga a existência de “severas restrições” na utilização da caracterização litológica de Silva (1995a). Silva (*op. cit.*) descreve, por exemplo, a existência de mais de 15% de grãos de feldspatos nos quartzitos basais da Formação Bandeirinha, podendo chegar a valores superiores a 30%. Além disso, atesta a ausência de cristais de cianita nas rochas da unidade, contrariando em ambos os casos as observações de Schöll & Fogaça (1981) e Knauer (1984), entre outros.

Não se pretende aqui discutir as restrições nas aplicações das premissas da estratigrafia moderna em terrenos paleoproterozóicos. Entretanto, é motivo de questionamento a aplicabilidade e validade dos seus conceitos para as áreas estudadas, não apenas em virtude de se tratarem de regiões que podem ter sofrido mais de um evento de deformação (P. A. Almeida-Abreu, 2006, com. verb.), mas também devido ao pequeno conhecimento que se tem sobre as dinâmicas terrestres durante o período em questão. Admitir que os processos que governam a deposição em bacias recentes (sejam elas intracratônicas ou de margem passiva) foram semelhantes para a Bacia Espinhaço (neste caso considerada como intracratônica do tipo *rift*) é sem dúvidas crer nas premissas do uniformitarismo. Não se almeja, portanto, invalidar as caracterizações e conclusões do autor, mas apenas ressaltar a importância da análise crítica, tanto no que se refere ao conceito das seqüências envolvidas quanto no significado temporal das suas superfícies limitantes, as discordâncias e conformidades correlativas.

Afora estas observações, o trabalho de Silva (1995a) é sem dúvidas o mais minucioso levantamento sedimentológico da Formação Bandeirinha, tanto em

termos de caracterização interna da unidade (suas fácies, estruturas e possíveis discordâncias) quanto do ponto de vista paleoambiental e deposicional. Como principais horizontes de correlação foram utilizados os corpos de metarruditos (geralmente recobrimo discordâncias), detalhadamente descritos. Desta forma, far-se-á uma breve exposição sobre as principais unidades caracterizadas pelo autor.

Cinco seqüências deposicionais foram reconhecidas por Silva (1995a, 1998) para as porções basais do Supergrupo Espinhaço, denominadas Basal, Olaria, Natureza (estas três compoendo a Formação Bandeirinha), São João da Chapada e Sopa-Brumadinho (ou Sopa-Brumadinho/Galho do Miguel). Uma coluna aloestratigráfica sinóptica retirada de Silva (1998) é apresentada na Figura 3.3.1.

A Seqüência Depositional Basal não foi estudada em detalhe, haja vista a escassez de afloramentos. A unidade é composta por 10m de quartzitos grossos marcados por persistente estratificação plano-paralela.

A Seqüência Depositional Olaria (70 a 115m) teria sido sedimentada em resposta ao tectonismo extensional que promoveu o desenvolvimento da discordância U1 sobre a seqüência anterior. Deu-se, conseqüentemente, a deposição de uma cobertura rudítica originada por fluxo de detritos (leques aluviais, fácies Gms1) e fluxo de corrente (mantos de pedimento, fácies Gms2). A primeira fácies é composta por metabrecha polimítica matriz-suportada com seixos a matações (predomínio de calhaus) de quartzitos, formações ferríferas bandadas e raros fragmentos graníticos. A matriz é arenosa. A segunda é caracterizada por metabrecha matriz-suportada com seixos a matações (predomínio de calhaus) com a mesma composição da fácies anterior. Pode haver, neste segundo caso, uma estratificação plano-paralela pouco desenvolvida na matriz, além de clastos orientados supostamente pela deposição. Ocorre ainda uma terceira fácies (Gm), semelhante à primeira, mas com menor percentual de matriz.

Sobre a metabrecha depositaram-se bancos de areia fina em contato do tipo *onlap*, indicando uma transgressão (ambiente plataformal a litorâneo com influência de correntes de maré). Quatro fácies foram descritas por Silva (1995a): quartzitos com estratificação plano paralela (aparentemente predominante), quartzitos com estratificações cruzadas de baixo ângulo, quartzitos com estratificações cruzadas planares e quartzitos com laminações cruzadas e *ripples*. Estas fácies compõem a associação de fácies A.

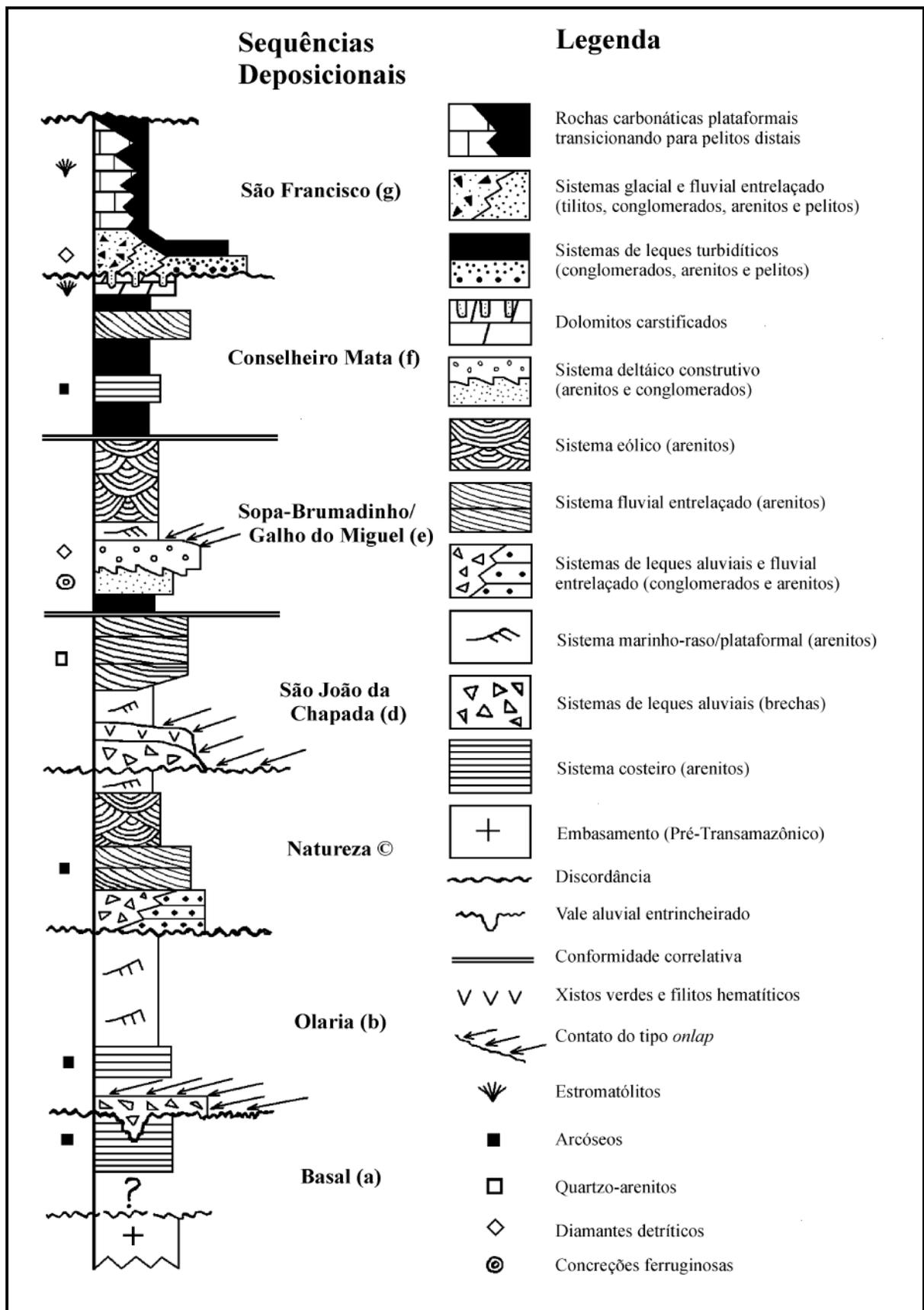


Figura 3.3.1. Coluna alostratigráfica esquemática para unidades aflorantes na Serra do Espinhaço Meridional e Cráton do São Francisco em Minas Gerais. As espessuras não foram consideradas. Modificado de Silva (1998).

A Seqüência Depositional Natureza (98 a 141m), limitada na base e no topo pelas discordâncias U2 e U3, indica inicialmente nova queda relativa do nível do mar. A resposta à eustasia se deu através da deposição de um sistema de leques aluviais que recobriu as porções proximais da bacia, interdigitando-se com fácies de quartzitos conglomeráticos de ambiente fluvial entrelaçado. Como registro estratigráfico observam-se corpos metarrudíticos com forte heterogeneidade lateral, compondo as fácies Gm1 e Gm2 (clasto-suportadas) e Sh (quartzito conglomerático com estratificação plano-paralela). Gm1 (fluxo de detritos) consiste em metabrecha clasto-suportada com menor contribuição de clastos sub-arredondados. A rocha é relativamente bem selecionada, composta principalmente por pequenos calhaus exclusivamente de quartzitos envoltos por matriz quartzítica. Não há sinais de gradação ou estratificação interna.

Gm2, metaconglomerado clasto-suportado, é composto por seixos e calhaus (estes predominantes) via de regra bem arredondados, sendo polimítico (clastos de quartzito e formação ferrífera) e de matriz quartzítica. Apresenta estratificação interna bem desenvolvida, característica de fluxos de corrente. As fácies metarrudíticas mostram repetições na vertical.

Sh é composta por quartzito mal selecionado, com clastos, apresentando areia e argila. Os clastos (principalmente de quartzito) variam de seixos a matacões, sendo geralmente sub-arredondados a sub-angulosos. A rocha apresenta estratificação plano-paralela mal desenvolvida. Lentes de quartzito grosso, bem estratificado, ocorrem internamente à fácies, também característica de fluxo de corrente.

Os depósitos basais da seqüência foram recobertos por sistema fluvial entrelaçado (associação de litofácies A). A associação compreende quartzitos com estratificação cruzada tabular (fácies Sp) e quartzitos com estratificação horizontal ou cruzada de baixo ângulo (fácies Sh/Sl).

O sistema fluvial foi recoberto por quartzitos cuja história deposicional se deu em ambiente eólico (associações de litofácies B e C). A associação B é composta por quartzitos finos com estratificação cruzada (fácies St) e quartzitos finos com laminação plano-paralela a cruzada de baixo ângulo (fácies Sh/Sl). O conjunto C é composto por intercalações das já descritas fácies Sh/Sl e Sp.

Aflora ainda nesta seqüência uma quarta associação de fácies (D), de ocorrência local, caracterizada por quartzito muito fino a fino com marcas onduladas em duas direções distintas, sendo uma simétrica e outra assimétrica (fácies Sr), o que gera

padrões de interferência em alguns pontos. Silva (1995a) atesta a dificuldade na interpretação definitiva desta associação, que pode ser indicativa de uma transgressão em ambiente deposicional *onshore*.

A Seqüência Depositional São João da Chapada depositou-se em consequência de tectonismo extensional (desenvolvimento de falhas normais). Tal extensão gerou a discordância U3 e deposição de fluxos de detritos sobre a Seqüência Depositional Natureza e também sobre o embasamento granito-gnáissico. O registro destes fluxos estaria na metabrecha monomítica com clastos caóticos predominantemente angulosos e matriz quartzítica (fácies Gm), apresentando localmente um acamamento pouco desenvolvido (fluxo de detritos mais fluido). Corresponde ao Nível A de Schöll & Fogaça (1979).

Após o tectonismo a bacia foi inundada por vulcanismo básico (Nível B, Schöll & Fogaça, *op. cit.*), e estas rochas foram progressivamente afogadas pelos quartzitos sobrepostos (contatos tipo *onlap* indicando transgressão). Silva (1995a) interpreta esta seqüência clástica (Nível C, Schöll & Fogaça, *op. cit.*) como depósitos marinhos rasos e fluviais entrelaçados (detalhados por Martins-Neto, 1989, 1993).

A Seqüência Depositional Sopa-Brumadinho (ou Sopa-Brumadinho/Galho do Miguel, conforme Silva, 1998) seria limitada na base por conformidade correlativa, consequência da variação lateral de uma discordância fora da área em estudo. Rochas pelíticas costeiras recobriram esta conformidade (Membro Datas, Almeida-Abreu, 1993). Posteriormente, após a fase transgressiva, houve a progradação de um sistema deltaico durante trato de sistema de mar alto, carreando diamantes detríticos (Membro Caldeirões, Almeida-Abreu, *op. cit.*). Nova transgressão provocou a deposição de sedimentos marinhos com influência de correntes de maré (Membro Campo Sampaio, Fogaça & Almeida-Abreu, 1982).

Um período de estabilidade tectônica pós-*rift* é indicado pela deposição da Formação Galho do Miguel (sistema eólico).

Conforme já mencionado no item 3.2.6.3, Dupont (1995) distingue ainda, para as porções superiores do Supergrupo Espinhaço (Grupo Conselheiro Mata), três seqüências deposicionais com base transgressiva e topo progradante separados por superfícies de inundação.

Silva (1998) admite a existência da Seqüência Depositional Conselheiro Mata, sendo esta transgressiva por apresentar metalutitos na base, recobrando por acreção vertical as rochas eólicas do topo da seqüência anterior. A unidade não apresenta,

portanto, metarruditos ou discordâncias na base, tendo se desenvolvido em virtude de subsidência flexural.

3.4 – ARCABOUÇO ESTRUTURAL

3.4.1 – GENERALIDADES

A estruturação geral dos terrenos constituintes da Serra do Espinhaço Meridional é caracterizada por um expressivo sistema de falhas inversas ou de empurrão/zonas de cisalhamento dúctil que se dispõe de maneira grosseiramente norte-sul e com mergulhos médios a altos para os quadrantes leste (*e.g.* Knauer, 1990, 1999; Rosière *et al.*, 1994). Estudos pretéritos (*e.g.* Herrgesell, 1984; Herrgesell & Pflug, 1986; Almeida-Abreu *et al.* 1986b; Rolim, 1992) mostram que a maior parte destas falhas e zonas de cisalhamento dúctil corresponde a rampas frontais cuja origem se deve ao transporte de massa de leste para oeste.

As principais falhas separam blocos internamente caracterizados por amplas dobras com eixos aproximadamente norte-sul, que variam de abertos (predominantes) a fechados ou mesmo isoclinais. Tal conformação remete a eventos desencadeadores de intensa movimentação no sentido leste-oeste.

Uhlein *et al.* (1986a), com base no estilo deformacional e comportamento das litologias, caracterizam dois domínios principais de deformação segundo o modelo de único evento. No setor oriental desenvolve-se a tectônica de cavalgamentos vergentes para oeste. Nesta porção ocorre a maior intensidade de deformação, havendo inclusive desenvolvimento de foliação milonítica e lineações de estiramento. O domínio ocidental, por sua vez, apresenta menor grau de deformação, sendo disseminadas dobras amplas e assimétricas, com foliação plano-axial e por vezes seccionadas por falhas de empurrão de direção aproximadamente norte-sul.

A região de Diamantina é caracterizada por Uhlein (1991) como um domínio transicional da Faixa de Dobramentos Araçuaí, brasileira, havendo formação de três fases de deformação dentro de um único evento tectônico. A fase mais importante é representada por um conjunto de falhas reversas, cavalgamentos, dobras e zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis em todas as escalas (*e.g.* Rosière *et al.*, 1994). Lineações de estiramento e interseção, xistosidade e foliação milonítica associam-se às estruturas principais.

A principal questão que permanece dúbia com relação à geologia estrutural do setor meridional da serra diz respeito não à sua caracterização estrutural, mas principalmente à natureza genética dos eventos causadores desta estruturação. De acordo com os dados geocronológicos existentes (com destaque para Machado *et al.*, 1989), pelo menos quatro eventos orogenéticos podem potencialmente ter afetado os terrenos mais antigos aflorantes na região (Knauer, 1999): Jequié (2,7 a 2,5Ga), Transamazônico (2,1 a 1,85Ga), Uruaçuano/Espinhaço (1,3 a 1,0Ga) e Brasileiro (0,70 a 0,45Ga). Desta forma, as unidades pré-transamazônicas (Complexos Granito-Gnáissicos e Grupo Pedro Pereira) poderiam ter sido afetadas pelos quatro eventos tectono-metamórficos citados; a unidade sin-transamazônica (Grupo Costa Sena) pode ter sido afetada por três eventos (Transamazônico, Uruaçuano e Brasileiro); a unidade pós-transamazônica e pré-toniana (Supergrupo Espinhaço) teria sido acometida por até dois eventos (Uruaçuano e Brasileiro). Os conjuntos tonianos ou posteriores (Suíte Metaígneia Pedro Lessa e Grupo Macaúbas) teriam sofrido apenas os efeitos relacionados à compressão brasileira.

Assim sendo, fica em aberto a ocorrência e principalmente a amplitude relativa das orogêneses citadas. Se considerada a existência dos eventos Uruaçuano e Brasileiro há que se ressaltar, se não o paralelismo, pelo menos a semelhança na direção e sentido do transporte de massa (próximo a leste-oeste) entre ambos. Esta hipótese remete a um caráter policíclico da deformação do Supergrupo Espinhaço, conforme enfatizado por Almeida-Abreu (1993), Knauer & Ebert (1997) e Knauer (1999). Admitindo-se uma deformação monocíclica do supergrupo exclui-se o Evento Uruaçuano, vez que as rochas neoproterozóicas foram nitidamente afetadas por processos tectônicos.

A seguir serão descritas as principais estruturas dos conjuntos maiores que constituem a Serra do Espinhaço Meridional baseado principalmente em Knauer (1990, 1999, 2007), Uhlein (1991) e Rolim (1992).

3.4.2 – COMPLEXOS GRANITO-GNÁISSICOS

Os terrenos anteriores ao Transamazônico (cuja idade mínima admitida é de 1.844 ± 15 Ma a partir de regressão de dados U-Pb, Machado *et al.*, 1989) foram afetados por pelo menos dois eventos tectono-metamórficos: Transamazônico e Brasileiro. As rochas dos Complexos Granito-Gnáissicos são marcadas por elevada

heterogeneidade estrutural, com zonas foliadas (muitas vezes compondo estruturas miloníticas) a não foliadas e grande dispersão de medidas, talvez ocasionada por reorientação de planos pretéritos (Knauer, 1999).

A principal característica estrutural destas rochas é a existência de zonas de cisalhamento dúctil de extensões quilométricas e direções variáveis entre N30-40W e norte-sul (Knauer, 1990; Fogaça, 1995; Cruz *et al.*, 2005). Como conseqüência, desenvolveu-se foliação milonítica (S_n) com mergulhos moderados a altos para os quadrantes leste através da orientação de minerais micáceos e quartzo fino que podem envolver cristais de feldspato potássico e/ou quartzo (Knauer, 1990). A formação de estruturas S-C é comum nestas zonas de cisalhamento, com ângulos progressivamente menores com o incremento da deformação (Fogaça, 1995).

Localmente pode ocorrer uma segunda foliação (S_{n+1}) superposta à primeira, sendo mais evidente nos termos mais micáceos e finos. Muitas vezes esta segunda foliação compõe uma clivagem espaçada de direção norte-sul e altos mergulhos para leste.

Como principais estruturas lineares penetrativas destacam-se três lineações (Knauer, 1990, 1999). A mais marcante e comum corresponde a uma lineação de estiramento ou mineral de direção S80-90E formada por moscovita, quartzo, turmalina e/ou hematita. As outras duas tratam-se de lineações de crenulação, sendo L_{c1} de direção próxima a norte-sul (equivalente à interseção dos dois planos de foliação) e L_{c2} de direção leste-oeste.

As principais dobras de escala centimétrica a decimétrica apresentam eixos norte-sul e estilos que variam de abertos a isoclinais, por vezes com flancos rompidos pela foliação milonítica. Dobras maiores, abertas e com vergência para oeste, possuem eixos norte-sul com caimento suave em ambos os sentidos e afetam a foliação milonítica, originando a clivagem de crenulação plano-axial S_{n+1} .

Microscopicamente podem ser verificados elementos estruturais típicos das zonas de cisalhamento, a exemplo de sombras de pressão, estruturas S-C, *micafish* e fraturamento antitético de cristais de feldspato potássico.

As estruturas descritas acima são verificadas principalmente nos termos graníticos, mais abundantes. Gnaisses e migmatitos raramente mostram bons afloramentos passíveis de caracterização estrutural satisfatória. Knauer (1999) afirma que estas últimas rochas têm servido de base para a descrição de tênues evidências de orogêneses anteriores, tais como orientação de estruturas estromáticas segundo

N30-40E (Schöll & Fogaça, 1981), eixos de dobras centimétricas de direção NE-SW em migmatitos na região de Pedro Pereira (Carvalho, 1982) e faces (010) dos megacristais de feldspato potássico orientadas em torno de NE-SW, supostamente de origem tectônica. Este último fato é contestado por Knauer (1990) e Almeida-Abreu (1993).

3.4.3 – GRUPO PEDRO PEREIRA

O Grupo Pedro Pereira raramente exhibe bons afloramentos isentos de intemperismo, dificultando o seu detalhamento estrutural. Todavia, Knauer (1990, 1999) e Knauer & Grossi-Sad (1995b) destacam algumas de suas características:

- a. Fina foliação de aspecto anastomosado em rochas metamáficas/metaultramáficas com direções N20W a N05E e mergulhos moderados a altos para os quadrantes leste;
- b. Foliação com orientação similar nos metavulcanitos ácidos, de origem milonítica e desenvolvimento de estruturas S-C;
- c. Lineação de estiramento e mineral com direções S80-85E e caimentos para SE em metavulcanitos ácidos e formações ferríferas bandadas;
- d. Clivagem de fratura e de crenulação de direção norte-sul e altos mergulhos para leste em planos axiais de dobras abertas;
- e. Pequenas dobras fechadas a isoclinais, principalmente nas formações ferríferas com eixos entre N25W e N05E;
- f. Encurvamento dos eixos de dobras centimétricas a decimétricas nas formações ferríferas da região de Pedro Pereira em direção a leste-oeste.

3.4.4 – GRUPO COSTA SENA: FORMAÇÃO BARÃO DO GUAICUÍ

O Grupo Costa Sena (no sentido de Fogaça *et al.*, 1984) apresenta um caráter milonítico marcante principalmente nas rochas xistosas da Formação Barão do Guaicuí, conforme amplamente discutido por Schöll & Fogaça (1981), Fogaça *et al.* (1984) e Knauer (1984). Knauer (1999) atesta que os máximos da foliação principal, geralmente anastomosada, têm direções variáveis entre N10W e N05E com mergulhos moderados para NE a SE. Esta foliação se dá pela orientação de

moscovita, quartzo, cianita e/ou clorita que contornam grãos ou agregados maiores de quartzo, turmalina, cloritóide e/ou opacos. Raramente os planos S-C evoluem a ponto de se paralelizarem.

Como segunda estrutura planar mais importante destaca-se uma clivagem de crenulação ou de fratura de direção norte-sul e altos mergulhos para leste. Esta clivagem pode estar relacionada a amplos dobramentos abertos de vergência oeste. A interseção desta estrutura com a foliação milonítica define uma lineação norte-sul visível principalmente nos litotipos mais xistosos. Uma segunda lineação, mais rara, mostra direções entre S70E e N70E, sendo o resultado da interseção de uma clivagem de fratura sub-vertical com a foliação (Knauer, 1999).

A principal estrutura linear penetrativa, francamente visível nos planos de xistosidade, apresenta máximos em torno de S70-85E. Caracteriza-se como uma lineação mineral nos xistos e quartzitos (moscovita, clorita, turmalina, cianita), lineação de estiramento em moscovita, quartzo, cianita e hematita (ou em agregados minerais) ou como uma lineação de estiramento dos clastos de metaconglomerados de matriz xistosa.

As dobras que afetam o Grupo Costa Sena desenvolvem-se em diferentes escalas, predominando aquelas de eixo de direção norte-sul e caimento em ambos os sentidos. Estes eixos podem sofrer encurvamento progressivo até direções próximas a leste-oeste, sub-paralelas ao vetor principal de transporte tectônico.

Em lâmina delgada é possível observar sombras de pressão, estruturas S-C, *micafish*, cristais sin-tectônicos de cianita ou cloritóide rotacionados e, mais raramente, estruturas do tipo *pull-apart* em cristais de quartzo (e.g. Schöll & Fogaça, 1981; Hartmann, 1987; Knauer, 1990; Fogaça, 1995).

3.4.5 – FORMAÇÃO BANDEIRINHA

A Formação Bandeirinha apresenta estruturas em comum com a Formação Barão do Guaicuí, com destaque para a foliação principal, por vezes de atitude semelhante (embora geralmente de caráter não milonítico). O mesmo se observa para as principais estruturas lineares penetrativas, como é o caso da lineação de estiramento ou mineral e da lineação norte-sul, geralmente como resultado da crenulação.

Schöll & Fogaça (1981) descrevem para os quartzitos da Formação Bandeirinha a existência de flancos de dobras assimétricas do tipo recumbente ou isoclinal, com

vergência para SW e direções máximas em torno de N30-45W. Na região dos córregos Natureza e do Pasmarr, os autores descrevem dobras isoclinais muitas vezes recortadas por falhamentos nas zonas axiais. A orientação destas estruturas contrasta com os valores encontrados para o Supergrupo Espinhaço, conforme descrito a seguir.

3.4.6 – SUPERGRUPO ESPINHAÇO

Um expressivo sistema de falhas de empurrão/zonas de cisalhamento dúctil de direções norte-sul e dobras abertas e assimétricas de eixos norte-sul e vergência oeste compõem as megaestruturas que afetam o Supergrupo Espinhaço na Folha Diamantina (*e.g.* Schöll & Fogaça, 1981; Fogaça, 1995; Figura 3.4.1). Na porção oriental as falhas e zonas de cisalhamento predominam (Almeida-Abreu *et al.*, 1986a), ao passo que no setor ocidental da folha, principalmente nos domínios de afloramento da Formação Galho do Miguel e Grupo Conselheiro Mata, a seqüência de anticlinais e sinclinais abertos é notável.

O rico acervo estrutural do Supergrupo Espinhaço é descrito, entre muitos outros, por Schöll & Fogaça (1981), Almeida-Abreu (1981, 1989, 1993), Knauer (1984, 1990, 1999, 2007), Uhlein (1984, 1991), Silva & Uhlein (1985), Chaves *et al.* (1985), Uhlein *et al.* (1986a), Rosière *et al.* (1994) e Knauer & Ebert (1997).

A primeira estrutura que se destaca nestas rochas é uma “foliação” de origem deposicional/diagenética paralela ao acamamento (S_0) ou aos estratos cruzados, denominada S_{n-1} (correspondente ao S^* de Knauer, 1990). A estrutura, com direção variando entre norte-sul e NNE-SSW, apresenta mergulhos geralmente de 15° a 30° para E-ESE.

Como segunda estrutura de destaque tem-se a principal foliação regional (S_n), visível tanto nos metapelitos quanto na maior parte dos quartzitos e metarruditos. A estrutura apresenta direções máximas em torno de norte-sul, com mergulhos geralmente entre 35° e 50° para ENE a ESE.

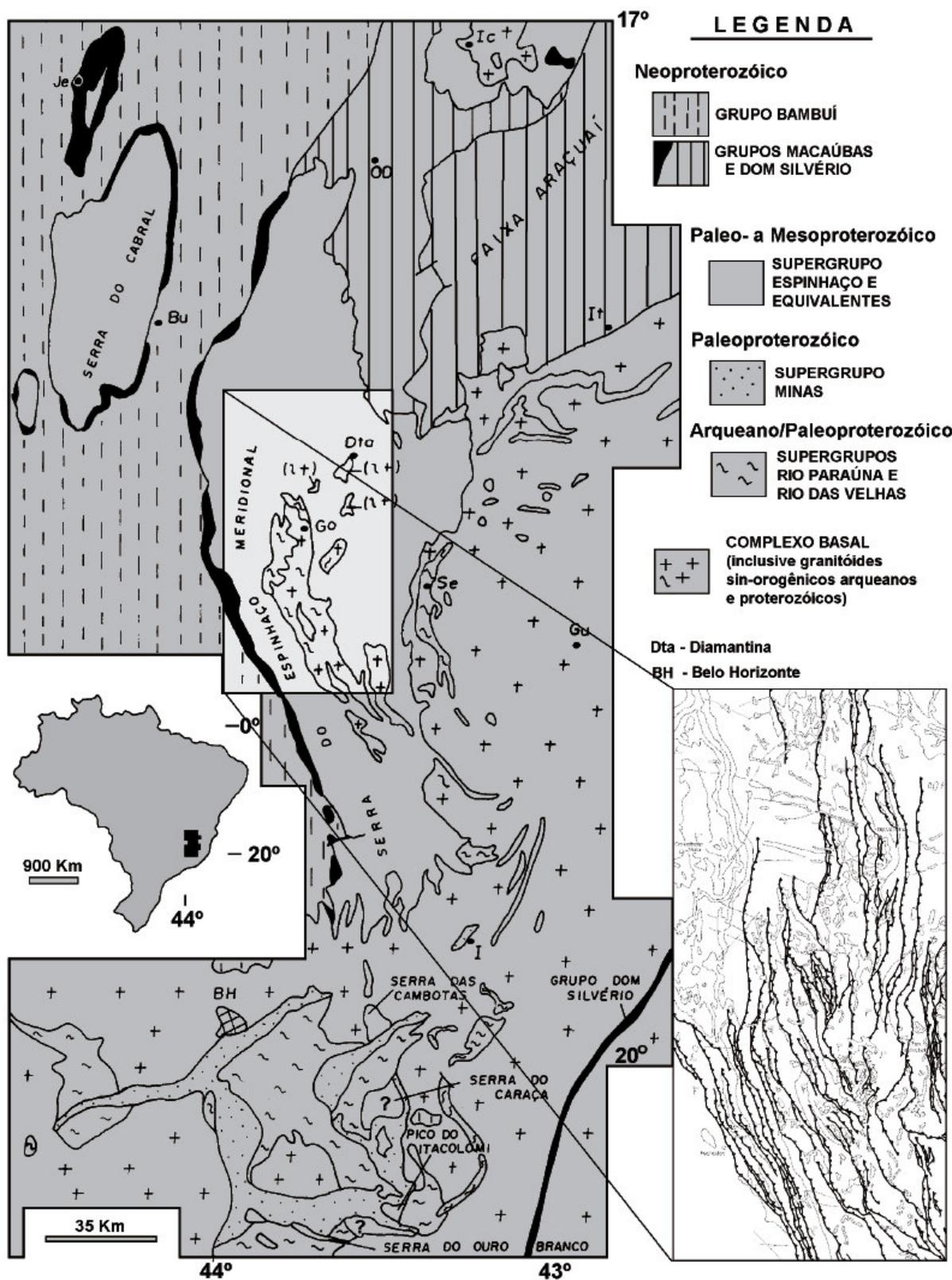


Figura 3.4.1. Mapa da Serra do Espinhaço Meridional com destaque para as principais frentes de empurrão/zonas de cisalhamento dúctil. Modificado de Almeida-Abreu (1993) e Knauer (1999). Retirado de Knauer (2007).

Uma terceira estrutura planar (S_{n+1}) destaca-se em locais menos deformados como uma clivagem de fratura ou ardosiana de alto mergulho para leste, localmente evoluindo para uma xistosidade, plano-axial às grandes dobras abertas a fechadas de eixo norte-sul (Knauer, 1990, 1999).

A quarta estrutura planar, menos freqüente, é caracterizada como uma clivagem de fratura de direção leste-oeste (S_{n+2}) e mergulhos sub-verticais em rochas mais competentes e clivagem de crenulação em xistos e filitos (Rolim, 1992).

O principal elemento linear verificado nos planos de foliação S_n corresponde a uma lineação mineral (moscovita, clorita, hematita e cianita) ou de estiramento de direção S70-85E (L_1), quase sempre presente, principalmente nos litotipos mais micáceos. Schöll & Fogaça (1981) e Silva & Uhlein (1985) descrevem esta lineação em metaconglomerados, caracterizada pelo estiramento dos clastos.

Uma lineação de crenulação sub-horizontal (L_2 , correspondente a L_{c1} de Knauer, 1999) pode ser verificada principalmente nas rochas mais micáceas, com direção norte-sul. Uma terceira lineação (L_3 , equivalente a L_{c2} de Knauer, *op. cit.*) pode eventualmente ocorrer, com direções entre N80E e S80E. Também é mais comum nas rochas mais micáceas, provavelmente resultante dos esforços que originaram as ondulações observadas nos eixos das dobras abertas (Knauer, 1999). Elementos lineares não-penetrativos (*boudins*, *rods* e *mullions*) também ocorrem, embora com menor freqüência.

Destaca-se ainda a existência de uma inflexão para SE, na porção sul da Folha Presidente Kubitschek, das estruturas grosseiramente norte-sul existentes no norte desta folha e em toda a Folha Diamantina. Embora haja modificação na direção dos planos de falhas, das foliações e de L_2 e L_3 , L_1 se mantém constante (Knauer, 1999).

Além das dobras principais, abertas e de grande escala, destacam-se aquelas centimétricas a decimétricas, mais comuns nas rochas metapelíticas. Estas estruturas podem ser fechadas a isoclinais com direções norte-sul e mergulhos baixos a moderados para leste.

Em escala microscópica são comuns as sombras de pressão e outras estruturas assimétricas paralelas à lineação de estiramento (L_1).

Knauer (1999) aplicou diferentes métodos de quantificação da deformação sobre as unidades constituintes da Serra do Espinhaço Meridional (em especial do Supergrupo Espinhaço). O autor verificou, através de perfil oeste-leste a sul de Diamantina, que embora seja possível generalizar um aumento da deformação dos

quadrantes oeste para leste, os maiores valores determinados de *strain* localizam-se no setor centro-leste, reiterando o caráter heterogêneo da deformação (Figura 3.4.2). Conclusões semelhantes foram obtidas por Cordeiro (2008).

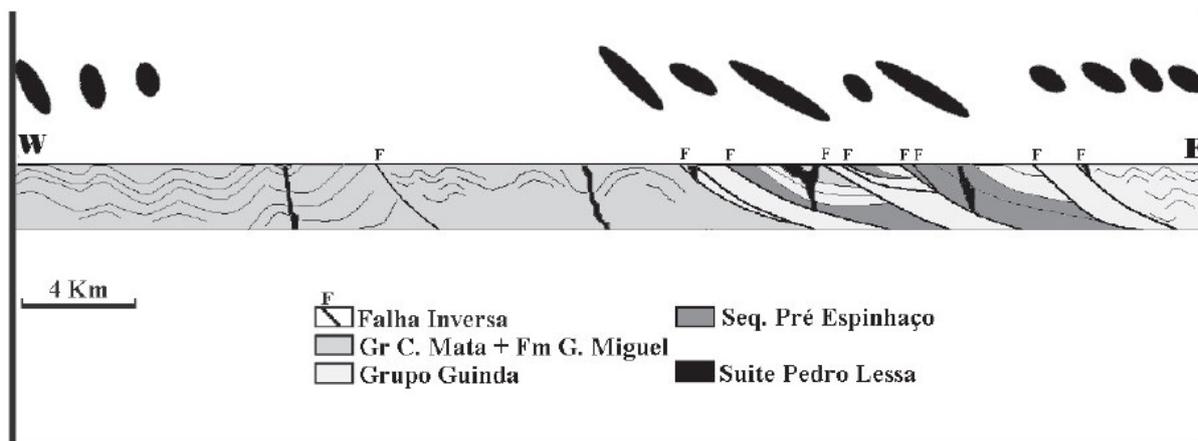


Figura 3.4.2. Perfil esquemático a sul da Cidade de Diamantina com destaque para os elipsóides de deformação em quartzitos do Supergrupo Espinhaço. Modificado de Knauer (1999), retirado de Knauer (2007).

3.4.7 – UNIDADES DO NEOPROTEROZÓICO

Em pouco se difere o comportamento estrutural das unidades neoproterozóicas daquele observado para o Supergrupo Espinhaço na região central da Serra do Espinhaço Meridional (Knauer, 1999). As rochas da Suíte Metaígneia Pedro Lessa não se mostram ideais para caracterização estrutural, mas apresentam planos de foliação com direções máximas em torno de N05W e N10E e mergulhos moderados a altos para leste.

O Grupo Macaúbas apresenta constantemente uma “foliação” S_{n-1} paralela ao acamamento. De especial apenas o comportamento da unidade no quadrante nordeste da Folha Diamantina, anômalo quando comparado ao Supergrupo Espinhaço e mesmo ao Grupo Macaúbas em outras regiões: neste setor a maioria das estruturas de macro e mesoescala apresenta direção NW. Knauer (*op. cit.*) destaca a orientação da foliação S_n , localmente milonítica, com máximos em torno de N35-45W e mergulhos de médio a alto ângulo para NE. Duas clivagens são ainda verificadas sem uma clara relação entre si, sendo uma com máximos próximos a leste-oeste e

mergulhos moderados para norte e outra de direção N00-10E e altos mergulhos para oeste.

3.5 – EVOLUÇÃO GEODINÂMICA

No que diz respeito à evolução das unidades aflorantes na Serra do Espinhaço Meridional, hipóteses distintas são adotadas pelos pesquisadores, tanto com relação à natureza genética destas unidades quanto aos fenômenos tectono-metamórficos que as afetaram.

Barbosa (1954) descreve um ciclo geotectônico completo cuja evolução inicial remete a um eugeossinclinal (pré-Minas), continuando com um miogeossinclinal (Minas e Espinhaço) e finalizando com formações pós-tectônicas (grupos Chapada Diamantina, Macaúbas e Bambuí).

Pflug (1965), em parte retomando as idéias de Barbosa (*op. cit.*), admite que a Serra do Espinhaço Meridional, durante a sedimentação do Supergrupo Minas (incluindo então o Supergrupo Espinhaço), foi a zona marginal de um extenso ortogeossinclinal ao longo da margem oriental do Cráton do São Francisco. Segundo o autor, verificam-se desde fácies de miogeossinclinal (Fácies Diamantina) até eugeossinclinal (Fácies Guanhães), passando por uma fácies transicional (Fácies Itabira). Estas idéias encontraram oposição nos trabalhos de Almeida (1976, 1977) que, com base nos litotipos, estruturas e dimensões do Cráton do São Francisco, interpretou o Supergrupo Espinhaço como uma cobertura de plataforma deformada. Um outro ponto de contradição entre os modelos diz respeito aos aspectos estratigráficos, uma vez que Pflug (1965, 1968, 1970) e Pflug & Renger (1973) correlacionam as rochas da Serra do Espinhaço Meridional às unidades do Supergrupo Minas no Quadrilátero Ferrífero, ao passo que Almeida (1977, 1981) considera estas últimas como mais antigas.

Brito-Neves *et al.* (1979), baseados em dados geocronológicos, sintetizam a evolução geodinâmica da Bacia Espinhaço em sete etapas básicas: formação do embasamento (2,8 a 2,6Ga); formação de granitos (2,1 a 2,0Ga); individualização dos sítios de deposição do Espinhaço (1,8 a 1,7Ga); desenvolvimento da sedimentação (1,7 a 1,3Ga); fase principal de deformação e metamorfismo (1,3 a 1,2Ga);

magmatismo básico e individualização da Bacia Bambuí (1,2 a 1,0Ga) e dobramento e metamorfismo não generalizado do Grupo Bambuí (0,65 a 0,50Ga).

Almeida-Abreu (1993, 1995) apresenta conotação algo distinta para a evolução do *Rift Espinhaço*, sugerindo a existência de três fases de rifteamento. A primeira fase (1.750Ma) teria sido marcada por processos de distensão crustal (Tankard *et al.*, 1982), iniciando a fragmentação de um supercontinente. A Formação Bandeirinha seria o registro litoestratigráfico desta fase, com intenso vulcanismo associado e desenvolvimento de falhas de transferência. A segunda fase caracteriza-se por considerável atividade termal e arqueamento extensivo de blocos crustais. O registro desta fase corresponderia ao sistema deposicional fluvial entrelaçado (Martins-Neto, 1993) da Formação São João da Chapada, praticamente sem influência tectônica. A última fase (1.711 a 1.700Ma, Machado *et al.*, 1989) refere-se à deposição das formações Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel, tendo havido forte atividade crustal evidenciada pelos ruditos da primeira, com a presença de fácies lacustres, pelíticas a areníticas. Intensa rotação de blocos e influência termal teriam ocorrido no período, com concomitante intrusão de magmas kimberlíticos, supostamente fonte da mineralização dos diamantes nos conglomerados. Almeida-Abreu (1995) considera ainda a ocorrência de transição de um ambiente predominantemente marinho/eólico (Formação Galho do Miguel e inferiores) para marinhos costeiros e plataformais de margem passiva (Grupo Conselheiro Mata) com freqüentes variações eustáticas. O fechamento da bacia ocorre durante o Evento Uruaçuano (Mesoproterozóico), principal fenômeno tectono-metamórfico impresso sobre as litologias existentes até então. Após a deposição dos sedimentos do Supergrupo São Francisco, um novo evento colisional (Brasiliano) promove a reativação parcial das estruturas geradas no Mesoproterozóico.

No modelo proposto por Almeida-Abreu (1993, 1995), o Evento Uruaçuano assume maior importância frente ao Brasiliano como processo deformador do Supergrupo Espinhaço. Segundo o autor, os processos orogênicos seriam ainda comprovados pelos depósitos glaciais do Grupo Macaúbas e unidades correlatas, assim interpretados como do Tipo Alpino (*e.g.* Almeida-Abreu *et al.*, 2001a, b, 2007). Considerar tal glaciação como do Tipo Alpino implica necessariamente na existência de uma cadeia de montanhas durante a deposição do grupo (anterior ao Brasiliano), o que só poderia ter sido originado por uma orogênese mesoproterozóica. Consideram-se, para esta hipótese, idades entre 1.100 e 1.050Ma para o início da

deposição em ambiente glacial, valores estes balizados por dados paleomagnéticos em rochas metavulcânicas básicas do litoral sul da Bahia (D'Agrella-Filho *et al.*, 1990). Esta idade justificaria, por exemplo, possíveis intrusões da Suíte Metaígneia Pedro Lessa no Grupo Macaúbas. Almeida-Abreu *et al.* (2007) afirmam que a Serra do Espinhaço atuou como centro de dispersão dos glaciares durante a “Glaciação Macaúbas”.

Uhlein *et al.* (1995) caracterizam a deposição do Supergrupo Espinhaço como sendo o produto de um rifteamento continental submeridiano, com idade em torno de 1.700Ma. A seqüência inferior (formações São João da Chapada e Sopa Brumadinho) teria sido depositada em ambiente continental com fácies de leque aluvial, fluvial *braided*, fandelta e marinho raso. A tectônica extensional gerou morfologia de *graben* assimétrico ou *hemi-graben*, de maneira que tectonismo sin-sedimentar culminou em diversas variações faciológicas, havendo ainda vulcanismo associado (diques e *sills* metamorfisados: xistos verdes e filitos hematíticos). A seqüência média (Formação Galho do Miguel) teria se depositado em ambiente eólico costeiro em condições de quiescência tectônica. A seqüência superior (Grupo Conselheiro Mata) indica, por suas variações faciológicas, processos de transgressão e regressão em ambiente marinho raso, ora com influência de ondas e marés.

Um novo evento tectônico extensional marca a ampliação do *rift* (formação da Bacia Araçuaí), havendo magmatismo associado. A deposição da unidade inferior (Grupo Macaúbas) teria ocorrido entre 900 e 700Ma em ambiente de plataforma marinha com influência glacial. O posterior degelo, concomitante a uma modificação do depocentro e transgressão, marca o início da sedimentação do Grupo Bambuí (650 a 600Ma, Parenti-Couto *et al.*, 1981). Variações eustáticas caracterizam a deposição das seqüências e suas variações faciológicas. A fase colisional (Orogênese Brasileira, 650 a 550Ma) promove o fechamento da bacia, gerando dobras assimétricas e zonas de cisalhamento rúptil-dúcteis (tectônica tangencial, Figura 3.5.1), bem como metamorfismo crescente para nordeste e cristalização de granitos do tipo S durante o período (Uhlein & Trompette, 1992).

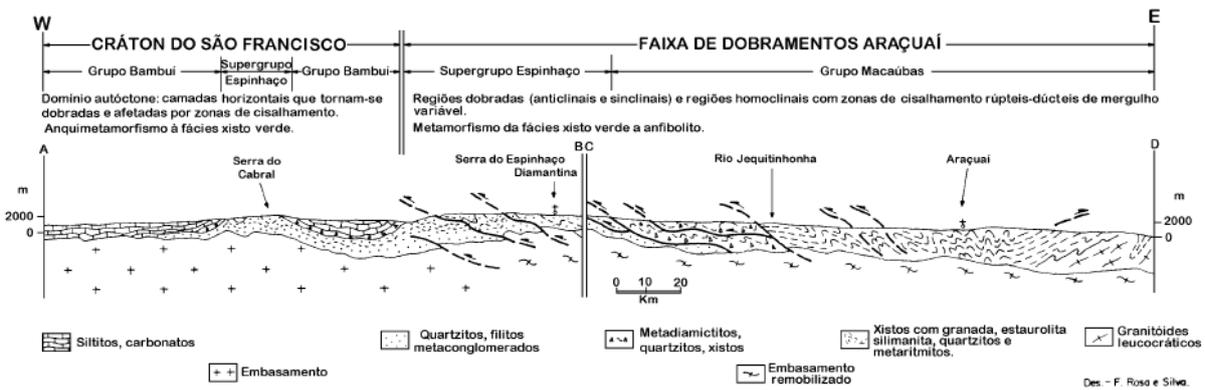


Figura 3.5.1. Seção estrutural esquemática do Cráton do São Francisco e da porção externa da Faixa Araçuaí. Modificado de Uhlein (1991).

Dussin & Dussin (1995), em modelo que aprimora as idéias já implantadas por Dossin *et al.* (1984, 1990), separam a deposição do Supergrupo Espinhaço em duas fases. A primeira corresponde ao *rift* (Grupo Diamantina, 1.700Ma) e a segunda ao pós-*rift* (Grupo Conselheiro Mata), esta última com intensa subsidência da bacia.

Durante a fase *rift* ocorre a deposição dos sedimentos das formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho, cujas características, especialmente a frequência e a rapidez das variações faciológicas tanto verticais quanto laterais, indicam período de grande instabilidade tectônica. Magmas alcalinos (representados, em parte, pelos atuais filitos hematíticos) teriam alimentado o *rift* e, concomitantemente, teriam sido gerados os magmas kimberlíticos responsáveis pelas ocorrências diamantíferas. Nas bordas da bacia, magmas graníticos originaram desde riolitos (em especial na região de Conceição do Mato Dentro) até granitos (“Granitos Borrachudos”) intrudidos em contexto anorogênico intraplaca. O fim da instabilidade crustal é caracterizado pela deposição eólica a marinha rasa dos sedimentos da Formação Galho do Miguel. A uma fase pós-*rift* associam-se condições gerais transgressivas na bacia em situação de estabilidade tectônica, resultando na deposição dos sedimentos do Grupo Conselheiro Mata.

Assim como Uhlein *et al.* (1995), os autores enfatizam um segundo rifteamento com grande extensão crustal (*Rift Araçuaí*, 900Ma). Este rifteamento teve taxas de extensão mais importantes para leste, caracterizadas pela deposição de sedimentos glaciais litorâneos e turbiditos de plataforma do Grupo Macaúbas. Ainda mais para leste, sedimentos marinhos e máficas/ultramáficas associadas (dentre as quais a Formação Salinas) teriam testemunhado o início do desenvolvimento de verdadeira

crosta oceânica (e.g. Pedrosa-Soares *et al.*, 1992, 1998). A Orogênese Brasileira (com idades entre os 650 e os 550 milhões de anos para a fase tectônica principal) veio então a estruturar a Faixa Araçuaí, fechando as bacias do Neoproterozóico e do Paleo/Mesoproterozóico.

Um novo processo extensional é ainda retratado em consequência do Evento Sul-Atlântico (e.g. Schobbenhaus *et al.*, 1984), gerando no Cretáceo (190 a 170Ma) a intrusão de enxame de diques basálticos alcalinos em todas as seqüências pré-cambrianas.

O modelo evolutivo proposto por Knauer (1999, 2007), embora considere a existência de um evento colisional mesoproterozóico, não confere a ele importância relativa, quando comparado ao Brasileiro, na deformação do Supergrupo Espinhaço e unidades mais antigas. A evolução geodinâmica pode ser resumida da seguinte maneira:

1. Complexo de Gouveia e Grupo Pedro Pereira podem ter sido afetados e terem relações diretas com o Evento Jequié, uma vez que o Complexo Córrego do Cedro (embasamento do Supergrupo Espinhaço no setor setentrional mineiro da serra), de natureza semelhante ao Complexo de Gouveia, mostra evidências de metamorfismo em torno de 2,8Ga.

2. O Grupo Pedro Pereira é interpretado como remanescente de um *greenstone belt* arqueano. A unidade basal metamáfica/metaultramáfica representa, provavelmente, a crosta oceânica pretérita. Metarriolito alcalino seria produto do fechamento do oceano.

3. Os metassedimentos do Grupo Costa Sena (em especial da Formação Barão do Guaicuí) têm deposição posterior à cristalização dos granitóides do Complexo de Gouveia. Embora a análise seja dificultada pela quase total inexistência de estruturas sedimentares, um ambiente marinho para parte da seqüência pode ser admitido.

4. As rochas metaígneas ácidas existentes no interior do Grupo Costa Sena, de natureza cálcio-alcalina e idade em torno de 2,05Ga (Machado *et al.*, 1989), são produtos de convergência transamazônica. Concomitante à compressão, cujo final é demarcado em 1,85Ga, desenvolve-se novo sítio deposicional continental, fluvial a marinho raso e com retrabalhamento eólico (Formação Bandeirinha).

5. Durante o Paleoproterozóico (aproximadamente 1,80Ga) inicia-se o rifteamento estateriano, aproveitando linhas de fraqueza transamazônicas. Há o desenvolvimento de canais fluviais entrelaçados com areias e cascalhos caóticos

(Nível A da Formação São João da Chapada). Derrames basálticos toleíticos a transicionais e alcalinos são deflagrados. Processos de alteração e posterior metamorfismo resultam nos filitos hematíticos do Nível B; rochas ácidas ocorrentes em Conceição do Mato Dentro (Suíte Metaígneia Conceição do Mato Dentro, *e.g.* Knauer, 2007), Monte Azul e no Estado da Bahia caracterizam o magmatismo bimodal. A localização geográfica destes metamagmatitos atestam que o *rift* (ou os registros geológicos desta fase) não se localizam na região de Diamantina.

O desenvolvimento da rede de drenagem fluvial entrelaçada propicia a deposição de areias e cascalhos do Nível C. A existência de planícies de inundação é confirmada pela presença de horizontes pelíticos de porte métrico. Processos extensionais promovem a deposição de leques aluviais. Provavelmente durante esta fase enquadra-se a deposição da Formação Itapanhoacanga, aflorante exclusivamente na borda leste da serra (Knauer, 2007);

6. Um período de certa calma tectônica marca a deposição dos sedimentos finos do Membro Datas (Formação Sopa-Brumadinho), provavelmente em ambiente lagunar.

7. Retomada de intenso tectonismo é registrada na deposição do Membro Caldeirões, com marcante variação faciológica. Ambiente fluvial entrelaçado evolui para leste para ambiente deltaico e, localmente, marinho raso. Filito hematítico e xisto verde concordantes a discordantes confirmam o forte processo extensional.

8. Durante o Mesoproterozóico desenvolve-se ainda mais para oeste, como reflexo de localizada subsidência termal, bacia interior responsável por deposição dos sedimentos de águas marinhas calmas do Grupo Conselheiro Mata.

9. O terço final do Mesoproterozóico é marcado por inversão tectônica ocasionada pelo Evento Uruçuano. Movimento de massa de leste para oeste resulta na edificação do “Orógeno Espinhaço”.

10. Nova tafrogênese é deflagrada durante o Neoproterozóico (provavelmente no Toniano), confirmada pela intrusão de basitos posteriormente metamorfisados (Suíte Metaígneia Pedro Lessa). A erosão do “Orógeno Espinhaço” fornece sedimentos para a nova bacia (Grupo Macaúbas), desenvolvida parcialmente em condições glaciais, continental mais a norte e de altitude mais a sul.

11. Ao final do Neoproterozóico deposita-se o Grupo Bambuí, pelito-carbonático. Sua origem é relacionada a uma nova fase de extensão ou ao desenvolvimento de bacia *foreland* relacionada à edificação da Faixa Brasília.

12. Final do Neoproterozóico / início do Fanerozóico: Evento Brasileiro. Inversão da(s) bacia(s) neoproterozóica(s), representada(s) pelos grupos Macaúbas e Bambuí e reativação de parte dos planos desenvolvidos no Uruaçuano. Os vetores de transporte são sub-paralelos ao evento mesoproterozóico (e talvez ao Evento Transamazônico). O arranjo colisional limita o leste do Cráton do São Francisco (Faixa Araçuaí, *e.g.* Pedrosa-Soares *et al.*, 1992, 1998, 2007; Alkmim *et al.*, 2001, 2006; Alkmim, 2004).