Revista Brasileira de Geociências 28(2):151-168, junho de 1998

O SUPERGRUPO ESPINHAÇO EM MINAS GERAIS: REGISTRO DE UMA BACIA RIFTE-SAG DO PALEO/MESOPROTEROZÓICO

MARCELO A. MARTINS-NETO*

ABSTRACT THE ESPINHAÇO SUPERGROUP IN MINAS GERAIS: THE RECORD OF A PALAEO/MESOPROTEROZOIC RIFT-SAG BASIN The aim of this work is to present a raodel for the tectono-sedimentary evolution of the Espinhaço Basin in Minas Gerais. The model is supported by integrated sedimentological, paleogeographical, stratigraphical, structural and tectonic studies, carried out at the western and central parts of the southern Serra do Espinhaço. The data allow to recognize four basin evolution phases (pre-rift, rift, transitional and flexural), as well as to characterize the basin as a rift-sag type - a kind of basin that experienced a rift stage with a subsequent downwarping (flexural) stage due to change in the subsidence regime, without breaking-up and evolving to a passive-margin stage. During the rift phase, mechanical subsidence due to lithospheric stretching hás controlled the stratigraphic evolution. The transitional and flexural phases were probably controlled by thermal subsidence due to the thermal contraction of the lithosphere during cooling.

Keywords: Espinhaço Supergroup, Proterozoic, Basin Analysis, Tectonics, Sedimentation, Stratigraphy.

RESUMO O objetivo deste trabalho *é* apresentar um modelo para a evolução tectono-sedimentar da Bacia Espinhaço em Minas Gerais, baseado em estudos sedimentológicos, paleogeográficos, estratigráficos, estruturais e tectônicos integrados, levados a cabo nas porções central e ocidental da Serra do Espinhaço Meridional. Os dados permitem o reconhecimento de quatro fases evolutivas para a Bacia Espinhaço Meridional (pré-rifte, rifte, transicional e flexural), bem como sua caracterização como uma bacia do tipo rifte-sag, ou seja, desenvolvida inteiramente em contexto intracratônico (sem o desenvolvimento de centros de espalhamento oceânico), com um período de rifteamento inicial e um subsequente período flexural, caracterizado pela expansão em área da bacia. Durante a fase rifte, processos de subsidência mecânica devido a afmamento crustal e ruptura da crosta por estiramento dominaram e controlaram a evolução estratigráfica da bacia. A evolução das fases transicional e flexural foi provavelmente controlada por processos de subsidência flexural térmica devido a contração termal (adensamento) da litosfera durante seu resfriamento.

Palavras-chave: Supergrupo Espinhaço, Proterozóico, Análise de Bacias, Tectônica, Sedimentação, Estratigrafia.

INTRODUÇÃO Os depósitos da Bacia Espinhaço Meridional, de idade paleo/mesoproterozóica e agrupados na unidade litoestratigráfica denominada de Supergrupo Espinhaço, afloram na Serra do Espinhaço Meridional, Estado de Minas Gerais. Como a bacia foi invertida e o atual nível de erosão atingiu localmente as suas raízes, sua evolução paleogeográfica, seu arcabouço estratigráfico, seus regimes de subsidência e sua história tectônica podem ser analisados e interpretados a partir de dados de campo. Os afloramentos da Bacia Espinhaço Meridional constituem um excelente banco de dados para a caracterização da relação entre tectônica e sedimentação em uma bacia rifte-sag.

Bacias rifte-sag são bacias que exibem uma fase rifte seguida de uma fase flexural devido a mudança no regime de subsidência de mecânico para termal, sem evoluírem para um estágio de margem passiva com o desenvolvimento de centros de espalhamento oceânico (Allen & Allen 1990). Os estilos estruturais, arcabouço estratigráfico e evolução tectônica de bacias rifte-sag têm sido normalmente interpretados através de perfis de sísmica de reflexão, existindo relativamente poucos exemplos de tais estudos feitos com base em dados de afloramento.

O objetivo deste trabalho é apresentar um modelo para a evolução tectono-sedimentar da Bacia Espinhaço em Minas Gerais, que mostra evolução marcadamente distinta de sua porção bahiana (Danderfer em prep, Danderfer & Dardenne 1997a, 1997b, 1997c). Desta forma, este artigo não apresenta descrições e interpretações detalhadas das litologias, fácies sedimentares e estruturas, uma vez que este assunto já encontra-se exaustivamente explorado na literatura (p.ex., Schöll & Fogaça 1979, Fogaça *et al.* 1985, Dossin *et al.* 1984, 1987, Martins-Neto 1989, 1993, 1994, 1996a, 1996b, Almeida Abreu 1993, Dupont 1995, Silva 1995).

Os resultados aqui apresentados são baseados em estudos sedimentológicos, paleogeográficos, estratigráficos, estruturais e tectônicos integrados, levados a cabo nas porções central e ocidental da Serra do Espinhaço Meridional (incluindo as serras Mineira, do Cabral e da Água Fria), Estado de Minas Gerais (Fig. 1). Estudos de análise de bacia são possíveis nesta região, apesar da tectônica compressional e do metamorfismo fácies xisto verde baixa superimpostos.

CONTEXTO REGIONAL A Serra do Espinhaço Meridional pertence à zona externa da Faixa Araçuaí, a qual bordeja a margem sudeste do Cráton Neoproterozóico do São Francisco (Uhlein 1991, Brito Neves & Cordani 1991, Trompette *et al.* 1992, Schobbenhaus 1993, 1996, Alkmim *et al.* 1993). O Supergrupo Espinhaço, unidade dominante na Serra do Espinhaço Meridional (Fig. 1), aflora nas porções central e ocidental da Serra do Espinhaço Meridional cobrindo discordantemente rochas granito-gnáissicas-fnigmatíticas do Complexo Basal arqueano e rochas supracrustais vulcano-sedimentares do Supergrupo Rio Paraúna, de idade arqueana a paleoproterozóica (Pflug 1965, Fogaça *et al.* 1984, Pedrosa-Soares *et al.* 1994). O Supergrupo Espinhaço é recoberto pelo Supergrupo São Francisco (Fig. 2), de idade neoproterozóica, mediante uma pronunciada discordância erosiva (Pflug & Renger 1973, Dossin *et al* 1984, 1990, Uhlein 1991, Dupont 1996, Espinoza 1996, Martins-Neto *et al* 1997a, 1997b).

Trabalhos pioneiros (p.ex., Pflug 1965) descreveram o Supergrupo Espinhaço como uma sequência miogeossinclinal. Uma bacia rifte que teria evoluído para uma margem passiva foi proposto mais tarde por Pflug *et al.* (1980), ideia esta ainda defendida no presente por Almeida Abreu (1993). Uhlein (1991), Schobbenhaus (1993), Martins-Neto (1993) e Dussin & Dussin (1995) sugeriram que o Supergrupo Espinhaço foi depositado em uma bacia intracratônica ensiálica, com uma fase rifte inicial e uma fase flexural subsequente. Mais recentemente, Martins-Neto (1995a) apresentou um estudo mais detalhado da evolução tectônica da Bacia Espin-

* Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Caixa Postal 173, 35400-000, Ouro Preto, MG, neto@degeo.ufop.br

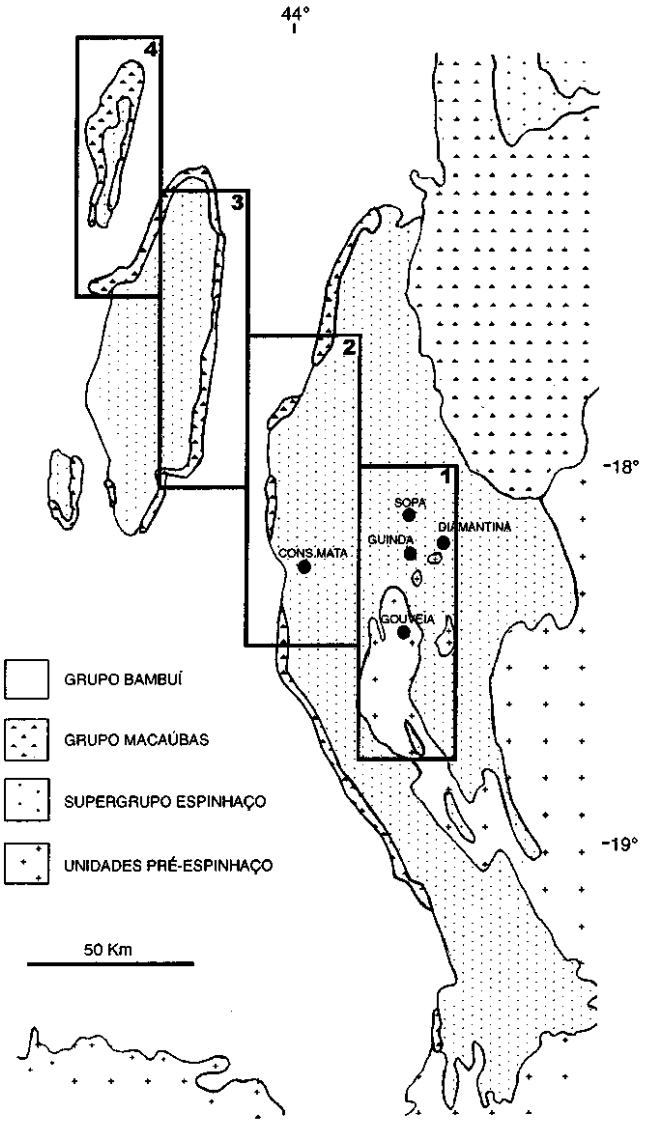


Figura 1 - Localização das áreas estudadas (caixas numeradas) e das localidades citadas no texto na Serra do Espinhaço Meridional. Caixa J: porção central da Serra do Espinhaço Meridional; caixa 2: porção ocidental da Serra do Espinhaço Meridional e Serra Mineira; caixa 3: borda leste da Serra do Cabral; caixa 4: Serra da Agua Fria. Geologia básica simplificada de Pedrosa-Soares et al. (1994).
Figure 1 -Location of the studied áreas (numbered insets) and localities cited in the text in the Southern Serra do Espinhaço. Inset 1: central part of the Southern Serra do Espinhaço; inset 2: western part of the Southern Serra do Espinhaço and Serra Mineira; inset 3: eastern edge of the Serra do Cabral; inset 4: Serra da Água Fria. Geology simplified after Pedrosa-Soares et al. (1994).

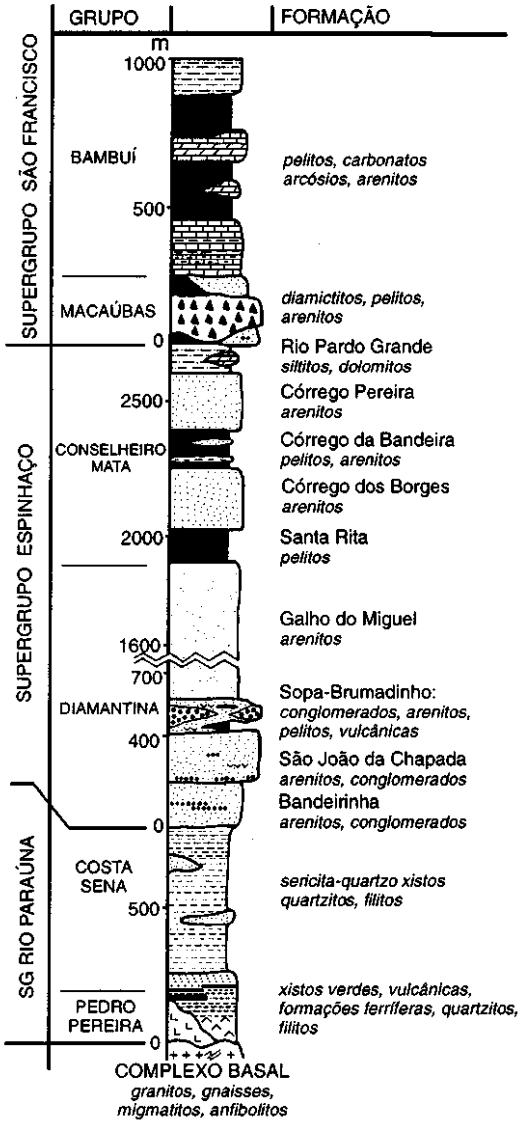


Figura 2 - Litoestratigrafia da Serra do Espinhaço Meridional (cf. Pflug 1968, Fogaça et al. 1984, Dossin et al. 1984, Almeida Abreu & Pflug 1992). Modificado de Martins-Neto (1993).
Figure 2 - Lithostratigraphy of the Southern Serra do Espinhaço (after Pflug 1968, Fogaça et al. 1984, Dossin et al. 1984, Almeida Abreu & Pflug 1992). Modified after Martins-Neto (1993).

haço, reconhecendo suas fases pré-rifte, rifte, transicional e flexural e discutindo os regimes tectônicos envolvidos.

Rochas magmáticas ácidas e básicas ocorrem associadas aos depósitos sedimentares da fase rifte da Bacia Espinhaço (Hoppe&Otto 1982,Uhlein 1991,Schobbenhaus 1993,1996, Dussin 1994, Dussin & Dussin 1995). Segundo Dussin & Dussin (1995), adelgaçamento litosférico e ascensão da astenosfera proporcionaram a geração e alimentação da Bacia Espinhaço por magmas básicos mantélicos de natureza alcalina através de fusão por descompressão e magmas ácidos por fusão de fontes crustais. Níveis de filitos hematíticos também ocorrem intercalados nestas unidades e têm sido interpretados como vulcânicas sinsedimentares, mesmo não tendo sua composição química um equivalente moderno (Herrgesell 1984). Com base nisto, Knauer & Schrank (1993) interpretam os filitos hematíticos como produtos de intemperismo subaéreo (lateritização) e subsequente metamorfismo de magmatitos básicos.

A idade dos depósitos da Bacia Espinhaço ainda é motivo de controvérsias na literatura (ver discussão em Schobbenhaus 1993), uma vez que existem poucos dados geocronológicos sobre a idade do Supergrupo Espinhaço. A datação de eventos ígneos e metamórficos indicam um largo período de tempo (ca. 600 Ma) para a deposição do pacote. A idade máxima é obtida através da datação por U/Pb em zircões do metamorfismo das unidades pré-Espinhaço (1844 ± 15 Ma; Machado *et al.* 1989) e de vulcânicas associadas a unidades basais do Espinhaço (1715 ± 2 Ma; Machado *et al.* 1989 -

1710 ± 12 Ma; Dussin & Dussin 1995). Uma idade mínima confiável pode ser definida pela datação de intrusões básicas que cortam toda a coluna do Supergrupo Espinhaço (l, l a 0,9 Ga; Brito Neves *et al.* 1979, Machado *et al.* 1989).

Embora alguns autores defendam a existência de um evento orogenético no final do Mesoproterozóico, denominado de Evento Uruaçuano/Espinhaço (p.ex., Almeida Abreu 1993, Knauer & Ebert 1997, Renger *et al.* 1997), a maioria dos pesquisadores postula que a primeira grande inversão positiva acompanhada de metamorfismo que afetou a Serra do Espinhaço Meridional deu-se no final do Evento Brasiliano (650 - 500 Ma, Marshak & Alkmim 1989, Uhlein 1991, Schobbenhaus 1993, 1996, Dussin & Dussin 1995). Neste período, um episódio colisional teria gerado o típico cinturão de cavalgamentos e dobramentos, vergentes para oeste, hoje exposto ao longo de toda a Serra do Espinhaço Meridional (Herrgesell & Pflug 1986, Marshak & Alkmim 1989, Uhlein 1991).

ARCABOUÇO TECTONO-ESTRATIGRÁFICO DO SUPERGRUPO ESPINHAÇO O Supergrupo Espinhaço, com espessura estratigráfica preservada maior que 3000 m, é composto predominantemente por rochas metassedimentares siliciclásticas, subordinadamente por rochas metavulcânicas, contendo no topo algumas ocorrências de rochas carbonáticas. Esta sucessão foi dividida por Pflug (1968) em oito formações: São João da Chapada, Sopa-Brumadinho, Galho do Miguel, Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego da Bandeira, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande. Dossin *et al.* (1984) agruparam as três inferiores no Grupo Diamantina e as cinco superiores no Grupo Conselheiro Mata. Posteriormente, Almeida Abreu & Pflug (1992) incorporaram à base do Supergrupo Espinhaço uma nona formação, a Formação Bandeirinha de Fogaça *et al.* (1984) (Fig. 2).

Entretanto, estudos sedimentológicos, paleogeográficos e estratigráficos de detalhe levados a cabo nos últimos anos (p.ex., Martins-Neto 1993, 1994, 1995a, Silva 1993, 1994, 1995, Dupont 1995) demonstraram que a evolução estratigráfica da Bacia Espinhaço foi basicamente controlada pela sua história de subsidência, levando Martins-Neto (1995b) a abandonar a litoestratigrafia e a dividir o Supergrupo Espinhaço, ou Megasseqüência Espinhaço, em seis tectonosseqüências (TS): Olaria, Natureza, São João da Chapada, Sopa-Brumadinho, Galho do Miguel e Conselheiro Mata.

Segundo Hubbart *et al* (1985), uma megasseqüência é limitada por importantes descontinuidades regionais e engloba depósitos relativos a um ciclo bacinal completo. Uma tectonosseqüência (cf. Da Silva 1993) inclui os depósitos de uma associação de sistemas deposicionais *(linked depositional systems),* acumulados durante uma fase tectônica específica da bacia, sendo limitada por descontinuidades regionais. Estas discordâncias marcam importantes etapas de reorganização paleogeográfica da bacia (Martins-Neto 1995a, 1995b). Durante a fase rifte, processos de subsidência mecânica devido a afinamento crustal e ruptura da crosta por estiramento dominaram e controlaram a evolução estratigráfica da bacia. A evolução das fases transicional e flexural foi provavelmente controlada por processos de subsidência flexural térmica devido a contração termal (adensamento) da litosfera durante seu resfriamento. A atuação de processos de subsidência flexural térmica na Bacia Espinhaço foi primeiramente levantada por Chang *et al.* (1988). A TS Olaria representa o registro da fase pré-rifte da bacia, as TSs Natureza, São João da Chapada e Sopa-Brumadinho o registro da fase rifte, a TS Galho do Miguel o registro da fase transicional e a TS Conselheiro Mata o registro da fase flexural.

As TSs Olaria e Natureza (definidas como sequências deposicionais e assim denominadas por Silva 1993) correspondem à Fm. Bandeirinha (ver Fig. 2), enquanto as TSs São João da Chapada e Conselheiro Mata correspondem, respectivamente, à formação e ao grupo homónimos. As TSs Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel correspondem apenas parcialmente às formações homónimas, uma vez que a interface entre elas foi redefinida baseado em critérios genéticos, sendo marcada, como discutido posteriormente neste artigo, por uma superfície transgressiva marinha.

A Figura 3 mostra o arcabouço tectono-estratigráfico das coberturas meso- e neoproterozóicas do Cráton do São Francisco e porção externa da Faixa Araçuaí, enquanto a Figura 4 exibe a coluna tectono-estratigráfica da Megasseqüência Espinhaço, bem como uma síntese dos sistemas deposicionais interpretados para as seis tectonosseqüências e seus prováveis regimes tectônicos.

A BACIA ESPINHAÇO Fase pré-rifte O registro da fase pré-rifte da Bacia Espinhaço corresponde aos depósitos da *TECTONOSSEQÜÊNCIA OLARIA* (correspondente aproximadamente à metade inferior da Fm. Bandeirinha), que aflora de forma restrita em área, a oeste e sudoeste da cidade de Diamantina e cujas espessuras, segundo Silva (1995), podem atingir 115 m. A caracterização segura da evolução paleogeográfica desta unidade é extremamente limitada pela raridade de boas exposições e pela deformação compressiva superimposta, o que impede levantamentos sedimentológicos sistemáticos. Entretanto, alguns afloramentos fornecem inferências sobre o contexto deposicional da TS Olaria. Segundo Silva (1995), os conglomerados que cobrem a superfície erosiva basal correspondem a mantos de pedimento. O restante da unidade é composto por arenitos finos e impuros que exibem predominantemente laminações e estratificações plano-paralelas e subordinadamente estratificações cruzadas e ripples de corrente. Metapelitos ocorrem também associados aos arenitos de forma bastante subordinada. Embora de difícil caracterização, os arenitos da TS Olaria devem ter-se acumulado em contexto continental, como sugerido pelos seguintes argumentos: *(i)* falta de evidências indicativas de deposição em ambiente marinho tais como truncamentos por ondas, (*ii*) imaturidade textural das fácies de alta energia e (*iii*) predominância de arenitos exibindo intensa oxidação sinsedimentar. Silva (1995) sugere que estes arenitos *"acumularam-se através da ação de correntes unidirecionais de variável potência"*. Os poucos dados disponíveis indicam que a TS Olaria provavelmente depositou-se em planícies aluviais associadas a ambientes lacustres restritos.

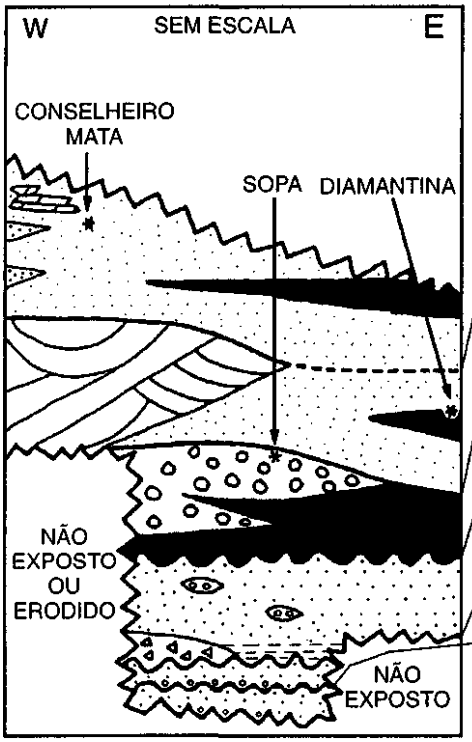
Da mesma forma que o contexto paleogeográfico, o regime tectônico responsável pelo desenvolvimento da TS Olaria é de difícil caracterização. As exposições preservadas da unidade são arealmente restritas e, por estarem na base do pacote e possuir litologias menos competentes, estão quase invariavelmente deformadas de forma intensa pela inversão brasiliana.

A ausência de falhamentos e vulcanismo sinsedimentares associados aos metassedimentos sugere que a TS Olaria depositou-se em uma depressão inicial, provavelmente o produto de estiramento crustal dúctil, antes de se atingir o limite elástico da crosta superior. Trata-se, provavelmente, do primeiro registro do processo de rifteamento (estiramento litosférico, envolvendo diferentes fases e mecanismos de subsidência) que levou ao desenvolvimento da Bacia Espinhaço. Isto teria ocorrido, porém, antes da nucleação das falhas e da individualização dos meio-grabens que definem a feição morfológica rifte *(rift valley:* "depressão alongada e estreita limitada por uma falha de borda distensional", Magnavita 1996), caracterizando, assim, a TS Olaria como produto da fase pré-rifte da Bacia Espinhaço. Os *red beds* flúvio-eólicos das formações Água Grande e Itaparica (Bacia do Recôncavo, Magnavita 1996) seriam análogos em caráter tectônico à TS Olaria. Uma discordância angular e erosiva separa esta TS da sobreposta TS Natureza, evidenciando rotação de blocos fal-

Estratigrafia		Idade (Ma)	Tipo de Bacia	Regime Tectônico	Ambiente Deposicional	Ref. Bibl.
Megasseqüência Bambuí	TS Três Marias	~ 600	*Foreland*	Flexural por sobrecarga tectônica	Continental Marinho Raso	9,11
	TS Paraopeba	~ 790			Marinho Raso	7,11,12
Paraconformidade a Discordância Erosiva (localmente angular) 13,14,15,16,19,20						
Megasseqüência Macaúbas	TS Superior	~ 790	Rifte-Margem Passiva	Flexural/Termal	Marinho (subida glacio-eustática)	8,16,19
	TS Inferior	~ 900		Extensional	Glacio-continental Glacio-marinho	8,10, 16,18
Discordância Profundamente Erosiva (localmente angular) 16,17,21,22						
Megasseqüência Espinhaço	Fase Flexural TS Conselheiro Mata	1.450 ?	Rifte-*Sag*	Flexural/Termal	Marinho Raso Eólico	6,22
	Fase Transicional TS Galho do Miguel					2,5
	Fase Rifte TS Sopa-Brumadinho TS São João da Chapada TS Natureza	1.715		Extensional	Leque aluvial Fan-delta Lacustre Fluvial Eólico	1,2,3,4
	Fase Pré-Rifte TS Olaria	~ 1.750				1

1)Silva (1993,1995); 2,3,4,5)Martins-Neto (1993,1994,1996a,1996b); 6,7)Dupont (1995,1996); 8)Hercos & Martins-Neto (1997); 9)Chiavegatto (1992); 10)Uhlein(1991); 11)Dardenne (1978); 12)Schöll (1972); 13)Braun et al. (1993); 14)Teixeira et al. (1993); 15)Martins et al.(1993); 16,17,18)Martins-Neto et al. (1997a,1997b,1998); 19)Hercos (1998); 20)Romeiro Silva (1997); 21)Souza Fº (1995); 22)Espinoza (1996).

Figura 3 -Arcabouço estratigráfico e aspectos tectono-deposicionais das coberturas Paleo/Meso e Neoproterozóicas do Craton do São Francisco e zona externa da Faixa Araçuaí.
Figure 3 - Stratigraphic framework and tectono-deposicional features of the Paleo/Meso and Neoproterozoic covers of the São Francisco Craton and external zone of the Araçuaí fold belt.



ESTRATIGRAFIA	ESPESSURA (M)	AMBIENTE DEPOSICIONAL	FASE EVOLUTIVA DA BACIA	REGIME TECTÔNICO	REFERÊNCIAS
TECTONOSSEQÜÊNCIA CONSELHEIRO MATA	~ 900	MARINHO RASO A PLATAFORMAL (LOCALMENTE FLUVIAL A COSTEIRO)	FASE FLEXURAL	SUBSIDÊNCIA TERMAL	DUPONT (1995) ESPINOZA (1996) MARTINS-NETO (1998)
----SUP. TRANSGR. MÁXIMA----					
TECTONOSSEQÜÊNCIA GALHO DO MIGUEL	50 - 500	EÓLICO A MARINHO RASO	FASE TRANSICIONAL		DOSSIN et al. (1987) MARTINS NETO (1993,1995a,b, 1996b, 1998)
--SUPERFÍCIE TRANSGRESSIVA--					
TECTONOSSEQÜÊNCIA SOPA-BRUMADINHO	50 - 200	FAN DELTA LACUSTRE	FASE RIFTE	SUBSIDÊNCIA MECÂNICA	MARTINS NETO (1993, 1995a,b,c,d, 1996a, 1998)
---DISCORDÂNCIA (angular-erosiva)---					
TECTONOSSEQÜÊNCIA SÃO JOÃO DA CHAPADA	300	"BRAIDPLAIN" (LACUSTRE NA BASE)			MARTINS NETO (1993, 1994 1995a,b, 1998)
---DISCORDÂNCIA (angular-erosiva)---					
TECTONOSSEQÜÊNCIA NATUREZA	~ 140	EÓLICO, FLUVIAL, LEQUE ALUVIAL			SILVA (1993,1995) MARTINS NETO (1995a,b, 1998)
-DISCORDÂNCIA (angular-erosiva)--					
TECTONOSSEQÜÊNCIA OLARIA	~ 115	LACUSTRE ? (MANTOS DE PEDIMENTO NA BASE)	FASE PRE-RIFTE	?	SILVA (1993, 1995) MARTINS NETO (1995a,b, 1998)

Figura 4 - Síntese dos dados estratigráficos, tectônicos e sedimentológicos da Bacia Espinhaço Meridional (modificado de Martins-Neto 1995a).
Figure 4 - Stratigraphic chart for the Espinhaço Megasequence showing the main characteristics of the tectono-sedimentary units (modified from Martins-Neto 1995a).

hados, o início de processos de subsidência mecânica e a instalação da fase rifte da Bacia Espinhaço.

Fase rifte A fase rifte da Bacia Espinhaço é caracterizada por três etapas evolutivas (sinrifte 1, 2 e 3), separadas por proeminentes discordâncias angulares e erosivas, correspondentes, em ordem cronológica, à TS Natureza (Silva 1993, 1994,1995),TS São João da Chapada e TS Sopa-Brumadinho (Martins-Neto 1993, 1995a, 1995b).

ETAPA SINRIFTE 1 (TS NATUREZA) A sedimentação da TS Natureza (correspondente aproximadamente à metade su-

perior da Fm. Bandeirinha), embora ainda sem vulcanismo associado, já exibe evidências de um tectonismo extensional controlado por um regime de subsidência mecânica, manifestado através do desenvolvimento de sistemas aluviais controlados por falhas normais (Silva 1995). Estas feições evidenciam a ruptura da crosta superior com o desenvolvimento dos primeiros meio-grabens na Bacia Espinhaço. A presença de sistemas de fraturas subverticais e diques elásticos preenchidos por arenitos conglomeráticos no topo da TS Olaria, truncados pela discordância basal da TS Natureza, corroboram esta interpretação.

A TS Natureza aflora de forma restrita em área, a oeste e sudoeste da cidade de Diamantina com espessuras de até 140 m (cf. Silva 1995), sendo separada da sotoposta TS Olaria por uma discordância angular e erosiva. O caráter angular desta discordância indica o basculamento de blocos crustais condicionados por falhas, envolvendo a sucessão pré-rifte, reforçando o contexto sinrifte da TS Natureza. Segundo Silva (1995), sobre a descontinuidade basal ocorrem conglomerados com paleocorrentes para S-SE interpretados como depósitos de um sistema fluvial entrelaçado longitudinal. Associados a estes nas porções mais proximais da bacia ocorrem produtos de leques aluviais progradantes na direção E-NE. Estes depósitos são recobertos por uma sucessão arenítica fluvial com paleocorrentes para E-NE, que por sua vez é recoberta por arenitos de origem eólica (Silva 1995).

A ausência de vulcanismo sinsedimentar associado aos sedimentos da TS Natureza sugere que o fator de extensão (3 ainda era menor que dois nesta etapa evolutiva do rifte. As exposições da TS Natureza evidenciam o caráter ainda restrito em área da bacia nesta etapa evolutiva, reforçando que a mesma encontrava-se em um estado ainda incipiente de desenvolvimento.

ETAPA SINRIFTE 2 (TS SÃO JOÃO DA CHAPADA) Uma proeminente discordância angular e erosiva separa a TS São João da Chapada da sotoposta TS Natureza (Figs. 5a, b), evidenciando a rotação de blocos falhados e erosão entre a deposição das duas unidades. Localmente, sobre a descontinuidade basal, ocorrem conglomerados imaturos texturalmente, interpretados por Martins-Neto (1993) como produtos de fluxos de detritos não coesivos (brechas de talus), depositados adjacentemente a desníveis de falhas relativas à instalação desta etapa da bacia. Uma erosão profunda atingindo níveis já litificados dos depósitos da TS Natureza é indicada pela presença (localmente dominante) de clastos de arenitos Natureza nos conglomerados basais São João da Chapada.

Sobre os conglomerados, mediante relação em *onlap,* ocorrem arenitos finos e pelitos depositados provavelmente em um ambiente lacustre influenciado por tempestades (Martins-Neto 1993). Esta sucessão transgressiva marca taxas mais expressivas de subsidência na base da TS São João da Chapada. Arenitos médios, localmente sigmoidais, organizados em sucessões em *coarsening/thickening-upward* de provável origem deltaica progradam sobre a sucessão transgressiva lacustre, indicando a implantação do sistema deposicional *(ephemeral braidplain* - planície aluvial entrelaçada efémera). O produto deste último sistema deposicional domina cerca de 80 % do volume dos depósitos da TS São João da Chapada, cuja espessura estratigráfica preservada pode superar os 300 m (Martins-Neto 1993, 1994). A progradação do sistema entrelaçado indica um suprimento de sedimentos mais expressivo que a taxa de subsidência.

Seis fácies podem ser reconhecidas nos depósitos da *braidplain* São João da Chapada (Tabela 1), ocorrendo empilhadas em sucessões em *fining/thinning-upward* limitadas por superfícies erosivas de baixo relevo. Estas sucessões são normalmente compostas por Fácies S h/S l na base e Fácies St no topo (Tabela l, Fig. 6), caracterizando ciclos de abatimento de

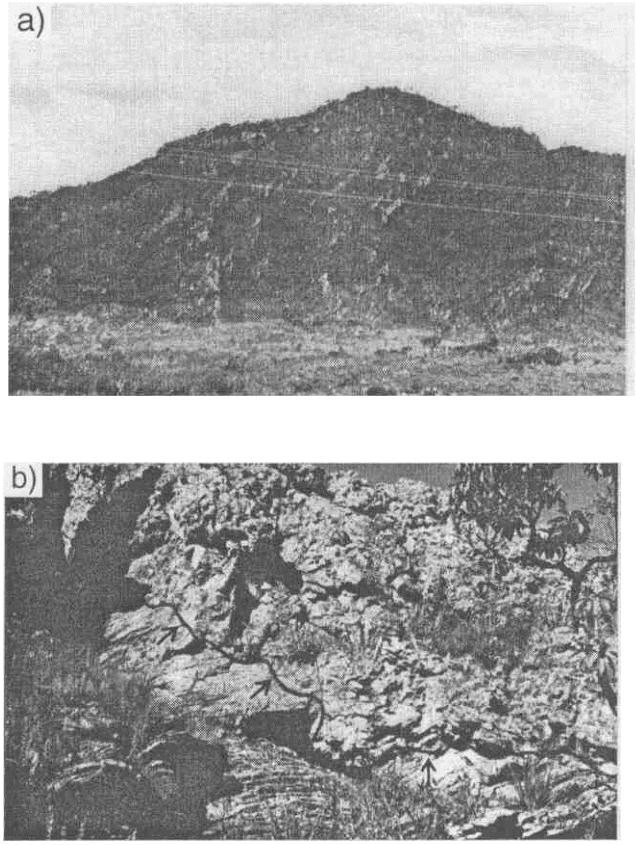


Figura 5 — Fotografias mostrando (a) vista da discordância angular e erosiva separando as TSs Natureza e São João da Chapada e (b) detalhe enfatizando o caráter erosivo desta discordância (setas).

Figure 5 - Photographs showing (a) view of the angular and erosional unconformity separating the Natureza and São João da Chapada Tectonosequences and (b) detail emphasizing the erosional nature of this unconformity (arrowed).

inundação *(waning-flood cycles)* (Martins-Neto 1994). Estes ciclos, cada um representando o registro de um único evento deposicional/agradacional de inundação, são caracterizados por uma geometria tabular a levemente lenticular com grande continuidade lateral, por sedimentos texturalmente mal selecionados e por um padrão de paleocorrentes unidirecional com baixa dispersão por toda a área (Fig. 7). A presença dos ciclos de abatimento de inundação normalmente com produtos de descarga elevada na base (Fácies Sh) e localmente cobertos por uma capa pelítica (Fig. 6) sugere um caráter efémero para os eventos de inundação. Tunbridge (1981, 1984) mostra que Fácies Sh não ocorre tipicamente em correntes perenes e, quando ocorre, normalmente não o faz na base dos ciclos. Ciclos de inundação similares em *braidplains* antigas são descritos na literatura (p.ex., Miall & Gibling 1978, Tunbridge 1981, 1984, Lawrence & Williams 1987, *Muñoz et al.* 1992).

A superposição dos ciclos de inundação associada a basculamento e subsidência do substrato da bacia resultou na acumulação de extensivos lençóis de areia, que se interdigitam lateralmente e se sucedem verticalmente, construindo uma planície entrelaçada que estende-se de forma homogénea por mais de 35 km transversalmente ao paleodeclive (Fig. 8). A TS São João da Chapada aflora ao longo de uma expressiva área na Serra do Espinhaço Meridional, mostrando uma ex-

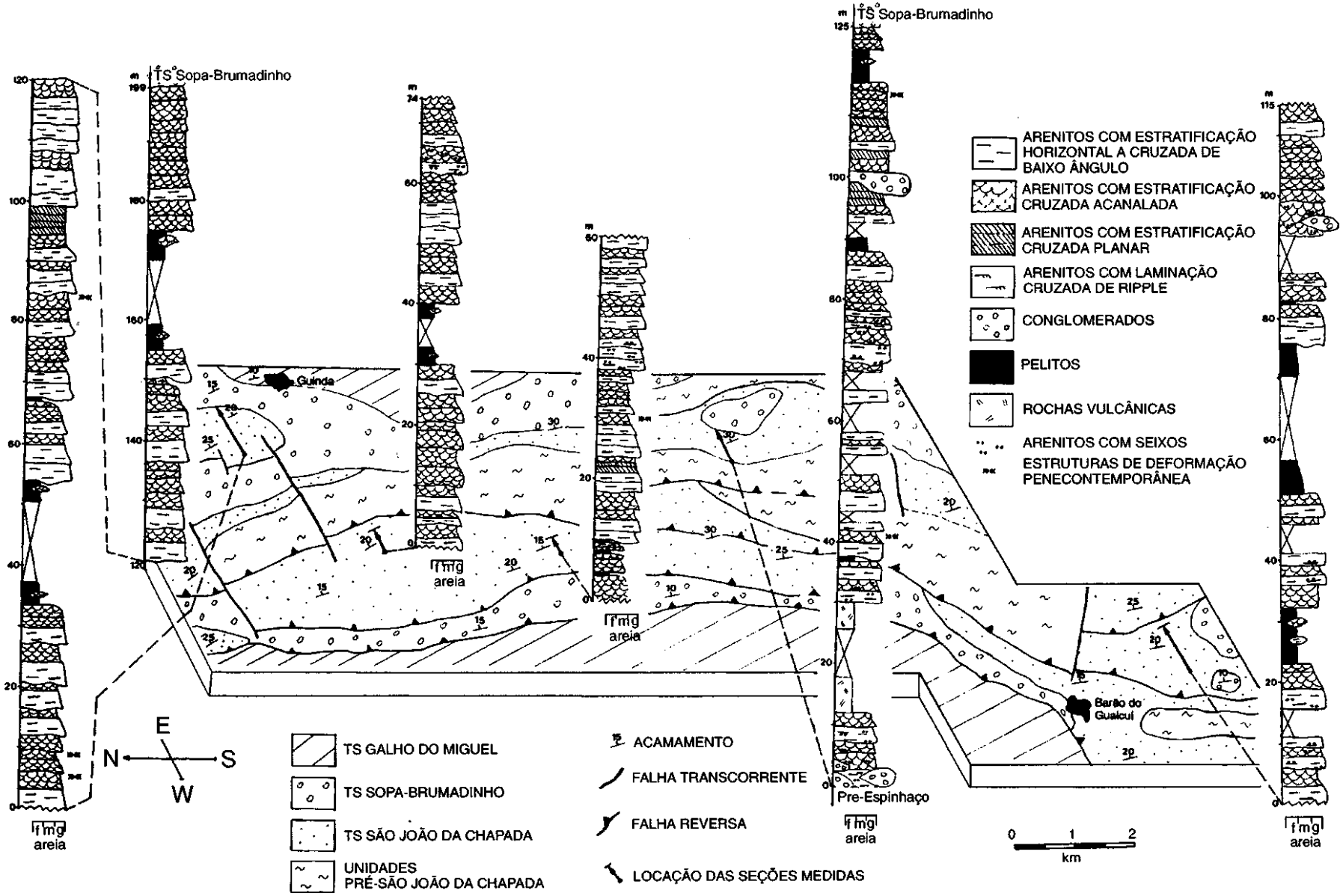


Figura 6 — Sifões *sedimentológicas medidas na "braidplain" São João da Chapada. Mapa geológico modificado de Schöll & Fogaça (1981) e Chaves et al. (1985).*
Figure 6 - Measured sedimentological sections of the braidplain São João da Chapada. Geological map modified from Schöll & Fogaça (1981) and Chaves et al. (1985).

Tabela l - Fácies presentes na TS São João da Chapada (códigos modificados de Miall 1978).
Table l - Fácies of the São João da Chapada Tectonosequence (codes modified after Miall 1978).

CÓDIGO	CARACTERÍSTICAS	INTERPRETAÇÃO
Gm	Conglomerados maciços a horizontalmente estratificados	Migração de barras longitudinais
Sh/Sl	Arenitos com estratificação plano-paralela ou cruzada de baixo ângulo (< 10°)	Enxurradas em lençol em regime de fluxo superior
St	Arenitos com estratificação cruzada acanalada	Migração de dunas 3D (sensu Ashley 1990) em regime de fluxo inferior
Sp	Arenitos com estratificação cruzada tabular	Migração de dunas 2D (sensu Ashley 1990) em regime de fluxo inferior
Sr	Arenitos com laminação cruzada	Migração de ripples de corrente
F	Pelitos	Depósitos de planície de inundação

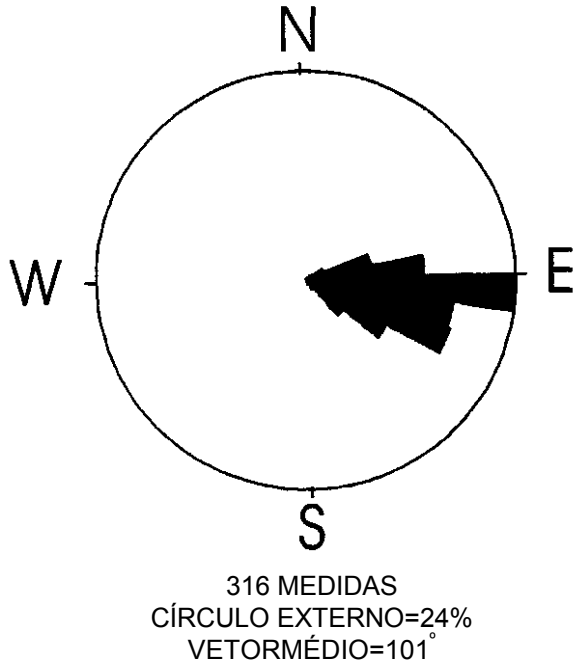


Figura 7 - Diagrama de paleocorrentes da "braidplain " São João da Chapada.
Figure 7 - Paleocurrent data from São João da Chapada braidplain.

pansão em área significativa e o desenvolvimento pleno do Rifte Espinhaço. Uma análise detalhada da evolução sedimentar da *braidplain* São João da Chapada pode ser vista em Martins-Neto (1994).

ETAPA SINRIFTE 3 (TS SOPA-BRUMADINHO) Esta etapa evolutiva registra o pico da atividade tectônica extensional da Bacia Espinhaço (Martins-Neto 1993, 1995a, 1995c, 1996a). A TS Sopa-Brumadinho é composta por metassedimentos siliciclásticos e metavulcânicas ácidas e básicas, atingindo espessuras da ordem de 300 m, sendo limitada na base por proeminente discordância angular e erosiva e no topo por uma superfície transgressiva. Cabe ressaltar que o destacado caráter da discordância basal levou Moraes (1927) a acreditar que os depósitos conglomeráticos diamantíferos eram mais novos que os "quartzitos" dominantes na Serra do Espinhaço, tendo então denominado os primeiros de "Formação Sopa da Série Lavras" e os últimos de "Série Itacolomy ". A Tabela 2 sintetiza as fácies sedimentares presentes na TS Sopa-Brumadinho e suas interpretações. Descrições detalhadas destas fácies e dos seus processos sedimentares geradores podem ser vistos em Martins-Neto (1995d, 1996a).

As fácies na TS Sopa-Brumadinho encontram-se usualmente agrupadas em intervalos tectono-deposicionais (sensu Da Silva 1993) mediante arranjos em *coarsening- to fining-upward.* Segundo Da Silva (1993), um intervalo tectono-deposicional abrange um intervalo estratigráfico que inclui fácies geneticamente relacionadas depositadas durante um pulso tectônico distinto, no decorrer de uma fase tectônica da bacia. As espessuras dos intervalos tectono-deposicionais da área trabalhada variam entre 40 e 80 m. Cada intervalo tectono-deposicional representa um evento deposicional que começa com pelitos de provável origem lacustre na base (Figs. 9a, b). O surgimento de camadas turbidíticas (Fácies Sg) intercaladas nos pelitos marca o início de um evento progradacional. Com a instalação gradativa de condições cada vez mais proximais, arenitos das fácies Sm, Sh, St e Sp ocorrem na sucessão, sendo sucedidos então por conglomerados, completando assim a porção em *coarsening-upward* dos intervalos tectono-deposicionais. Com o fim da sedimentação rudítica, arenitos ocorrem novamente na sucessão, caracterizando assim o final dos intervalos tectono-deposicionais *emfining-upward.* Cada intervalo tectono-deposicional resulta portanto da progradação de um lobo deposicional, que evolui com o tempo de condições distais (subaquáticas) a proximais (subaéreas). A porção *emfining-upward* representa a fase de abandono do lobo deposicional. Três intervalos tectono-deposicionais podem ser reconhecidos na seção das lavras de diamante Diamante Vermelho e Lavrinha na região de Diamantina (Figs. 9a e 10a). Alguns intervalos tectono-deposicionais mostram uma evolução diferente, não exibindo fácies turbidíticas associadas aos pelitos basais, ocorrendo no seu lugar uma sucessão de fácies de origem trativa (fácies Sh, St e Sp) (p.ex., Fig. 9b).

A origem, características e a distribuição espacial das fácies, a intercalação de depósitos trativos com fluxos gravitacionais de sedimentos, a predominância de conglomerados de fluxos gravitacionais de sedimentos sobre os de origem trativa, o padrão de paleocorrentes semi-radial medido (Fig. 11) e, sobretudo, o reconhecimento de ambientes deposicionais subaéreos e subaquáticos associados indicam conjuntamente um sistema fan-deltaico lacustre para a deposição da TS Sopa-Brumadinho, conforme a terminologia de Nemec & Steel (1988). Uma interação de diversos controles alocíclicos (extrabacinais) e autocíclicos (intrabacinais) provavelmente determinou a evolução dos fans. Isto é sugerido pela ocorrência de fluxos gravitacionais de sedimentos variando de correntes de turbidez a fluxos de detritos coesivos (ver Martins-Neto 1995d, 1996a) intercalados com depósitos trativos, pelo arranjo interno dos intervalos tectono-deposicionais e suas características texturais, bem como pelas evidências de atividade tectônica extensional sinsedimentar.

Uma origem marinha rasa para os pelitos basais dos intervalos tectono-deposicionais (Fácies P) poderia ser advogada, dada a dificuldade da distinção entre ambientes lacustres e

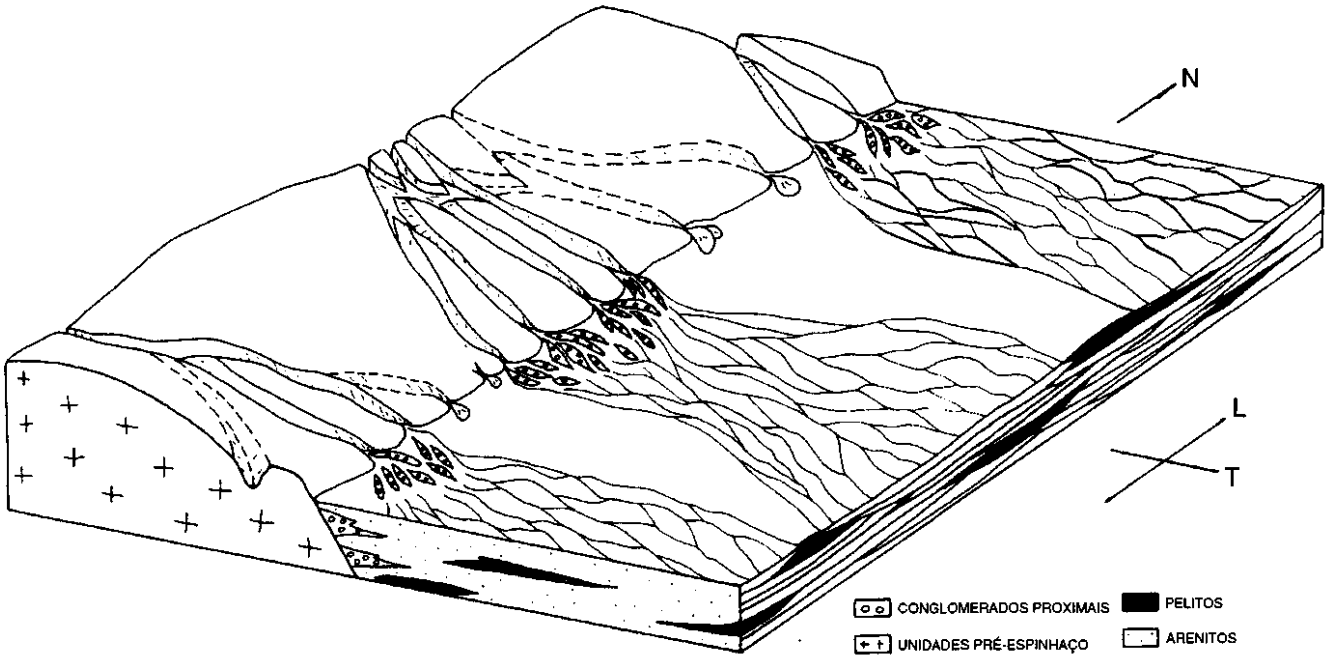


Figura 8 - Resconstituição paleogeográfica esquemática da "braidplain " São João da Chapada. L = Longitudinal, T = transversal (sensu Miall 1981). Desenho sem escala (modificado de Martins-Neto 1993).
Figure 8 - Schematic paleogeographical reconstruction of the São João da Chapada braidplain. L = Longitudinal, T = transverso (sensu Miall 1981). Not to scale (modified after Martins-Neto 1993).

Tabela 2 - Fácies presentes na TS Sopa-Brumadinho (códigos dos conglomerados conforme Martins-Neto 1993, 1996a e códigos dos arenitos conforme Miall 1978).
Table 2 - Fácies of the Sopa-Brumadinho Tectonosequence (conglomerate codes after Martins-Neto 1993, 1996a; sandstone codes after Miall 1978).

CÓDIGO	CARACTERÍSTICAS	INTERPRETAÇÃO
UG-CS	Conglomerados clasto-suportados não-gradados	Fluxos de detritos não coesivos
IG-CS	Conglomerados clasto-suportados com gradação inversa	Fluxos de detritos não coesivos
NG-CS	Conglomerados clasto-suportados com gradação normal	Fluxos de detritos não coesivos
CS-CS	Conglomerados clasto-suportados com estratificação incipiente	Fluxos hiperconcentrados
TB-CS	Conglomerados clasto-suportados imaturos	Brechas de talus
S-MS	Conglomerados suportados por matriz arenosa	Fluxos de detritos não coesivos
M-MS	Conglomerados suportados por matriz lamosa	Fluxos de detritos coesivos
Sm	Arenitos maciços	Fluxos hiperconcentrados
Sh	Arenitos com estratificação plano-paralela	Enxurradas em lençol em regime de fluxo superior
St	Arenitos com estratificação cruzada acanalada	Migração de dunas 3D (sensu Ashley 1990) em regime de fluxo inferior
Sp	Arenitos com estratificação cruzada tabular	Migração de dunas 2D (sensu Ashley 1990) em regime de fluxo inferior
Sg	Arenitos gradados	Correntes de turbidêz
F	Pelitos	Depósitos lacustres de acreção vertical

marinhos em depósitos precambrianos afossilíferos, especialmente quando as rochas encontram-se deformadas, metamorfisadas e intemperizadas. Entretanto, as relações de campo da Fácies P, que permitem o reconhecimento de corpos alongados na direção N-S e limitados na direção W-E, a falta de evidências de processos de onda ou maré e a ausência de depósitos costeiros sugerem ser mais provável uma origem lacustre para estes depósitos.

Blair & Bilodeau (1988) sugeriram que ambientes aquáticos (lacustre ou marinho) respondem rapidamente a mudanças no nível de base deposicional, sendo portanto altamente sensíveis a episódios de subsidência. Neste sentido, a presença de sedimentação fina sobre depósitos grosseiros é o melhor indicador de atividade tectônica em uma sucessão sedimentar tectonicamente controlada. Este hipótese é bem suportada pelos dados da TS Sopa-Brumadinho. Quando os processos

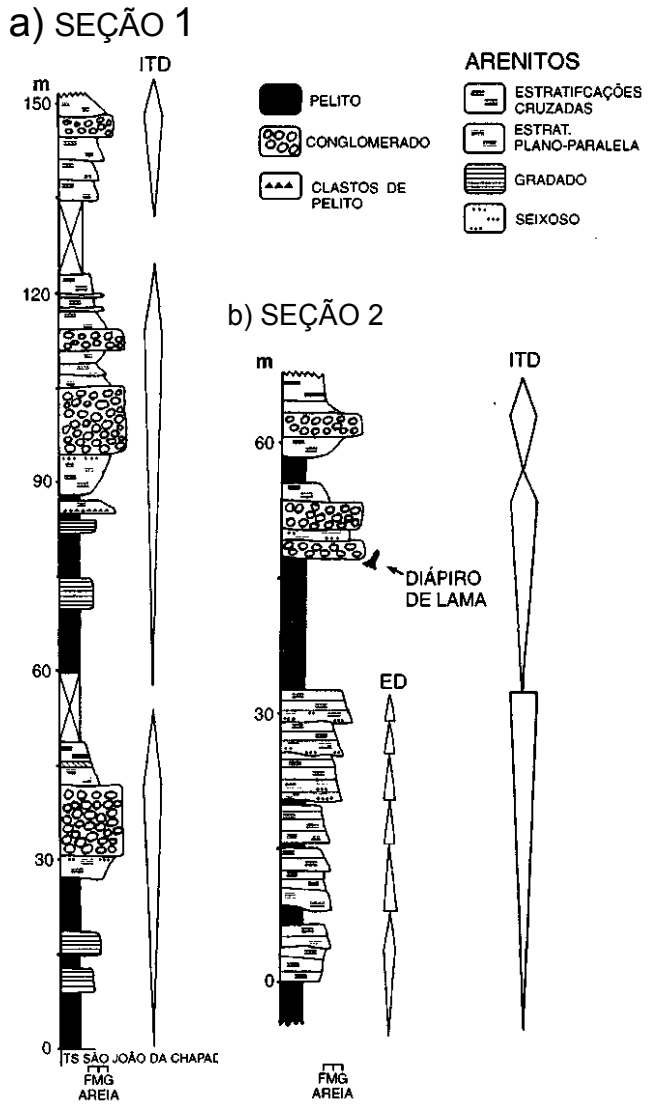


Figura 9 - Seções sedimentológicas medidas na TS Sopa-Brumadinho. A Seção 1 (a) foi medida nas lavras de diamante Diamante Vermelho e Lavrinha, a norte de Guinda (ver também Fig. 10a) e a Seção 2 (b) foi medida na Lavra de Sopa (para localização das localidades ver Fig. 1). Modificado de Martins-Neto (1993).

Figure 9 - Measured sedimentológical sections of the Sopa-Brumadinho Tectonosequence. Section 1 (a) was measured in the Diamante Vermelho and Lavrinha diamond mines (see also Fig. 10a) and Section 2 (b) was measured in the Sopa mine (see Fig. 1 for location of the localities). Modified after Martins-Neto (1993).

associados ao rifteamento compartimentaram a bacia em blocos falhados e grabens de direção N-S consequentemente foram individualizados, a subsidência colocou-os abaixo do nível de base deposicional e os lagos se formaram como resposta imediata ao tectonismo. Um volume significativo de sedimentos foi então colocado disponível à erosão devido ao relevo diferencial entre área fonte elevada e bacia subsidida, dando início à progradação dos fan-deltas nos lagos. Deposição conglomerática teve lugar quando detritos cascalhosos encontravam-se disponíveis nas bacias de captação dos fans. O arranjo em *coarsening-upward* de cada intervalo tectono-deposicional indica um aumento de proximalidade em direção ao topo, com depósitos distais mais antigos sendo cobertos por depósitos mais proximais. O topo dos intervalos tectono-deposicionais *Omfining-upward* sugere arrasamento da área fonte. Pulsos tectônicos condicionaram subidas recorrentes do nível dos lagos e rejuvenescimento da área fonte, controlando as sucessivas fases progradacionais que levaram ao desenvolvimento dos intervalos tectono-deposicionais superpostos, sugerindo assim que o caráter episódico da subsidência determinou a arquitetura do preenchimento da bacia. A fase de abandono dos lobos deposicionais foi rápida em comparação com a fase progradacional, a julgar pelo fato da porção em *coarsening-upward* de cada intervalo tectono-deposicional ser marcadamente mais espessa que a parte em *fming-upward* (Figs. 9a e b). Portanto, a sedimentação desta etapa do rifte foi fortemente caracterizada por elevações episódicas (tectonicamente controladas) do nível de base deposicional, típico do regime tectônico de bacias tipo rifte.

Diferenças nas taxas de subsidência e suprimento sedimentar entre diferentes compartimentos da bacia são sugeridas pela evolução distinta de seus intervalos tectono-deposicionais (Figs. 9a e b). Onde os lagos eram mais profundos devido a taxas de subsidência maiores, a progradação elástica inicial teve lugar através de correntes de turbidez arenosas (p. ex., Fig. 9a). Em outros compartimentos da bacia, lagos relativamente mais rasos e um suprimento sedimentar eventualmente maior fez com que a cunha elástica progradasse inicialmente como correntes entrelaçadas, originando os intervalos tectono-deposicionais dominados na base por arenitos de origem trativa (p. ex., Fig. 9b).

Localmente podem ser observadas feições de argilocinese *(mudlumps)* nos depósitos Sopa-Brumadinho. Tais estruturas são criadas pela sobrecarga causada pela rápida deposição de fluxos gravitacionais de sedimentos dos fan-deltas sobre os pelitos lacustres saturados em água, fazendo com que a lama intruda diapiricamente as camadas sobrejacentes (p.ex., diápiro da Lavra de Sopa, região de Diamantina), ou cause um arqueamento dômico das camadas sobrepostas (p.ex., na Lavra Califórnia, região de Diamantina).

Basculamento de blocos associado com subsidência e a geometria assimétrica dos grabens podem ser indicados pela relação espacial entre duas ou mais fases progradacionais de leques aluviais ou fan-deltas, como pode ser atestado por boa documentação na literatura (p. ex., Hooke 1972, Steel *et al.* 1977, Heward 1978a, b, Kleinspehn *et al.* 1984, Blair 1987, Gawthorpe & Colella 1990). Na borda flexural dos grabens, em função de incrementos de gradiente durante episódios de falhamento, corpos mais novos desenvolvem-se na porção distai de corpos mais antigos mediante uma relação progradacional em direção ao depocentro, enquanto que nas bordas falhadas dos grabens, os corpos se empilham em um padrão agradacional, junto à escarpa de falha (Fig. 12). O graben representado pelo perfil das lavras Diamante Vermelho, Lavrinha e Brumadinho (Figs. 10a, b) ilustra bem esta evolução. Os lobos deposicionais do lado oeste do graben (lavras Diamante Vermelho e Lavrinha - borda flexural - *hanging-wall sourced fans,* Fig. 10a) mostram um padrão progradacional com mergulhos cada vez menores em direção ao depocentro, enquanto que os depósitos de talus adjacentes à falha da borda leste do graben na Lavra Brumadinho *(footwall sourced fans,* Fig. 10b) mostram um padrão agradacional.

Falhas normais subsidiárias, normalmente antitéticas, podem ser localmente reconhecidas nos depósitos da TS Sopa-Brumadinho. Estas estruturas não cortam as camadas sobrejacentes mostrando que elas se formaram e desenvolveram como falhas de crescimento sinsedimentares. A presença de corpos conglomeráticos adjacentes a estas falhas suporta esta interpretação e sugere que as falhas condicionaram localmente a deposição conglomerática. Possíveis falhas de alívio (sensu Destro 1995) podem ser localmente reconhecidas. Tratam-se de falhas ortogonais (direção E-W) a

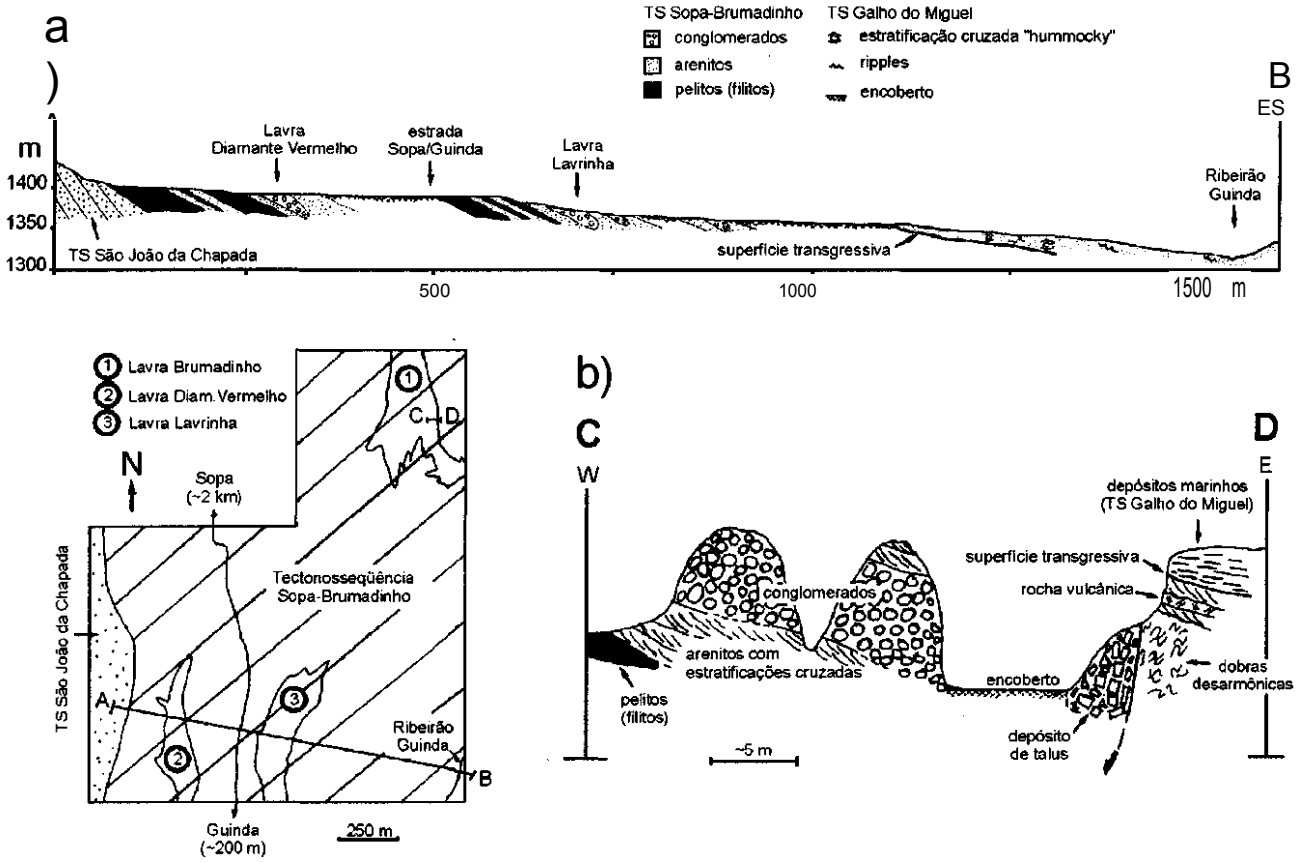


Figura 10 - Perfis levantados em afloramentos da TS Sopa-Brumadinho (modificado de Martins-Neto 1993).
Figure 10 - Cross-sections in outcrops of the Sopa-Brumadinho Tectonosequence (modified after Martins-Neto 1993).

falhas de ordem hierárquica superior (direção N-S), que terminam contra estas acomodando rejeitos diferenciais ao longo das últimas.

Uma análise detalhada da evolução tectono-sedimentar da TS Sopa-Brumadinho pode ser vista em Martins-Neto (1996a).

Pelo exposto, a fase rifte da Bacia Espinhaço em Minas Gerais, representada pelas TSs Natureza (etapa sinrifte 1), São João da Chapada (etapa sinrifte 2) e Sopa-Brumadinho (etapa sinrifte 3), evoluiu através de meio-grabens de direção aproximada N-S, mediante sedimentação em contexto continental, fortemente controlada pela arquitetura e história tectônica da bacia.

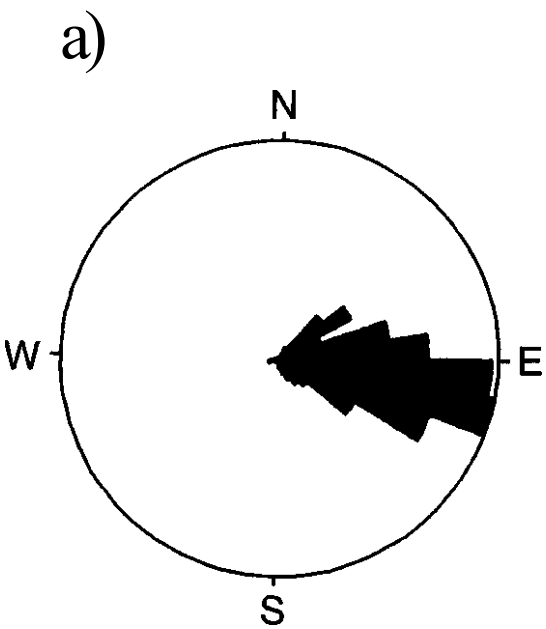
Falhas de transferência *(transfer faults)* de direção E-W podem ser reconhecidas, apesar da maioria delas mostrar-se atualmente como falhas transcorrentes, configuração herdada da reativação delas pela inversão brasiliana. Um bom exemplo de falha de transferência é obtido através da análise do mapa geológico com dados de paleocorrentes da TS Sopa-Brumadinho na região de Sopa, próximo a Diamantina (Fig. 13). Os dados de paleocorrente evidenciam o controle exercido pela arquitetura sinsedimentar da bacia (blocos falhados e falha de transferência) no padrão de dispersão dos sedimentos. O diagrama de paleocorrentes A na Figura 13 corresponde ao *trend* médio regional da unidade para E (ver Fig. lia). O sentido médio da paleocorrente mostrado no diagrama B revela uma leve rotação para sudeste em direção à falha E-W, a qual provavelmente estava ativa durante a sedimentação como uma falha de transferência e, consequentemente, desempenhou um importante papel na compartimentação do rifte. O diagrama C mostra um vetor médio para SSE, onde sedimentos fan-deltaicos progradaram de norte para sul sobre depósitos lacustres e preencheram um pequeno graben alongado na direção N-S, limitado a norte pela provável falha de transferência e a oeste e leste por blocos falhados das TS subjacentes (São João da Chapada, Natureza e Olaria) (Fig. 13).

Os perfis da Fig. 13 ilustram, de forma esquemática, as relações tectono-estratigráficas entre as tectonosseqüências. Notar forte basculamento de blocos entre as TSs São João da Chapada e Sopa-Brumadinho e *onlap* dos depósitos marinho rasos basais da TS Galho do Miguel sobre unidades mais antigas, localmente, inclusive, diretamente sobre a TS São João da Chapada (p.ex., na porção NE do mapa e extremo E das seções na Fig. 13). Esta última relação ocorre em altos estruturais do tempo Sopa-Brumadinho, onde esta unidade não se depositou.

O caráter sinistrai das falhas de transferência relativas à etapa principal do rifte (tempo Sopa-Brumadinho) é sugerido pela distribuição regional desta unidade, evidenciada pelas localizações das províncias diamantíferas, que, de norte para sul, deslocam-se sempre na direção leste.

Fase transicional Condições aluviais encerram-se com o fim da fase rifte da Bacia Espinhaço Meridional. A primeira incursão marinha nos limites da bacia marca o início da sua fase transicional (Martins-Neto 1993).

A fase transicional, representada pelos depósitos da *TECTONOSSEQÜÊNCIA GALHO DO MIGUEL,* marca a



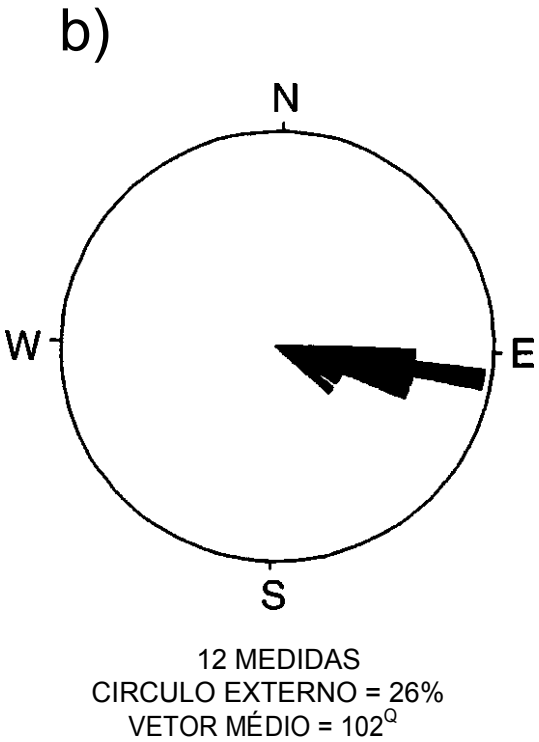


Figura 11 - Diagramas de paleocorrentes da TS Sopa-Brumadinho. Diagrama (a) sintetiza 207 medidas obtidas de arenitos com estratificações cruzadas (fácies St e Sp) de toda a unidade na área estudada. Diagrama (b) sintetiza dados da fácies Sg (modificado de Martins-Neto1993). Figure 11 - Paleocurrent data from the Sopa-Brumadinho Tectonosequence. Rose diagram (a) summarizes 207m easurements from cross-stratified sandstones (fácies St and Sp) from the whole unit in the studied área Diagram (b) is from fácies Sg (modified after Martins-Neto 1993).

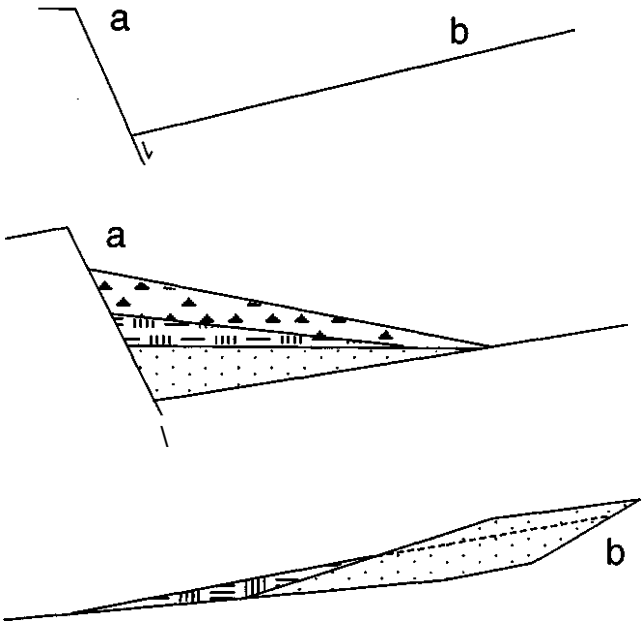


*Figura 12 - Desenho esquemático ilustrando relação espacial entre lobos deposicionais em meio-grabens: (a) relação agradacional na borda falhada entre leques derivados do "footwall" e (b) relação prógradacional na borda flexural entre leques derivados do"hangingwall".*Figure 12 - Schematic sketch showings patial relationship between deposicional lobes in half-grabens: (a) agradational relationship (verticallystacked) at the fault border between footwall-derived fans and (b) progradational relationship at the flexural border between hanging-wall-derived fans.

mudança do regime de subsidência da bacia de mecânico compensado localmente para termal compensado regionalmente, sendo caracterizada por taxas relativamente baixas de subsidência. Tal fato induz a uma diminuição no espaço de acumulação e, uma vez mantido o suprimento sedimentar, a uma consequente expansão em área da bacia, com a TS Galho do Miguel ocorrendo por toda a extensão da Serra do Espinhaço Meridional, incluindo as serras Mineira e do Cabral, extrapolando os limites do rifte e avançando sobre o embasamento. Provavelmente, um aumento da rigidez flexural com o tempo em função do resfriamento litosférico também ajudou a proporcionar a expansão em área da bacia constatada nesta etapa..

Uma superfície transgressiva (Fig. 14) de expressão bacinal marca a passagem da fase rifte para a transicional. Inicialmente, taxas ainda relativamente pequenas de suprimento sedimentar em relação à subsidência/subida do nível do mar, permitiram o desenvolvimento de uma sucessão transgressiva *emfining-upward.* A seguir, a retomada de taxas mais expressivas de suprimento sedimentar proporcionou o desenvolvimento de uma sucessão progradacional em *coarsening-upward(Fig.* 15). Um pacote espesso de sericitafilitos(pelitos metamorfisados - depósitos de *offshore)* separa a sucessão transgressiva da progradacional, marcando a batimetria máxima do mar na região. Depósitos de *shoreface* e zona de transição podem também ser reconhecidos na sucessão transgressiva, enquanto uma sequência progradacional de plataforma completa, com depósitos de *offshore,* zona de transição, *lower shoreface, upper shoreface* e praia, caracteriza a sucessão progradacional (Fig. 15). A sedimentação nas duas sucessões foi dominada por processos ligados à ação de ondas. Embora depósitos relativos a tempo bom podem ser observados, ambas sucessões são dominadas por produtos deposi-

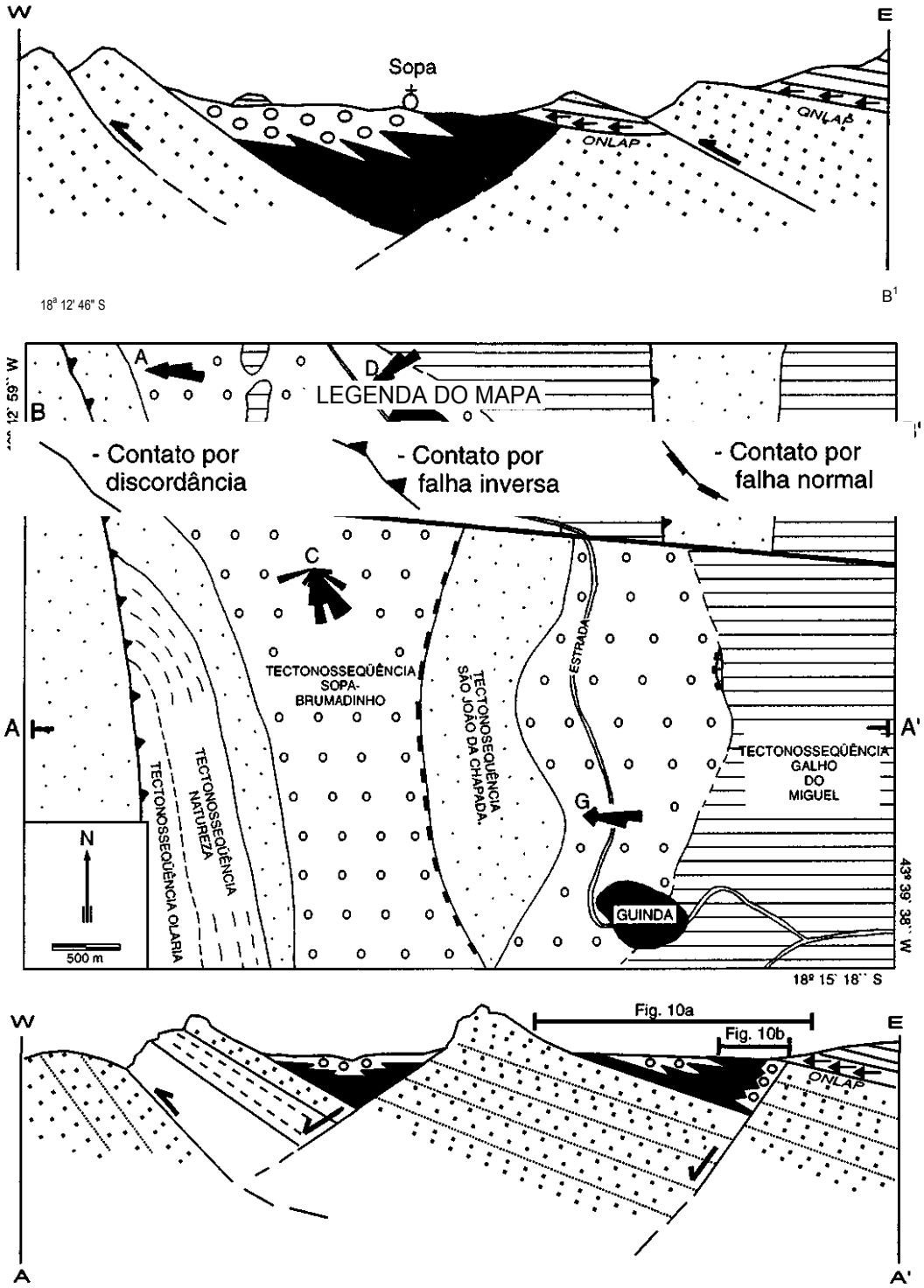


Figura 13 -Mapa geológico da região de Sopa-Guinda (modificado de Schõll & Fogaça 1981 e Chaves et al. 1985) mostrando diagramas de paleocorrentespara diferentes localidades (ver texto para explanação e discussão) e seções geológicas esquemáticas (sem escala vertical). Símbolos das unidades nas seções conforme o mapa, com exceção do tom cinza que representa pelitos lacustres da TS Sopa-Brumadinho.

Figure 13 - Geological map of the Sopa-Guinda área (modified from Schöll & Fogaça 1981 e Chaves et al. 1985) showing paleocurrent diagrams for different localities (see text for explanation and discussion), as well as schematic cross sections (not to scale). Symbois in the sections are consistem with the map, except the gray fill which represents lacustrine pelites of the Sopa-Brumadinho Tectonosequence.

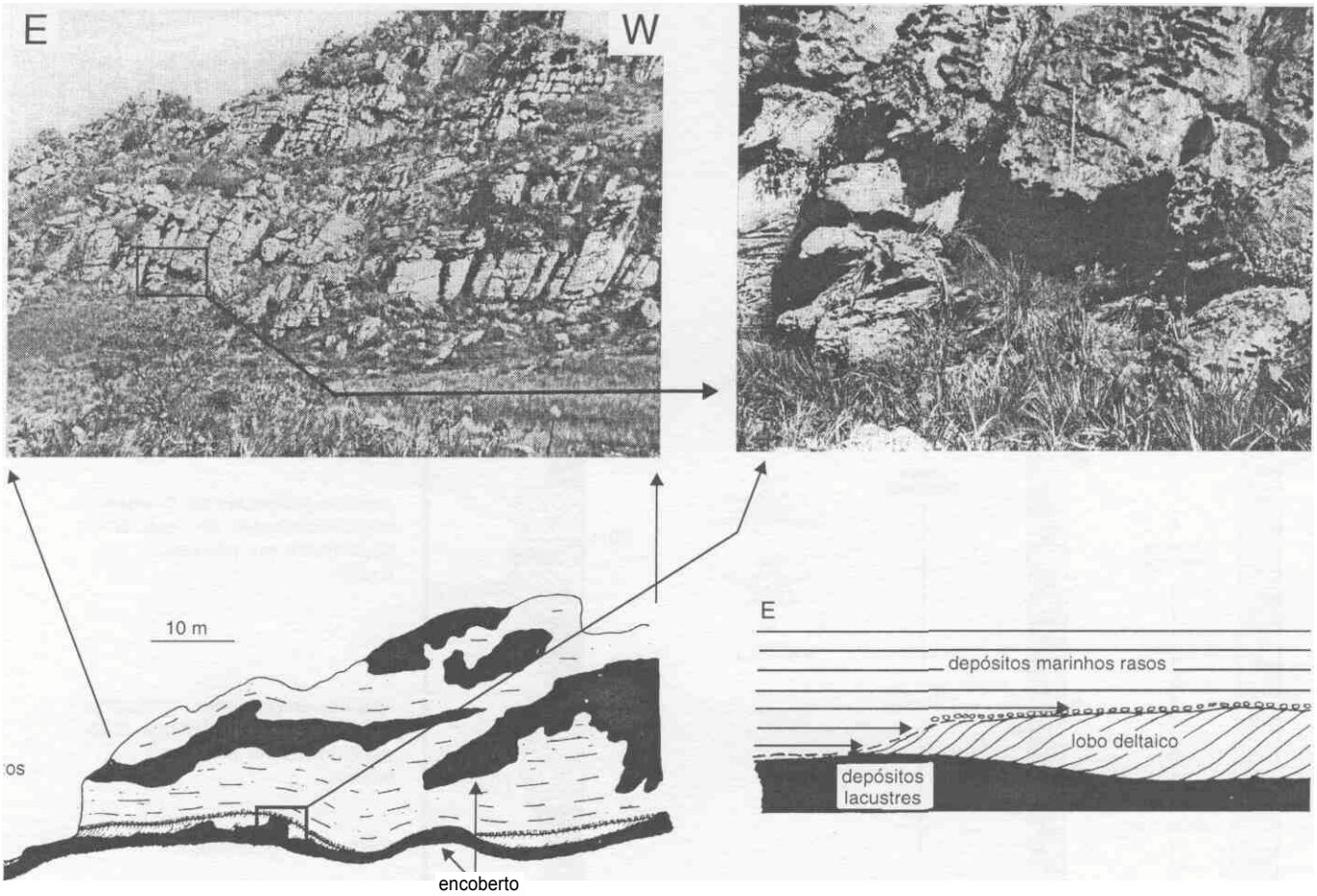


Figura 14 - Seção em afloramento (Br 259, km 606) e ilustração esquemática interpretativa mostrando superfície transgressiva separando pelitos lacustres e um pequeno lobo deltaico da TS Sopa-Brumadinho de depósitos marinho rasos transgressivos da TS Galho do Miguel (modificado de Martins-Neto 1993).

Figure 14 - Outcrop section (Br 259, km 606) and interpretational sketch showing transgressive surface separating lacustrine pelites and a small deltaic lobe of the Sopa-Brumadinho Tectonosequence from shallow-marine transgressive deposits of the Galho do Miguel Tectonosequence (modified after Martins-Neto 1993).

tados durante tempestades (Martins-Neto 1993, 1996b). O comportamento da linha de costa foi controlado, portanto, por uma interação entre as taxas de suprimento sedimentar e geração de espaço de acumulação, sendo este último função das taxas de subsidência/variação relativa do nível do mar. Dados de paleocorrente e a distribuição das litofácies no campo sugerem uma bacia marinha rasa com linha de costa de direção aproximada N-S e paleodeclive para leste.

O avanço da linha de costa para leste, consequência do excesso de suprimento sedimentar relativamente ao espaço disponível para acumulação, levou ao desenvolvimento de extensos campos de dunas eólicas, depósitos que caracterizam a TS Galho do Miguel. É marcante o controle exercido pela disposição final da fase rifte da bacia na paleogeografia inicial da fase transicional subsequente. Sobre os depocentros da fase sinrifte 3, caracterizados pelos depósitos fan-deltaicos portadores de diamante da TS Sopa-Brumadinho, os campos de dunas progradaram substancialmente para leste, enquanto que, sobre os altos estruturais da fase sinrifte 3, caracterizados pela inexpressão ou mesmo ausência da TS Sopa-Brumadinho, os depósitos eólicos não alcançaram o meridiano da cidade de Gouveia.

Durante a evolução da TS Galho do Miguel teve lugar, em função da relação de equilíbrio entre taxa de suprimento sedimentar e razão de geração de espaço de acumulação, uma "disputa" por espaço na geografia da época entre um sistema eólico e um sistema marinho raso. Os dados disponíveis indicam, ainda de forma qualitativa, um predomínio dos depósitos eólicos na porção intermediária da TS Galho do Miguel, correspondendo volumetricamente à maior parte da unidade (várias centenas de metros de espessura), estando o sistema marinho, nesta etapa, provavelmente confinado à porção axial da bacia. Depósitos marinhos dominaram logo após a transgressão inicial, até a progradação que levaria a um assoreamento significativo da bacia, bem como no topo da unidade. Neste caso, já denotando a retomada de taxas mais expressivas de subsidência e consequente subida relativa do nível do mar, marcando a transição para a fase flexural da bacia, cuja base é determinada pela superfície máxima de transgressão, que marca a expansão máxima do mar Espinhaço (Martins-Neto 1995b, Espinoza 1996). As fácies de origem marinha rasa da base da TS Galho do Miguel, com espessuras na ordem de algumas dezenas a poucas centenas de metros, podem ser observadas por toda a faixa central da Serra do Espinhaço Meridional entre as localidades de Sopa e Gouveia. As fácies transgressivas que marcam a passagem da TS Galho do Miguel para a TS Conselheiro Mata afloram na borda leste do sinclinal de Conselheiro Mata, na borda leste Serra do Cabral e na borda oeste da Serra da Água Fria (Martins-Neto 1993, Espinoza 1996, Hercos & Martins-Neto 1997).

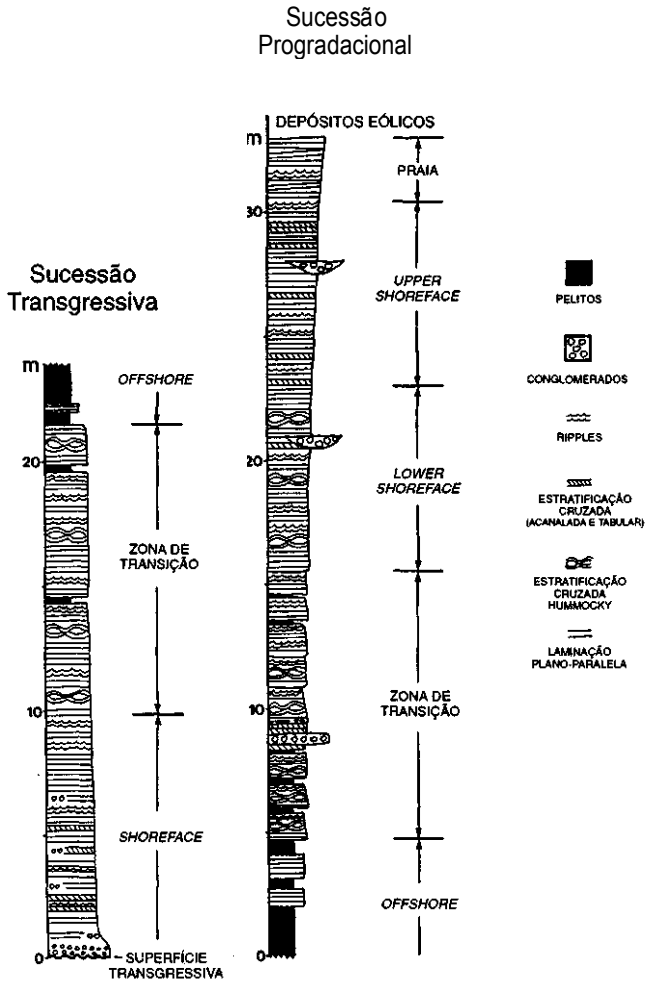


Figura 15 - Seções sedimentológicas medidas na base da TS Galho do Miguel. Seção transgressiva medida a ca. 15 km a norte de Gouveia e seção progradacional medida a ca. de 2 km a sul de Guinda (modificado de Martins-Neto 1993).
Figure 15 - Measured sedimentological sections of the base of the Galho do Miguel Tectonosequence. Transgressive section measured ca. 15 km north from Gouveia and progradational section measured ca. 2 km south from Guinda (modified after Martins-Neto 1993).

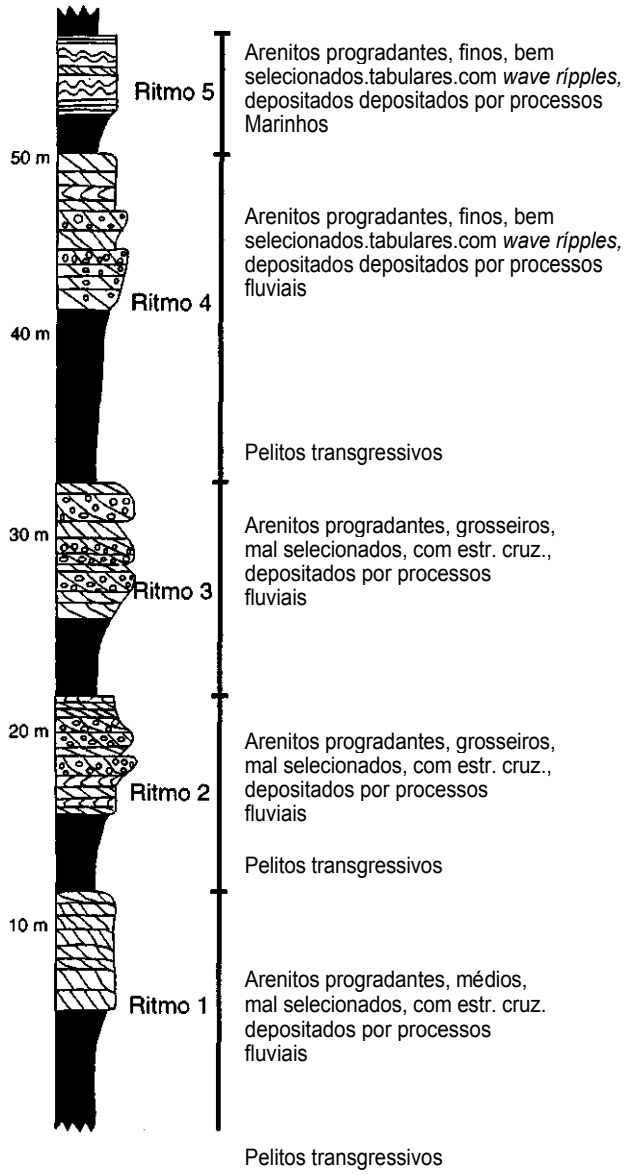


Figure 16 — Seção sedimentológica medida ao longo do Córrego da Pedreira na borda leste da Serra do Cabral, mostrando ritmos em "coarsening-upward" que marcam a transgressão marinha na passagem da TS Galho do Miguel para a TS Conselheiro Mata (modificado de Espinoza 1996).
Figure 16 - Sedimentological section measured along the Pedreira creek at the eastern border of the Serra do Cabral, showing the coarsening-upward rhythms which characterize the marine transgression at the transition between the Galho do Miguel and Conselheiro Mata tectonosequences (modified afterEspinoza 1996).

É impossível de se determinar o espaço de tempo envolvido na evolução da TS Galho do Miguel devido à ausência completa de elementos datáveis como vulcânicas ou fósseis. Entretanto, a grosso modo, não pode ter durado mais que algumas dezenas de milhões de anos, senão a bacia perderia sua assinatura térmica, não proporcionando o desenvolvimento de uma fase flexural posterior, resultado de subsidência por contração termal.

Fase flexural A Tectonosseqüência Conselheiro Mata, com espessuras em torno de 900 m e aflorando nas porções ocidentais da Serra do Espinhaço Meridional (incluindo as serras Mineira e do Cabral), engloba os depósitos correspondentes à fase flexural da Bacia Espinhaço. Uma sucessão rítmica transgressiva (Fig. 16) marcando a passagem entre as TSs Galho do Miguel e Conselheiro Mata pode ser constatada na borda leste da Serra do Cabral (Espinoza 1996).

Segundo Dupont (1995), três sequências deposicionais com uma parte basal transgressiva e uma superior progradante podem ser reconhecidas nesta unidade (Fig. 17). A primeira sequência corresponde à Fm. Santa Rita (sistema costeiro com ilhas barreira em regime transgressivo, Espinoza 1996) e à Fm. Córrego dos Borges (sistemas praial a marinho raso progradantes, Espinoza 1996). A segunda sequência corresponde à Fm. Córrego da Bandeira (plataforma siliciclástica transgressiva, Dupont 1995) e à Fm. Córrego Pereira (planícies aluvial e costeira progradantes, Dupont 1995). A terceira e última sequência corresponde à Fm. Rio Pardo Grande (plataforma marinha siliciclástica a carbonática/estromatolítica transgressiva, Dupont 1995) e a arenitos e conglomerados costeiros a continentais que ocorrem no topo do Supergrupo Espinhaço (Unidade A de Batista *et al.* 1986), marcando o assoreamento final da bacia. As espessuras (ca. de 300 m) e o espaço de tempo estimado (algumas dezenas de milhões de anos) envolvido na deposição de cada sequência

deposicional da TS Conselheiro Mata sugerem que suas três sequências deposicionais provavelmente correspondem a ciclos de segunda ordem tectono-controlados (Martins-Neto 1998). Neste caso, a parte basal transgressiva de cada sequência representa o produto de taxas inicialmente mais expressivas de subsidência, enquanto o topo progradacional marca menores taxas e o assoreamento do espaço de acomodação disponível.

DISCUSSÃO Em relação à evolução da fase rifte da Bacia Espinhaço, algumas questões permanecem em aberto. A mais importante diz respeito à espessura preservada do pacote, que é de cerca de 850 m, sendo muito pequena em relação às espessuras dos depósitos de outros rifles, obtidas principalmente através de dados de subsuperfície. Em primeiro lugar, pode-se constatar que significativa parte da espessura original foi erodida durante o desenvolvimento das descontinuidades limitantes das tectonosseqüências. Evidência neste sentido é, por exemplo, a marcante presença (localmente dominante) de clastos de arenitos Natureza nos conglomerados basais São João da Chapada, indicando que o nível de erosão durante a fase inicial dos tempos São João da Chapada (sinrifte 2) atingiu porções já litificadas dos depósitos da TS Natureza (sinrifte 1). Da mesma forma, o provável fornecimento de material para os grabens da TS Sopa-Brumadinho (sinrifte 3) pelos depósitos da *braidplain* São João da Chapada (sinrifte 2) (ver discussão em Martins-Neto 1996a, 1996b) indica que parte dos depósitos deste estágio foi soerguido e transformado em área fonte para os sistemas fan-deltaicos Sopa-Brumadinho, com significativa porção da espessura original da TS São João da Chapada tendo sido retrabalhada. Uma tentativa de quantificação desta erosão é extremamente difícil. Entretanto, o fato dos conglomerados Sopa-Brumadinho conterem clastos de conglomerado, mostra que conglomerados já litificados foram expostos à erosão e indica que pelo menos algumas (ou várias) centenas de metros da espessura original da TS São João da Chapada foram retrabalhadas.

Outra questão importante diz respeito à geometria geral do rifte, ou seja, localização da sua falha de borda *(master faulf)* na faixa da bacia estudada, impedida pela ausência de dados de gravimetria ou sísmica de reflexão. Os meio-grabens descritos anteriormente, pela sua expressão em área, representam estruturas menores dentro da bacia. Em nenhum local afloram depósitos que possam ser seguramente interpretados como uma cunha elástica sedimentada adjacente a uma possível falha de borda. Entretanto, a predominância de sentidos de paleocorrentes de W para E em depósitos relativos a sistemas de transporte lateral (sensu Leeder & Gawthorpe 1987, onde o paleodeclive é normal ao eixo do rifte), indica uma falha de borda posicionada a leste da região trabalhada, uma vez que sistemas de transporte lateral progradantes são alimentados unicamente a partir da borda flexural de riftes. A comprovação desta hipótese é extremamente dificultada devido à alta magnitude da deformação compressiva brasiliana na região onde se localizaria a falha de borda (borda leste da Serra do Espinhaço), impedindo qualquer reconstituição da arquitetura e evolução da bacia nesta região.

A hipótese de uma falha de borda localizada na borda leste da Serra do Espinhaço também ajuda a explicar a espessura medida de apenas cerca de 850 m para os depósitos da fase rifte da Bacia Espinhaço Meridional. Neste caso, apenas a porção mais externa junto à borda flexural e, consequentemente, mais delgada do pacote rifte ocorreria na região estudada, localizada nas porções central e ocidental da serra. Levantamentos gravimétricos poderiam testar esta hipótese que, se confirmada, tem importantes consequências prospectivas para diamante.

Uma caracterização segura da TS Conselheiro Mata como depositada em uma fase flexural/termal da Bacia Espinhaço Meridional evoluída continuamente a partir do Rifte Espinhaço, como apresentado acima, encontra problemas em função da carência de dados, sobretudo de subsuperfície, sendo possível o levantamento de hipóteses de trabalho alternativas. A exemplo de outras bacias evoluídas em um contexto intracratônico, o caráter confinado do sistema permite que o mesmo possa permanecer descompensado isostaticamente por um longo período de tempo (se a rigidez flexural for suficientemente alta), fazendo com que variações posteriores no campo de tensões horizontais intraplaca deflagrem processos de subsidência. Um possível exemplo é sugerido por

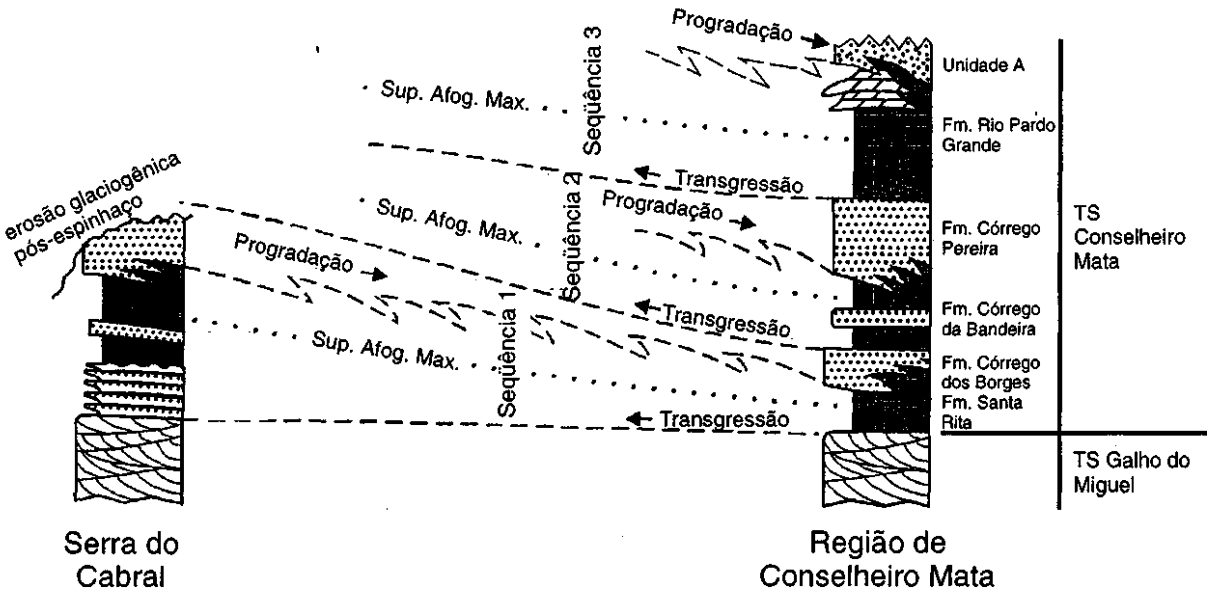


Figure 17 - Seções estratigráficas esquemáticas mostrando as três sequências deposicionais da TS Conselheiro Mata (modificado de Dupont 1995).

Figure 17 - Scheraatic stratigraphic sections showing the three depositional sequences of the Conselheiro Mata Tectonosequence (modified after Dupont 1995).

DeRito *et al* (1983), onde a Bacia Michigan (USA) teria se desenvolvido influenciada por uma descompensação isostática herdada do *Mid-Continent Rift* (de idade proterozóica), reativada no Paleozóico por variações no campo de tensões intraplaca oriundas do Evento Apalachiano. Neste sentido, os três pulsos de subsidência responsáveis pela deposição das sequências deposicionais da TS Conselheiro Mata poderiam ser explicados desta forma, sendo, neste caso, só a TS Galho do Miguel (ou parte dela) o produto de uma fase de contração termal do Rifte Espinhaço Meridional. Como os dados de campo mostram uma passagem gradacional entre as TSs Galho do Miguel e Conselheiro Mata, este modelo implica em um limite de megasseqüências dentro da TS Galho do Miguel. Um aspecto interessante a se adicionar a esta questão é fato do início da deposição Espinhaço na região de Grão Mogol se dar através de um espesso e lateralmente contínuo pacote eólico contendo intercalações areno-conglomeráticas fluviais mineralizadas em diamante (erroneamente correlacionado aos depósitos Sopa-Brumadinho). Na supracitada região, embora existam poucos dados disponíveis, não se conhecem evidências de deposição em um contexto rifte e uma tentativa preliminar de correlação do pacote mencionado com a sucessão aflorante na Serra do Espinhaço Meridional aponta para a TS Galho do Miguel (ou parte dela).

O início da deposição da Megasseqüência Espinhaço deu-se, aproximadamente, a cerca de 1.720 Ma atrás (ver Fig. 3). Adotando-se o modelo apresentado neste artigo, levando-se em consideração que, para a evolução da sua fase flexural termal, a bacia não pode ter perdido sua assinatura térmica herdada de sua fase rifte e assumindo-se valores máximos encontrados na literatura para a duração de um rifte (ca. 50 Ma) e de suas fases subsequentes (ca. 200 Ma), o final da deposição na Bacia Espinhaço Meridional teria se dado, aproximadamente, a cerca de l .500 - l .450 Ma atrás. Apesar de faltarem dados concretos para balizar melhor as idades das megasseqüências Espinhaço e Macaúbas, assumindo-se o raciocínio desenvolvido neste parágrafo, a discordância entre as duas megasseqüências englobaria um período de erosão/não-deposição de aproximadamente 400 a 500 Ma.

Adotando-se a hipótese de trabalho alternativa, apresentada acima, a deposição da Megasseqüência Espinhaço (até parte da TS Galho do Miguel) teria tido lugar no final do Paleoproterozóico. Existiria então um período erosional/não-deposicional e a deposição do topo da TS Galho do Miguel e da TS Conselheiro Mata, neste caso definindo outra megasseqüência, teria ocorrido em algum período no decorrer do Mesoproterozóico.

CONCLUSÕES Estudos sedimentológicos, paleogeográficos, estratigráficos, estruturais e tectônicos integrados levados a cabo nas porções central e ocidental da Serra do Espinhaço Meridional (incluindo as serras Mineira, do Cabral e da Água Fria), Estado de Minas Gerais, demonstraram que a evolução estratigráfica da Bacia Espinhaço foi basicamente controlada pela sua história de subsidência, permitindo a subdivisão da Megasseqüência Espinhaço, em seis tectonosseqüências (TS): Olaria, Natureza, São João da Chapada, Sopa-Brumadinho, Galho do Miguel e Conselheiro Mata. Cada tectonosseqüência inclui os depósitos de uma associação de sistemas deposicionais *(linked depositional systems),* acumulados durante uma fase tectônica específica da bacia, sendo limitada por importantes descontinuidades regionais.

Os dados permitem o reconhecimento de quatro fases evolutivas para a Bacia Espinhaço Meridional (pré-rifte, rifte, transicional e flexural). A TS Olaria representa o registro da fase pré-rifte da bacia, as TSs Natureza, São João da Chapada e Sopa-Brumadinho o registro da fase rifte, a TS Galho do Miguel o registro da fase transicional e a TS Conselheiro Mata o registro da fase flexural. Durante a fase rifte, processos de subsidência mecânica devido a afinamento crustal e ruptura da crosta por estiramento dominaram e controlaram a evolução estratigráfica da bacia. A evolução das fases transicional e flexural foi provavelmente controlada por processos de subsidência flexural térmica devido a contração termal (adensamento) da litosfera durante seu resfriamento.

A evolução tectono-sedimentar da Bacia Espinhaço Meridional permite sua caracterização como uma bacia do tipo rifte-sag, ou seja, desenvolvida inteiramente em contexto intracratônico (sem o desenvolvimento de centros de espalhamento oceânico), com um período de rifteamento inicial e um subsequente período flexural, caracterizado pela expansão em área da bacia.

Agradecimentos O autor expressa seus agradecimentos aos colegas F.F. Alkmim, A. Danderfer e P.T.A. Castro por criteriosas leituras críticas no manuscrito, que muito contribuíram para a sua melhora, aos dois relatores anónimos pela revisão de manuscrito, bem como ao colega Hardy Jost pela agilidade editorial. O autor também agradece à FAPEMIG pela ajuda financeira através de Auxílio à Pesquisa (processo CEX 895/95) e ao CNPq pela Bolsa de Produtividade em Pesquisa vinculada ao projeto (processo 300404/94-8).

REFERÊNCIAS

Allen, P.A. & Allen, J.R.L. 1990. *Basin Analysis: Principies and Applications.* Oxford, Blackwell, 426 p.

Alkmim, F.F.; Brito Neves, B.B. & Alves, J.A.C. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco - uma revisão. In: J.M.L. Dominguez & A. Misi (eds.) *O Cráton do São Francisco,* SBG, SGM, CNPq, Salvador, 45-62.

Almeida Abreu, P.A. 1993. A *Evolução Geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil.* Universidade de Freiburg, Freiburg, Alemanha, Tese de Doutoramento, 150 p.

Almeida Abreu, P.A. & Pflug, R. 1992. Geodynamic evolution of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. Part l: the basin. In: 13. Geowissensch. Lateinamerika Koll., Münster, *abstracts.*

Ashley, G.M. 1990. Classificationoflarge-scalesubaqueousbedforms: anew look at an old problem. *J. Sediment. Petrol.,* **60:** 160-172.

Batista, A.J.; Castro, W.B.M.; Greco, F.M.; Uhlein, A. & Karfunkel, J. 1986. Geologia da Serra do Espinhaço entre Conselheiro Mata e Rodeador, Minas Gerais. In: SBG Cong. Brás. Geol., 34, Goiânia, *Anais, 2:* 949-959.

Blair, T.C. 1987. Tectonic and hydrologic controls on cyclic alluvial fan, fluvial, and lacustrine rift-basin sedimentation, Jurassic-Lowermost Cretaceous Todos os Santos Formation, Chiapas, México. /. *Sediment. Petrol,* 57: 845-862.

Blair, T.C. & Bilodeau, W.L. 1988. Development of tectonic cyclotems in rift, pull-apart, and foreland basins: sedimentary response to episodic tectonism. *Geology,* **16:** 517-520.

Braun, O.P.G.; Martins, M. & Oliveira, W.J. 1993. Continuidade das sequências rifeanas sob a Bacia do São Francisco constatada por levantamentos geofísicos em Minas Gerais. II Simp. do Cráton do São Francisco, Salvador, *Anais,* 164-166.

Brito Neves, B.B. & Cordani, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Rés.,* 53: 23-40.

Brito Neves, B.B.; Kawashita, K., Cordani, U.G. & Delhal, J. 1979. A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço, dados novos e integração. *Rev. Brás. Geociências,* 9: 71-85.

Chang, H.K.; Miranda, F.P.; Magalhães, L. & Alkmim, F.F. 1988. Considerações sobra a evolução tectônica da Bacia do São Francisco. SBG Cong. Brás. Geol., XXXV, Belém, *Anais, 5:* 2076-2090.

Chaves, M.L.S.C.; Uhlein, A. & Dossin, LA. 1985. Mapa Geológico da Quadrícula de Sopa, escala 1:25,000. Proj. Map. Geol. Espinhaço Meridional, Dep. Nac. Prod. MinVCentro Geol. Eschwege, Diamantina.

Chiavegatto, J.R.S. 1992. *Análise estratigráfica das sequências tempestíticas da Formação Três Marias (Proterozóico Superior), na porção meridional da Bacia do São Francisco.* Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 216 p.

Da Silva, H.T.F. 1993. *Flooding surfaces, depositional elementes, and accumulation rates -characteristics of the Lower Cretaceous Tectonosequence in the Recôncavo Basin, northeast Brazil.* Universidade do Texas, Austin, U.S.A., Tese de Doutorado, 312 p.

Danderfer, A. em prep. *Estratigrafia e tectônica do Espinhaço Setentrional.* Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Tese de Doutorado.

Danderfer, A. & Dardenne, M.A. 1997a. Sedimentologia, relações estratigráficas e significado geológico dos depósitos de rochas rudáceas da unidade João Dias, na borda oeste do Espinhaço Setentrional (Bahia). *Boi Soe. Brás. Geol. Núcleo Minas Gerais,* **14**: 14-16.

Danderfer, A. & Dardenne, M.A. 1997b. Relações estratigráficas e tectônicas entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco, interior do Cráton do São Francisco (Bahia). *Boi Soe. Brás. Geol. Núcleo Minas Gerais,* **14**: 85-87.

Danderfer, A. & Dardenne, M.A.1997c. Resultados preliminares sobre a evolução estratigráfica da Tectonosseqüência Pajeú no extremo nordeste do espinhaço Setentrional, região central do Estado da Bahia. *Boi Soe. Brás. Geol. Núcleo Minas Gerais,* **14**: 88-90.

Dardenne, M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil central. SBG Cong. Brás. Geol., 30, Recife, *Anais,* **2**: 597-610.

DeRito, R.F.; Cozzarelli, F.A. & Hodge, D.S. 1983. Mechanism of subsidence of ancient cratonic rift basins. *Tectonophysics,* **94**:141 -168.

Destro, N. 1995. Release fault: a variety of cross fault in linked extensional fault systems, in the Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil. /. *Structural Geol,* **17**: 615-629.

Dossin, I.A.; Garcia, A.J.V.; Uhlein, A. & Dossin, T.M. 1987. Fácies eólico na Formação Galho do Miguel, Supergrupo Espinhaço (MG). *Boi Soe. Brás. Geol, Núcleo Minas Gerais,* **6**: 85-96.

Dossin, I.A.; Uhlein, A. & Dossin, T.M. 1984. Geologia da faixa móvel Espinhaço em sua porção meridional, M.G.. In: SBG, Cong. Brás. Geol, 33, Rio de Janeiro, *Anais, 7:* 3118-3132.

Dupont, H. 1995. O Grupo Conselheiro Mata no seu quadro paleogeográfico e estratigráfico. *Boi. Soe. Brás. Geol., Núcleo Minas Gerais,* **13**: 9-10.

Dupont, H. 1996. O Supergrupo São Francisco entre a Serra do Cabral e as serras do Espinhaço e de Minas: estudo estratigráfico e estrutural e relações de contato com o Supergrupo Espinhaço. In: SBG, Cong. Brás. Geol, 39, Salvador, *Anais, 5:* 489-493.

Dussin, T.M. 1994. *Associations volcano-plutuniques de l'Espinhaço meridional (SE-Brésil): Un exemple d'évolution de Ia croüte Protérozoïque.* Univ. Orléans, França, Tese de Doutoramento, 177 p.

Dussin, I.A. & Dussin, T.M. 1995. Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos,* **3**: 19-26.

Espinoza, J. A.A. 1996. *Sistemas deposicionais e relações estratigráficas da Tectonosseqüência Conselheiro Mata, na borda leste da Serra do Cabral, Minas Gerais, Brasil* Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 66 p.

Fogaça, A.C.C.; Almeida Abreu, P. A. & Schorscher, H.D. 1984. Estratigrafia da sequência supracrustal arqueana na porção mediana central da Serra do Espinhaço, M.G.. In: SBG, Cong. Brás. Geol, 33, Rio de Janeiro, *Anais,* **2**:2652-2667.

Fogaça, A.C.C.; Martins-Neto, M.A. & Costa, N.B.O.R. 1985. Comportamento faciológico das rochas quartzíticas e conglomeráticas da Formação Sopa-Brumadinho (Nível E) na região de Costa Sena, M.G.. *Boi Soe. Brás. Geol, Núcleo Minas Gerais,* **5**: 112-124.

Gawthorpe, R.L. & Colella, A. 1990. Tectonic controls on coarse-grained delta depositional systems in rift basins. In: A. Colella & D.B. Prior (eds.) *Coarse-Grained Deltas.* Internai. Ass. Sediment., Spec. Publ., **10**: 113-128.

Hercos, C.M. 1998. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia Neoproterozóica do São Francisco, na região entre Pirapora e a Serra da Agua Fria, MG, com base em dados de campo e sísmica de reflexão.* Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, em preparação.

Hercos, C.M. & Martins-Neto, M.A. 1997. Considerações sobre os supergrupos Espinhaço e São Francisco na borda oeste da Serra da Água Fria (MG). *Boi. Soe. Bros. Geol Núcleo Minas Gerais,* **14**: 19-21.

Herrgesell, G. 1984. Das Prakambrium am Ostrand der nõrdlichen Serra do Cipó (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien). Universidade de Freiburg, Freiburg, Alemanha, Tese de Doutoramento, 247 p.

Herrgesell, G. & Pflug, R. 1986. The thrust belt of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Zbl Geol Palaont Teil I,* **9/10**: 1405-1414.

Heward, A.P. 1978a. Alluvial fans and lacustrine sediments from the Stephanian A and B (La Magdalena, Cinera-Matallana and Sabero) coalfields, northern Spain. *Sedimentology,* **25**: 451-488.

Heward, A.P. 1978b. Alluvial fan sequence and megasequence models: with examples from Westphalian D -Stephanian B coalfields, northern Spain. In: A.D. Miall (ed.) *Fluvial Sedimentology.* Can. Soe. Petrol. Geol. Memoir, **5**: 669-702.

Hooke, RJLeB. 1972. Geomorphic evidence of Late-Wisconsin and Holocene tectonic deformation, Death Valley, Califórnia. *Geol. Soe. Am. Buli,* **83**: 2073-2098.

Hoppe, A. & Otto, J. 1982. Volcanic rocks of the Espinhaço Supergroup (Proterozoic I), eastern Brazil. In: V Cong. Lat. Am. Geol., Buenos Aires, *Actas,* **IV**: 125-135.

Hubbart, R.J.; Pape, J. & Roberts, D.G. 1985. Depositional sequence mapping as a technique to establish tectonic and stratigraphic framework and evaluate hydrocarbon potential on a passive continental margin. In: O.R. Berg & D. Woolverton (eds.) *Seismic Stratigraphy H: An Integrated Approach.* Am.Assoc. Petrol. Geol. Memoir, **39**: 79-91.

Karfunkel, J. & Hoppe, A. 1988. Late Proterozoic glaciation in central-eastern Brazil: Synthesis and model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* **65**: 1-21.

Kleinspehn, K.L.; Steel, R.J.; Johannessen, E. & Netland, A. 1984. Conglomeratic fan-delta sequences, Late Carboniferous-Early Permian, Western Spitsbergen. In: E.H. Koster & RJ. Steel (eds.) *Sedimentology of Graveis and Conglomerates.* Can. Soe. Petrol. Geol. Memoir, **10**: 279-294.

Knauer, L.G. & Ebert, H.D. 1997. Estruturação tectônica da região de Diamantina, MG, e considerações sobre a idade do Orógeno Espinhaço. VISNET - Simp. Nac. Est. Tect., Pirenópolis, Goiás, *Anais,* 56-58.

Knauer, L.G. & Schrank, A. 1993. A origem dos filhos hematíticos da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. *Geonomos,* **1**: 33-38.

Lawrence, D.A. & Williams, B.P.J. 1987. Evolution of drainage systems in response to Acadian deformation: the Devonian Battery Point Formation, eastern Canada. *SEP M Spec. Publ,* **39**: 287-300.

Leeder, M.R. & Gawthorpe, R.L. 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. In: M.P. Coward; J.F. Dewey & P.L. Hancock (eds.) *Continental Extensional Tectonics.* Geol. Soc.London, Spec. Publ., Londres, **28**: 139-152.

Machado, N.; Schrank, A.; Abreu, F.R.; Knauer, L.G. & Almeida Abreu, P. A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. *Boi Soe. Brás. Geol, Núcleo Minas Gerais,* **10**: 171-174.

Magnavita, L. P. 1996. Sobre a implantação da fase sin-rifte em riftes continentais. In: SBG, Cong. Brás. Geol, 39, Salvador, *Anais, 5:* 335-338.

Marshak, S. & Alkmim, F.F. 1989. Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics,* **8**:555-571.

Martins, M.; Teixeira, L.B. & Braun, O.P.G. 1993. Considerações sobre a estratigrafia da Bacia do São Francisco com base em dados de subsuperficie. II Simp. do Cráton do São Francisco, Salvador, *Anais,* 167-169.

Martins-Neto, M.A. 1989. *Sistemas deposicionais e paleogeografia das formações basais do Supergrupo Espinhaço (São João da Chapada e Sopa-Brumadinho) na região de Diamantina/Costa Sena, Minas Gerais, Brasil.* Inst. de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de Mestrado, 88 p.

Martins-Neto, M.A. 1993. *The sedimentary evolution of a Proterozoic rift basin: the basal Espinhaço Supergroup, southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil* Universidade de Freiburg, Freiburg, Alemanha, Tese de Doutoramento, *Freiburger Geowiss. Beitr.,* **Band 4**, 155 p.

Martins-Neto, M.A. 1994. Braidplain sedimentation in a Proterozoic rift basin: the São João da Chapada Formation, southeastern Brazil. *Sediment. Geol,* **89**: 219-239.

Martins-Neto, M.A. 1995a. A evolução tectônica da Bacia Espinhaço no Estado de Minas Gerais. V SNET - Simp. Nac. Est. Tect., Gramado, RS, *Anais,* 287-289.

Martins-Neto, M.A. 1995b. Tectono-estratigrafia da Bacia Espinhaço no Estado de Minas Gerais. *Boi Soe. Brás. Geol, Núcleo Minas Gerais,* **13**: 25-27.

Martins-Neto, M.A. 1995c. A evolução paleogeográfica da Tectonosseqüência Sopa-Brumadinho, Bacia Espinhaço, fase rifte, na região entre Sopa e Gouveia (MG). *Boi Soe. Brás. Geol, Núcleo Minas Gerais,* **13**: 16-18.

Martins-Neto, M.A. 1995d. Fácies de fluxos gravitacionais de sedimentos na Tectonosseqüência Sopa-Brumadinho, Bacia Espinhaço (MG). *Boi Soe. Brás. Geol, Núcleo Minas Gerais,* **13**: 22-24.

Martins-Neto, M.A. 1996a. Lacustrine fan-deltaic sedimentation in a Proterozoic rift basin: the Sopa-Brumadinho Tectonosequence, southeastern Brazil. *Sedimentary Geology,* **106**: 65-96.

Martins-Neto, M.A. 1996b. Aspectos tectono-deposicionais da Tectonosseqüência Galho do Miguel, Bacia Espinhaço (MG). SBG, Cong. Brás. Geol., 39, Salvador, *Anais,* **5**: 391-394.

Martins-Neto, M.A.; Castro, P.T.A. & Hercos, C.M. 1997a. O Supergrupo São Francisco (Neoproterozóico) no Cráton do São Francisco em Minas Gerais. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 9, Ouro Preto. *Anais...* Ouro Preto. Sociedade Brasileira de Geologia, p.22-24.

Martins-Neto, M.A.; Castro, P.T.A.; Ramos, M.L.S.; Murta, C.R. 1997b. A pseudo discordância angular entre os Supergrupos Espinhaço (Mesoproterozóico) e São Francisco (Neoproterozóico), na região entre Santa Bárbara e Curimataí, Serra Mineira (MG). *Boi. Soe. Brás. Geol. Núcleo Minas Gerais,* **14:** 25-26.

Martins-Neto, M.A. 1998. Tectonics and sedimentation in a Paleo/Mesoproterozoic rift-sag basin: the Espinhaço basin, southeastern Brazil. *Basin Rés.,* no prelo.

Martins-Neto, M.A.; Gomes, N.S.; Hercos, C.M. & Reis, L.A. 1998. Fácies glaciocontinentais *(outwash plairi)* na Megasseqüência Macaúbas, norte da Serra da Água Fria (MG). Em preparação.

Miall, A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: A.D. Miall (ed.) *Fluvial Sedimentology.* Can. Soe. Petrol. Geol. Memoir, **5**: 597-604.

Miall, A.D. 1981. Alluvial sedimentary basins: tectonic setting and basin architecture. In: A.D. Miall (ed.) *Sedimentation and Tectonics in Alluvial Basins.* Geol. Ass. Can. Spec. Paper, **23**: 1-33.

Miall, A.D. & Gibling, M.R. 1978. The Siluro-Devonian clastic wedge of Somerset Island, Artic Canada, and some regional paleogeographic implications. *Sediment. Geol.,* **21:** 85-127.

Moraes, L. J. 1927. *Algumas jazidas de diamante no norte de Minas Gerais.* SGM, Rio de Janeiro, 49-65 (Boletim 24).

Munoz, A.; Ramos, A.; Sánchez-Moya, Y. & Sopena, A. 1992. Evolving fluvial architecture during a marine transgression: Upper Buntsandstein, Triassic, central Spain. *Sediment. Geol.,* **75**: 257-281.

Nemec, W. & Steel, R.J. 1988. What is a fan delta and how do we recognize it? In: W. Nemec & R.J. Steel (eds.), *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Setting.* Londres, Blackie, Glasgow and London, 3-13.

Pedrosa-Soares, A.C.; Dardenne, M.A.; Hasui, Y.; Castro, F.D.C.; Carvalho, M.V.A. & Reis, A.C. 1994. Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000 e Nota Explicativa, 97 p. COMIG, Belo Horizonte.

Pflug, R. 1965. *A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes.* Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 51 p. (Boletim 226).

Pflug, R. 1968. *Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais.* Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 20 p. (Notas Prel. 142).

Pflug, R.; Hoppe, A. & Brichta, A. 1980. Paleogeografiado precambriano na Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil. In: W. Zeil (ed.), *Nuevos Resultados de Ia Investigation Geocientífica Ale mana en Latinoamérica.* Projectos de Ia Deutsche Forschungsgemeinschaft, DFG/Boldt, Boppard, 33-43.

Pflug, R. & Renger, F.E. 1973. Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do Cráton Sanfranciscano. SBG Cong. Brás. Geol., 27, Aracaju, *Anais,* **2**: 5-19.

Renger, F.E.; Almeida Abreu, P.A.; Knauer, L.G. & Hagedorn, M. 1997. O Meso-Neoproterozóico no âmbito da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais - uma análise (geo)lógica do registro cartográfico da discordância Espinhaço/Macaúbas. *Boi. Soe. Brás. Geol. Núcleo Minas Gerais,* **14**: 3-8.

Romeiro Silva, P.C. 1997. A passagem do Mesoproterozóico para o Neoproterozóico no centro-leste do Brasil e o estilo estrutural envolvido. *Boi. Soe. Brás. Geol. Núcleo Minas Gerais,* **14**: 9.

Schobbenhaus, C. 1993. *Das Mittlere Pwtewzoikum Brasiliens mit besonderer Berücksichtung dês zentralen Osten: Eine Revision.* Universidade de Freiburg, Freiburg, Alemanha, Tese de Doutoramento, 166 p.

Schobbenhaus, C. 1996. As tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, Estado da Bahia: Revisão e novas propostas. *Revista Brasileira de Geociências,* **26**(4): 265-276.

Schõll, W.U. 1972. Der südwestliche Randbereich der Espinhaço-Zone, Minas Gerais, Brasilien. *Geol. Rdsch.,* **61**: 201-216.

Schõll, W.U. & Fogaça, A.C.C. 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina (MG). *Boi. Soe. Brás. Geol. Núcleo Minas Gerais,* **1**:55-71.

Schõll, W.U. & Fogaça, A.C.C. 1981. Mapa Geológico da Quadrícula de Guinda, escala 1 :25,000. Proj. Map. Geol. Espinhaço Meridional, Dep. Nac. Prod. Min./Centro Geol. Eschwege, Diamantina.

Silva, R.R. 1993. Sequências estratigráfícas da fase rifte do Supergrupo Espinhaço, Diamantina, Minas Gerais. II Simp. do Cráton do São Francisco, Salvador, *Anais,* 154-157.

Silva, R.R. 1994. Depositional sequences of the rift phase of the Proterozoic Espinhaço Supergroup, in the área between Diamantina and Gouveia, Minas Gerais, Brazil. 14° Intern. Sedimen. Congr., *Abstracts,* G: 75-76.

Silva, R.R. 1995. *Contribution to the stratigraphy andpaleogeography ofthe lower Espinhaço Supergroup (Mesoproterozoic) between Diamantina and Gouveia, Minas Gerais, Brazil.* Universidade de Freiburg, Freiburg, Alemanha, Tese de Doutoramento, *Freiburger Geowiss. Beitr.*,**Band 8**, 115 p.

Souza F , R.C. 1995. *Arcabouço estrutural da porção externa da Faixa Araçuaí na Serra do Cabral (MG) e o contraste de estilos deformacionais entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco.* Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 148 p.

Steel, RJ.; Maehle, S.; Nilsen, H.R.; R0e, S.L. & Spinnangr, Â. 1977. Coarsening upward cycles in the alluvium of Hornelen Basin (Devonian, Norway) - sedimentary reponse to tectonic events. *Geol. Soe. Am. Buli,* **88**: 1124-1134.

Teixeira, L.B.; Martins, M. & Braun, O.P.G. 1993. Evolução geológica da Bacia do São Francisco com base em sísmica de reflexão e métodos potenciais. II Simp. do Cráton do São Francisco, Salvador, *Anais,* 179-181.

Trompette, R.; Uhlein, A.; Silva, M.E. & Karmann, I. 1992. The Brasiliano São Francisco Cráton revised (central Brazil). /. *South Am. Earth Sei.,* **6***:* 49-57.

Tunbridge, I.P. 1981. Sandy high-energy flood sedimentation - some criteria for recognition, with an example from the Devonian of SW England. *Sediment. Geol.,* **28**: 79-96.

Tunbridge, I.P. 1984. Fácies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, U.K.. *Sedimentology,* **31**: 697-716.

Uhlein, A. 1991. *Transição cráton-faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasiliano) no Estado de Minas Gerais. Aspectos Estratigráficos e Estruturais.* Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 295 p.

Manuscrito A-955
Recebido em 17 de fevereiro de 1998
Revisão do autor em 25 de abril de 1998