

Posicionamento Estratigráfico da Formação Bandeirinha na Região de Diamantina, Minas Gerais: Grupo Costa Sena ou Supergrupo Espinhaço?

Leonardo Lopes-Silva¹, Luiz Guilherme Knauer²

1 – Mineração Belocal / Lhoist do Brasil. Av. Dr. Jorge Dias de Oliveira, 3.301, Centro, São José da Lapa, Minas Gerais. CEP: 33.350-000.
E-mail: leo_geo83@yahoo.com.br

2 – Centro de Geologia Eschwege / Centro de Pesquisa Professor Manoel Teixeira da Costa / Instituto de Geociências / Universidade Federal de Minas Gerais, Av. Antônio Carlos, 6.627, Pampulha, Belo Horizonte, Minas Gerais. CEP: 31.270-901. E-mail: gknauer@gmail.com

Recebido em 17 de outubro de 2011; aceito em 25 de outubro de 2011

RESUMO: Os grupos Costa Sena e Guinda constituem duas das principais unidades estratigráficas aflorantes ao longo da Serra do Espinhaço na região de Diamantina (MG). O primeiro foi definido englobando as formações paleoproterozóicas Barão do Guaicuí (xistos) e Bandeirinha (quartzitos e metarruditos). O Grupo Guinda, formado por quartzitos, metarruditos e filitos, é subdividido nas formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho e compõe a base do Supergrupo Espinhaço (Paleoproterozóico a Mesoproterozóico). A partir da década de 1990 foram aventadas hipóteses alternativas a respeito da natureza estratigráfica da Formação Bandeirinha, posicionando-a como base do Grupo Guinda. As relações de campo indicam, contudo, contato gradacional entre esta unidade e a Formação Barão do Guaicuí, e discordância angular e erosiva no contato com o Grupo Guinda. As diferenças de estilos estruturais sugerem que a Formação Bandeirinha tenha sido deformada anteriormente ao Grupo Guinda. A assertiva é corroborada pela análise da deformação em clastos de metarrudito do Nível A da Formação São João da Chapada, formado pelo retrabalhamento da Formação Bandeirinha. Os resultados do método Rf/ϕ mostram a existência de elipses principais de deformação com vergências dispersas, por vezes para leste, não havendo correspondência com a deformação típica do Supergrupo Espinhaço (vergente para os quadrantes oeste). Os dados indicam que a rocha-fonte do metarrudito já se encontrava deformada quando do seu retrabalhamento na Bacia Espinhaço. O conjunto de evidências estratigráficas e estruturais sugere a manutenção da Formação Bandeirinha como topo do Grupo Costa Sena.

Palavras-chave: estratigrafia, quantificação da deformação, Serra do Espinhaço Meridional, Formação Bandeirinha, Supergrupo Espinhaço.

ABSTRACT: STRATIGRAPHIC POSITION OF THE BANDEIRINHA FORMATION IN DIAMANTINA REGION, MINAS GERAIS: COSTA SENA GROUP OR ESPINHAÇO SUPERGROUP? The Costa Sena and Guinda groups are two major stratigraphic units cropping out along the Espinhaço Range in Diamantina region (Minas Gerais). The former was defined encompassing the paleoproterozoic Barão do Guaicuí (schists) and Bandeirinha (quartzites and metarudites) formations. The Guinda Group, consisting of quartzites, phyllites and metarudites is subdivided into the São João da Chapada and Sopa-Brumadinho formations and forms the base of the Espinhaço Supergroup (Paleoproterozoic to Mesoproterozoic). Diverse hypotheses concerning the stratigraphic position of the Bandeirinha Formation have been carried out since the 1990's, setting it on the bottom of the Guinda Group. The field relations show a gradational boundary between the Barão do Guaicuí and Bandeirinha formations, and a strong and widespread angular and erosional unconformity between the latter and the Guinda Group. The differences on the structural patterns suggest that the Bandeirinha Formation was deformed prior to the Guinda Group. This assertion is corroborated by strain analysis accomplished in clasts from the Level A – São João da Chapada Formation (basal metarudite formed through erosion of the Bandeirinha Formation). The results of the Rf/ϕ method show the existence of major strain ellipses with scattered pattern, sometimes with east vergence, demonstrating no correlation with the typical strain registered in the Espinhaço Supergroup (west sense). The results propose that the Bandeirinha Formation had already been deformed before eroded and deposited into the Espinhaço Basin. The stratigraphic and structural evidences suggest the maintenance of the Bandeirinha Formation as the top of the Costa Sena Group.

Keywords: stratigraphy, strain analysis, Southern Espinhaço Range, Bandeirinha Formation, Espinhaço Supergroup.

1. INTRODUÇÃO

A Serra do Espinhaço, importante acidente geográfico nos estados de Minas Gerais e Bahia, estende-se com direção aproximadamente norte-sul por mais de 1.200km, tendo sido alvo de grande número de estudos geocientíficos desde o século XVIII, quando da descoberta de depósitos diamantíferos em seu Setor Meridional (a sul do paralelo 17°00'S, Fig. 1). Os debates e questionamentos sobre a geologia da região resultam em um dos melhores exemplos brasileiros sobre o processo de evolução do conhecimento, o que pode ser comprovado pelo enorme acervo bibliográfico disponível, mesmo após o declínio da produção diamantífera (sínteses em Renger, 1979; Almeida-Abreu, 1989, 1993; Uhlein, 1991; Renger & Knauer, 1995; Souza & Martins, 1995).

A despeito do grande volume de trabalhos existentes (ou devido a eles), o estado da arte da geologia da Serra do Espinhaço Meridional é ainda caracterizado por controvérsias, algumas das quais exemplificadas abaixo:

a. A origem, caracterização, transporte e redistribuição dos diamantes da serra e a localização da rocha-fonte do mineral, se nos domínios da “Bacia Espinhaço” ou nos terrenos que compõem o Cráton do São Francisco (e.g. Almeida-Abreu, 1996; Chaves *et al.*, 1996, 1998a, 1998b, 1999, 2000, 2001, 2005; Chaves & Svisero, 1999; Almeida-Abreu & Renger, 1999b; Martins, 2002, 2006);

b. Os processos deposicionais e a natureza genética das unidades basais do Supergrupo Espinhaço (e.g. Almeida-Abreu, 1995, 1996; Dussin & Dussin, 1995; Silva, 1995; Martins-Neto, 1993,

1995a, b, c, d, 1998, 1999, 2000; Almeida-Abreu & Renger, 1999a, 2002);

c. A existência ou não de um evento orogênico mesoproterozóico (Uruçuano) que teria afetado as rochas do Supergrupo Espinhaço há cerca de 1.300Ma e a sua importância relativa quando comparado ao Evento Brasiliano (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 interpretação de dados geocronológicos e a existência de hiato de mais de 500Ma entre as formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho (Chemale Jr. *et al.*, 2010);

e. 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; Almeida-Abreu & Renger, 2002; Almeida-Abreu & Pflug, 1994; Martins-Neto, 2000; Silva, 1995, 1998; Knauer, 1990, 1999, 2007; Lopes-Silva, 2008; Chemale Jr. *et al.*, 2010).

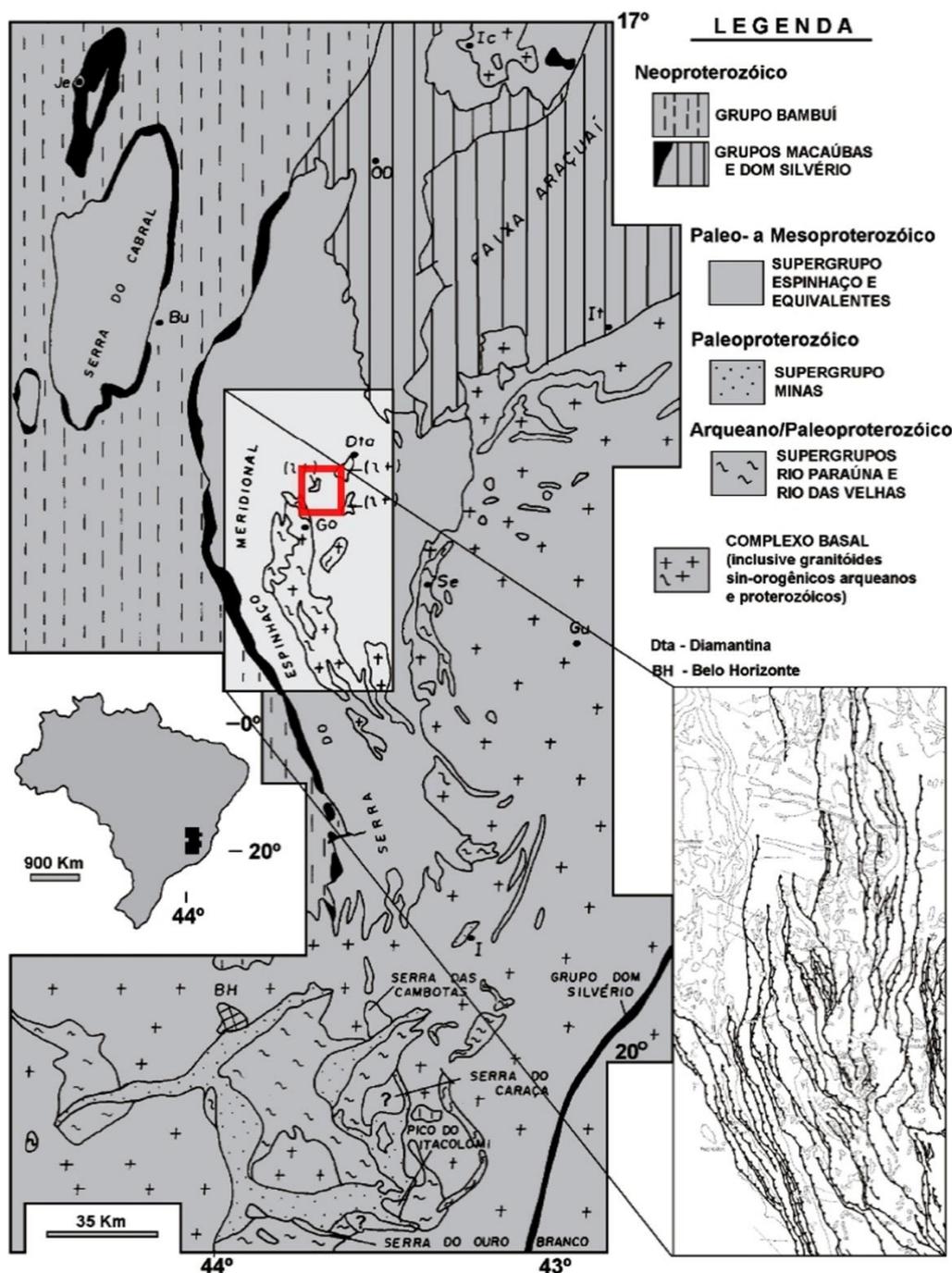


Figura 1. Mapa da Serra do Espinhaço Meridional com destaque para as principais frentes de empurrão/zonas de cisalhamento dúctil. Modificado de Almeida-Abreu (1993) e Knauer (1999, 2007). Retângulo vermelho delimita a área estudada.

É neste último contexto que se desenvolveu este trabalho, baseado na hipótese implantada por Almeida-Abreu (1993) e reforçada por Almeida-Abreu & Pflug (1994) quando do posicionamento da Formação Bandeirinha como base do Grupo Guinda (Supergrupo Espinhaço). A unidade fora previamente considerada como topo do Grupo Costa Sena (Supergrupo Rio Paraúna) por Fogaça *et al.* (1984).

As áreas estudadas através de seções geológicas correspondem a estreitas faixas onde afloram contatos entre os grupos Costa Sena e Guinda, no âmbito das quadrículas Guinda, Gouveia e oeste da Quadrícula Extração, sul e sudoeste da cidade de Diamantina (Fig. 2).

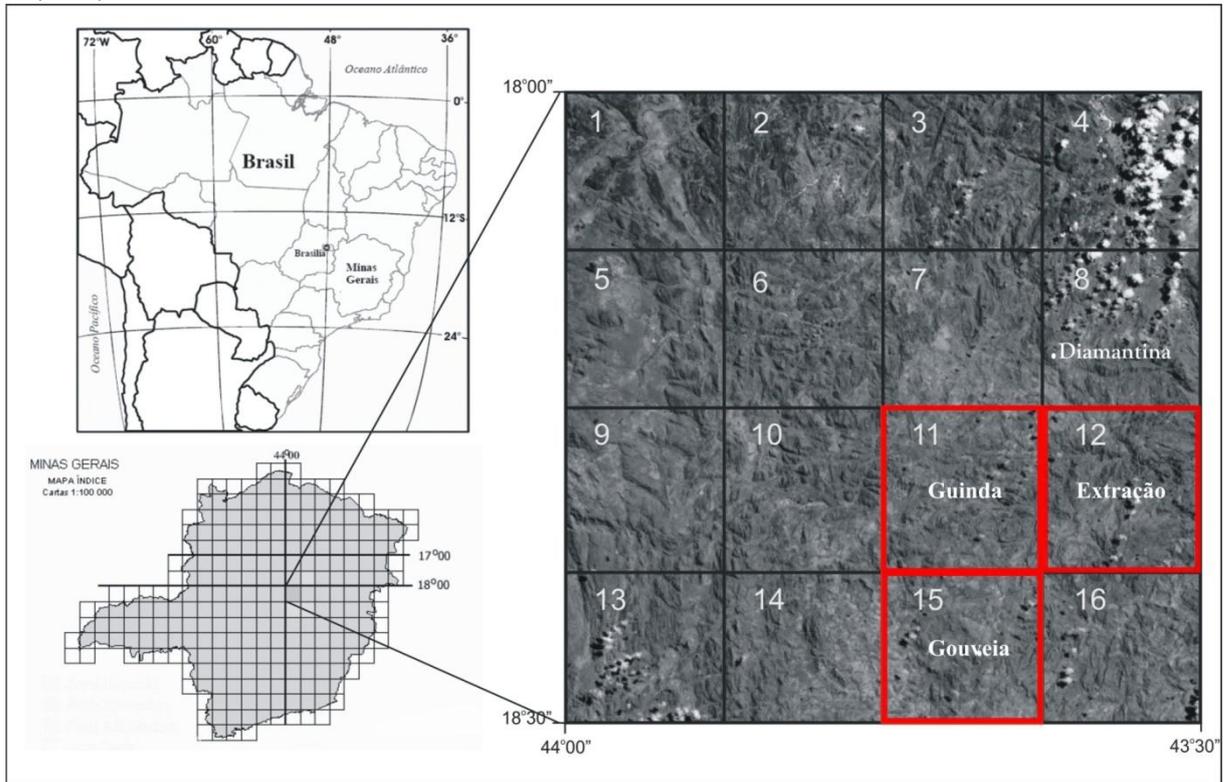


Figura 2. Quadrículas Guinda, Gouveia e Extração (1:25.000) destacadas em imagem de satélite da Folha Diamantina (1:1.000.000) e localização no Estado de Minas Gerais.

2. ARCABOUÇO GEOLÓGICO REGIONAL

Os modelos propostos por Pflug (1968) e Schöll & Fogaça (1979, 1981) compõem a base do quadro estratigráfico adotado para a Serra do Espinhaço Meridional (vide Fig.1). Somam-se a estes as modificações sugeridas por Fogaça & Almeida-Abreu (1982), Fogaça *et al.* (1984), Dossin *et al.* (1984), Almeida-Abreu (1993) e Knauer (1990). As unidades que compõem a serra apresentam idades variando do Arqueano ao Neoproterozóico, e são aqui apresentadas a partir de modificações sobre as proposições de Knauer (1990, 1999), na medida em que se deixa em aberto, no momento inicial, a posição da Formação Bandeirinha (Tabela 1).

2.1 - Unidades Pré-Estaterianas

São compostos por granitóides, gnaisses e migmatitos, com corpos anfibolíticos restritos (Schöll & Fogaça, 1981). Apresentam idades de cristalização

de 2.839 ± 14 Ma (U/Pb em zircões, Machado *et al.*, 1989).

O Grupo Pedro Pereira (Fogaça *et al.*, 1984) aflora como lascas tectônicas 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. É composto por uma unidade metaultramáfica/metamáfica (xistos verdes, metaultramafitos) e outra metavulcanossedimentar (formações ferríferas bandadas, metavulcânicas máficas ou félsicas; Carvalho, 1982). Machado *et al.* (1989) atribuem idades U/Pb (zircões de moscovita-quartzo xisto metaígneo) em torno de 2.971 ± 16 Ma para o grupo.

Tabela 1. Quadro estratigráfico sintético das principais unidades aflorantes na região de Diamantina. Formação Bandeirinha é mantida à parte, uma vez que pode ser inserida no Grupo Costa Sena ou Grupo Guinda, de acordo com a interpretação adotada.

UNIDADE		IDADE					
Supergrupo Espinhaço	Grupo Conselheiro Mata	Fm. Rio Pardo Grande	< 1.750Ma	Paleoproterozóico a Mesoproterozóico	Início no Estateriano		
		Fm. Córrego Pereira					
		Fm. Córrego da Bandeira					
		Fm. Córrego dos Borges					
		Fm. Santa Rita					
	Fm. Galho do Miguel	Arq.					
	Grupo Guinda					Fm. Sopa-Brumadinho	Mesoz.
						Fm. São João da Chapada	
	Fm. Bandeirinha	?				Orosilino	
	Grupo Costa Sena	Fm. Barão do Guaicuí					2.049Ma
Grupo Pedro Pereira		2.971Ma	Mesoz.				
Complexos Granito-Gnáissicos		2.839Ma					

O Grupo Costa Sena (Fogaça *et al.*, 1984) é composto por uma seqüência predominantemente metassedimentar com níveis metamagmáticos subordinados. A definição das formações que compõem a unidade mostra-se conflitante no que se refere à Formação Bandeirinha, que pode ou não ser incluída no grupo de acordo com a interpretação adotada.

A Formação Barão do Guaicuí (Fogaça *et al.*, 1984) é o principal (ou exclusivo, de acordo com o modelo adotado) constituinte do Grupo Costa Sena em termos de espessura. É composto essencialmente por xistos, com predomínio de quartzo xistos, moscovita-quartzo xistos com ou sem cianita, lazulita e/ou dumortierita, além de clorita xistos, quartzitos, formações ferríferas, metaconglomerados e metavulcânicas ácidas. A formação foi datada em 2.049 ± 16 Ma por Machado *et al.* (1989) a partir de U/Pb em zircões de metarriolito.

2.2 - Formação Bandeirinha

A Formação Bandeirinha (Fogaça *et al.*, 1984) corresponde a uma unidade metassedimentar clástica cuja máxima espessura preservada geralmente não ultrapassa 300m, aflorando principalmente nas quadrículas Guinda, Sopa e Extração (vide Fig. 2).

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 quartzo xistos 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 de deu em ambientes continentais.

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.

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, 1995). 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.

Na Serra do Espinhaço Meridional, trabalho pioneiro de estratigrafia de seqüências foi desenvolvido por Silva (1993, 1995, 1998) 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. O trabalho de Silva (1995) é o mais minucioso levantamento sedimentológico da Formação Bandeirinha, tanto em termos de caracterização interna da unidade (suas fácies, estruturas e discordâncias) quanto do ponto de vista paleoambiental e deposicional. Como principais horizontes de correlação foram utilizados os corpos de metarruditos, geralmente recobrendo discordâncias que dividiriam a Formação Bandeirinha nas seqüências deposicionais Basal, Olaria e Natureza (Silva, 1995).

2.3 - Supergrupo Espinhaço

O Supergrupo Espinhaço, originalmente definido por Bruni *et al.* (1974) na Bahia, é composto predominantemente por rochas metassedimentares cuja deposição se deu em resposta à Tafrogênese Estateriana, tendo provavelmente continuado no Mesoproterozóico (Knauer, 1999; Chemale Jr. *et al.*, 2010). A unidade 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 3.300m 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 é 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 em uma bacia flexural (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 1.752 ± 2 a $1.711 \pm 8/-4$ Ma.

O Grupo Guinda (Knauer, 1990) é composto, na região de Diamantina, pelas formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho (Pflug, 1968). A primeira, com até 200m (Knauer, 1999), foi dividida por Schöll & Fogaça (1979) nos níveis A (metaconglomerados polimíticos, metabrechas quartzíticas e quartzitos com espessuras de 20 a 40m), B (filitos hematíticos e xistos verdes com espessura máxima de 50m) e C (até 150m de quartzitos e lentes de metaconglomerados). Datações U/Pb em zircões de filitos hematíticos obtiveram valor de 1.703 ± 12 Ma, de acordo com dados de Chemale Jr. *et al.* (2010).

A Formação Sopa-Brumadinho é composta, em sua base, pelo Membro Datas (Almeida-Abreu, 1993), contendo até 50m de filitos, quartzo filitos e quartzitos finos. O Membro Caldeirões (Almeida-Abreu, 1993) apresenta 100 a 200m de quartzitos, metaconglomerados (geralmente polimíticos e matriz-suportados, localmente diamantíferos) e corpos concordantes ou discordantes de xistos verdes. No topo, o Membro Campo Sampaio (Fogaça & Almeida-Abreu, 1982; Almeida-Abreu *et al.*, 1986a) 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. 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 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).

O contato entre as formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho é descrito como gradacional (Schöll & Fogaça, 1979) ou discordante (*e.g.* Silva, 1998). Dados geocronológicos preliminares obtidos a partir de zircões detríticos de metaconglomerado na região de Extração obtiveram idades máximas em torno de 1,2Ga (Chemale Jr. *et al.*, 2010), o que caracterizaria uma discordância, e hiato de cerca de 500Ma com a Formação São João da Chapada. A interpretação dos dados, contudo, requer cautela, em parte devido às peculiaridades sedimentares do metaconglomerado na referida região, que diferem do litotipo em seu *locus typicus*, na região de Sopa e Guinda.

A Formação Galho do Miguel (Pflug, 1968) é constituída por ortoquartzito fino com elevada maturidade e estratificações cruzadas acanaladas, tabulares e tangenciais à base, de porte vertical métrico a decamétrico e lateral até hectométrico. A espessura foi estimada em 3.000m por Pflug (1968). Fogaça (1995) sugere espessuras entre 1.000 e 1.200m. Chemale Jr. *et al.* (2010) obtiveram valores da ordem de 1,5Ga para os zircões detríticos mais jovens da unidade.

Em conjunto com a Formação Galho do Miguel, as rochas do Grupo Conselheiro Mata (Dossin *et al.*, 1984) compõem a seqüência francamente mesoproterozóica da bacia. O grupo corresponde possivelmente a uma bacia interna pós-flexural (Knauer, 2007), com espessura total de até 800m (Knauer, 1999). Apresenta na base quartzitos, filitos e metaconglomerados restritos da Formação Santa Rita. Estas rochas gradam verticalmente para quartzitos finos a médios da Formação Córrego dos Borges, que pode conter lentes de metabrechas e metaconglomerados. Sobre esta, a Formação Córrego da Bandeira apresenta base filítica/metassiltítica que grada a quartzitos finos, representando a passagem para a Formação Córrego Pereira (quartzitos finos a médios). No topo, a Formação Rio Pardo Grande caracteriza-se pela presença de metassiltitos e metargilitos que são substituídos nas porções superiores por quartzitos finos e muito micáceos. Na unidade ocorrem ainda esteiras algálicas, representadas por lentes carbonáticas carstificadas.

2.4 - Geologia Estrutural e Tectônica

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; vide Fig. 1). Estudos

pretéritos (e.g. Herrgesell, 1984; Herrgesell & Pflug, 1986; Almeida-Abreu *et al.* 1986b) 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 abertas (predominantes) a fechadas ou mesmo isoclinais. Tal conformação remete a eventos desencadeadores de intensa movimentação no sentido leste-oeste.

A Formação Barão de Guaicuí apresenta um caráter milonítico marcante, 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. 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.

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 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.

O acervo estrutural do Supergrupo Espinhaço é diversificado. 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.

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

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.

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).

A principal questão que permanece dúbia com relação à geologia estrutural do setor meridional da serra diz respeito não à sua caracterização, mas principalmente à natureza genética dos eventos causadores desta estruturação. Pelo menos quatro eventos orogênicos 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), Uruçuano/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, Uruçuano e Brasileiro); a unidade pós-transamazônica e pré-toniana (Supergrupo Espinhaço) teria sido acometida por até dois eventos (Uruçuano e Brasileiro).

Fica em aberto a ocorrência e principalmente a amplitude relativa dos eventos citados. Se

considerada a existência dos ciclos Uruçuano 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 Uruçuano, vez que as rochas neoproterozóicas foram nitidamente afetadas por processos tectônicos.

3. RELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA ENTRE AS FORMAÇÕES BARÃO DO GUAICUÍ, BANDEIRINHA E SÃO JOÃO DA CHAPADA

A análise das relações estratigráficas entre as formações Barão do Guaicuí, Bandeirinha e São João da Chapada é fundamental para que sejam compreendidos os tipos de contato existentes entre as unidades e o seu conseqüente significado genético. Contatos do tipo gradacional são esclarecedores no sentido de agruparem dentro de uma mesma situação evolutiva as formações envolvidas. Discordâncias podem, ao contrário, sugerir a existência de hiatos importantes. Neste caso, há que se destacar que estas estruturas não implicam necessariamente que as unidades tenham sido depositadas em contextos distintos, uma vez que podem ser geradas durante uma mesma fase de evolução da bacia.

3.1 - Formação Barão do Guaicuí

A Formação Barão do Guaicuí, com espessura máxima da ordem de 1.000m, é composta em mais de 90% de sua seção aflorante por quartzo-moscovita xistos e moscovita-quartzo xistos com percentuais variáveis de cianita, turmalina, lazulita e hematita, entre outros minerais menos freqüentes. Quartzo xistos, quartzitos, metaconglomerados e formações ferríferas perfazem o restante da unidade na Quadrícula Guinda. O contato basal da formação é estritamente tectônico na área estudada, ao passo que o topo é também limitado por falhas ou mostra aparente gradação para a Formação Bandeirinha.

Subdivisão da Formação Barão do Guaicuí foi tentativamente estabelecida por Knauer (1999), em parte apoiado nos trabalhos de Freitas & Faria (1982), Pinho & Almeida-Abreu (1983), Scarpelli *et al.* (1985) e Almeida-Abreu (1989). Foram definidas as unidades informais Inferior, Intermediária e Superior, de forma similar à subdivisão efetuada por Schöll & Fogaça (1981).

A Unidade Inferior foi estudada em pontos isolados na região de Barão do Guaicuí e da Fazenda Formação. Nos locais ocorrem clorita-quartzo-moscovita xistos e quartzo-moscovita xistos

descontínuos, verdes a cinzas, com espessuras que não ultrapassam 15m. Enriquecimento em quartzo é observado para o topo da seqüência, passando a compor moscovita-quartzo xistos. Xistos verdes afloram de modo mais restrito, geralmente como intercalações métricas com contatos bruscos e concordantes com os litotipos predominantes. São compostos por clorita e, subordinadamente, tremolita/actinolita e moscovita.

A Unidade Intermediária predomina amplamente na Quadrícula Guinda, atingindo espessuras que ultrapassam 500m. São xistos notadamente mais grossos que aqueles aflorantes na Unidade Inferior, com variações entre quartzo-moscovita xistos e moscovita-quartzo xistos, com ou sem cianita, lazulita, turmalina e hematita.

Formações ferríferas da fácies óxido afloram a norte do distrito de Barão do Guaicuí e nas proximidades do Córrego do Pasmarr, a oeste da BR 367. Dispõem-se na forma de níveis centimétricos a decimétricos em espessura, lateralmente descontínuos e concordantes com a foliação do xisto "encaixante". A análise da geometria dos BIFs sugere um adelgaçamento e rompimento *in situ*, provavelmente em virtude dos processos tectônicos aos quais a unidade esteve sujeita.

Particularmente importantes no que se refere à natureza da Formação Barão do Guaicuí são os corpos de quartzitos e metaconglomerados que ocorrem intercalados na seqüência de xistos (Fig. 3). O principal horizonte de quartzito aflora às margens do km 96 da BR 367 na Quadrícula Gouveia, a norte do trevo de acesso a Datas. A rocha é micácea, de granulação média e rica em óxidos de ferro, apresentando ainda discretos níveis de fuchsite. A variação de cor e da granulação (que reflete a granulometria sedimentar) marca o acamamento e o contraste composicional, principalmente no teor de óxidos e micas. O contato é concordante entre esta rocha e o xisto que a circunda.

Schöll & Fogaça (1981) aventam a possibilidade de os metaconglomerados representarem tão somente a transposição tectônica de leitos quartzíticos. A hipótese não se confirma, dada a presença de fragmentos arredondados de origens diversas, com destaque para grânulos e seixos de ortoquartzito e quartzito ferruginoso. A matriz é composta por grãos reliquias de areia média, sub-arredondados, envoltos por cristais finos de quartzo com contatos poligonais entre si (produto de recristalização).

O topo da Formação Barão do Guaicuí é composto por até 100m de quartzo xistos que perfazem a Unidade Superior. Junto ao contato com a Formação Bandeirinha, tornam-se mais importantes as intercalações de quartzitos finos a médios, em alguns casos micáceos.

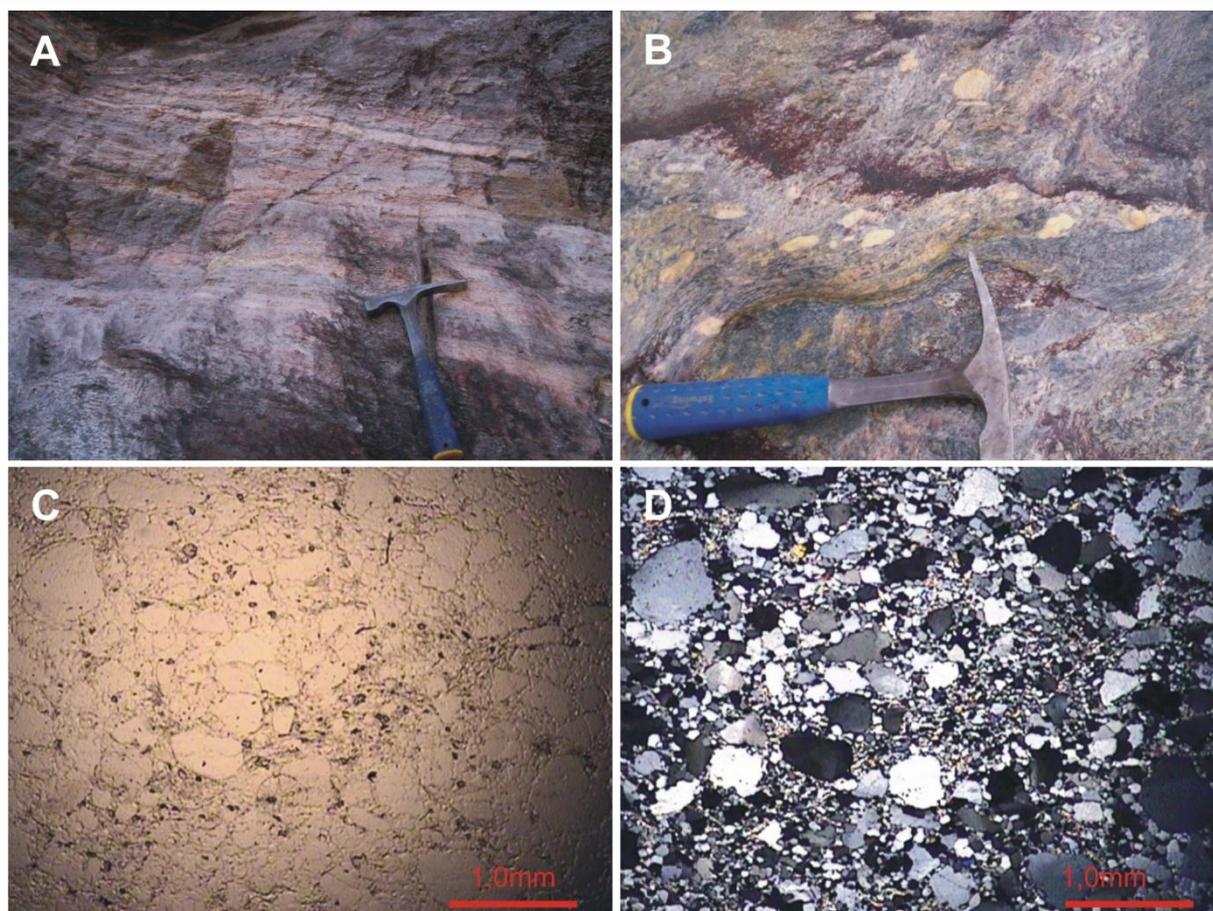


Figura 3. Quartzito bandado (A) e metaconglomerado polimítico (B) da Unidade Intermediária da Formação Barão do Guaicuí. (C) e (D): Fotomicrografias da matriz do metaconglomerado, aflorante no leito do Córrego do Pasmarr (Quadrícula Guinda). Objetivas de 2,5x, luz natural (C) e polarizada (D).

As características da Formação Barão do Guaicuí na região de Diamantina permitem assegurar uma origem sedimentar para pelo menos 95% da sucessão estratigráfica. O fato contraria as proposições de Uhlein (1991) e Silva (1995), que atestam origem magmática para unidade. A contribuição ígnea parece restringir-se a parte da Unidade Inferior, onde xistos verdes podem ser o produto metamórfico de tufo básicos (Knauer, 1999). Ressalta-se ainda o nítido enriquecimento em quartzo em detrimento da moscovita rumo ao topo estratigráfico, refletindo uma diminuição no aporte de argila ao longo da sedimentação e conseqüente granocrescência ascendente, ou mesmo um enriquecimento tardio em quartzo (Almeida-Abreu, 1993).

3.2 - Formação Bandeirinha

A Formação Bandeirinha apresenta distribuição geográfica muito restrita, não ultrapassando 8km² na sua principal área de afloramento, a Quadrícula Guinda (Fig. 4).

As variações de espessura refletem, por um lado, a existência de importante superfície de erosão no topo da unidade, marcada pela discordância que a separa da Formação São João da Chapada. Por outro

lado, a forte variação lateral de fácies, condicionada pelas características do sítio de deposição, justifica a inconstância na espessura do pacote metassedimentar.

O contato basal da unidade, quando não tectônico, é aparentemente gradacional com os quartzos xistos da Formação Barão do Guaicuí. Contatos tectônicos ocorrem, por exemplo, nas proximidades da Fazenda dos Marques, a sudeste da Serra da Miúda, onde as rochas cavalgam o Nível A da Formação São João da Chapada. O contato de topo é tectônico ou marcado por profunda discordância angular e erosiva com o Nível A, Nível C ou com a Formação Sopa-Brumadinho.

De um modo geral, predominam na unidade quartzitos vermelhos, rosas ou brancos com concentrações variáveis de moscovita, turmalina, cianita e óxidos de ferro, além de fosfatos (Horn *et al.*, 1996; Gatter & Morteani, 1999). Os óxidos de ferro, concentrados como películas no entorno dos grãos sedimentares, conferem à rocha a cor característica, levando pesquisadores a considerar pelo menos parte da formação como sendo verdadeiros *red beds* (e.g. Almeida-Abreu, 1993). Subordinadamente aos quartzitos ocorrem até dois

corpos de metarruditos que recobrem discordâncias internas da unidade. Estas superfícies foram utilizadas por Silva (1995) na definição das seqüências deposicionais Basal, Olaria e Natureza. Como litotipos menos freqüentes destacam-se níveis

de quartzito com clastos/metaconglomerados matriz-suportados e xistos que em muito se assemelham àqueles verificados na Unidade Intermediária da Formação Barão do Guaicuí. Ambos ocorrem no vale do Ribeirão do Inferno.

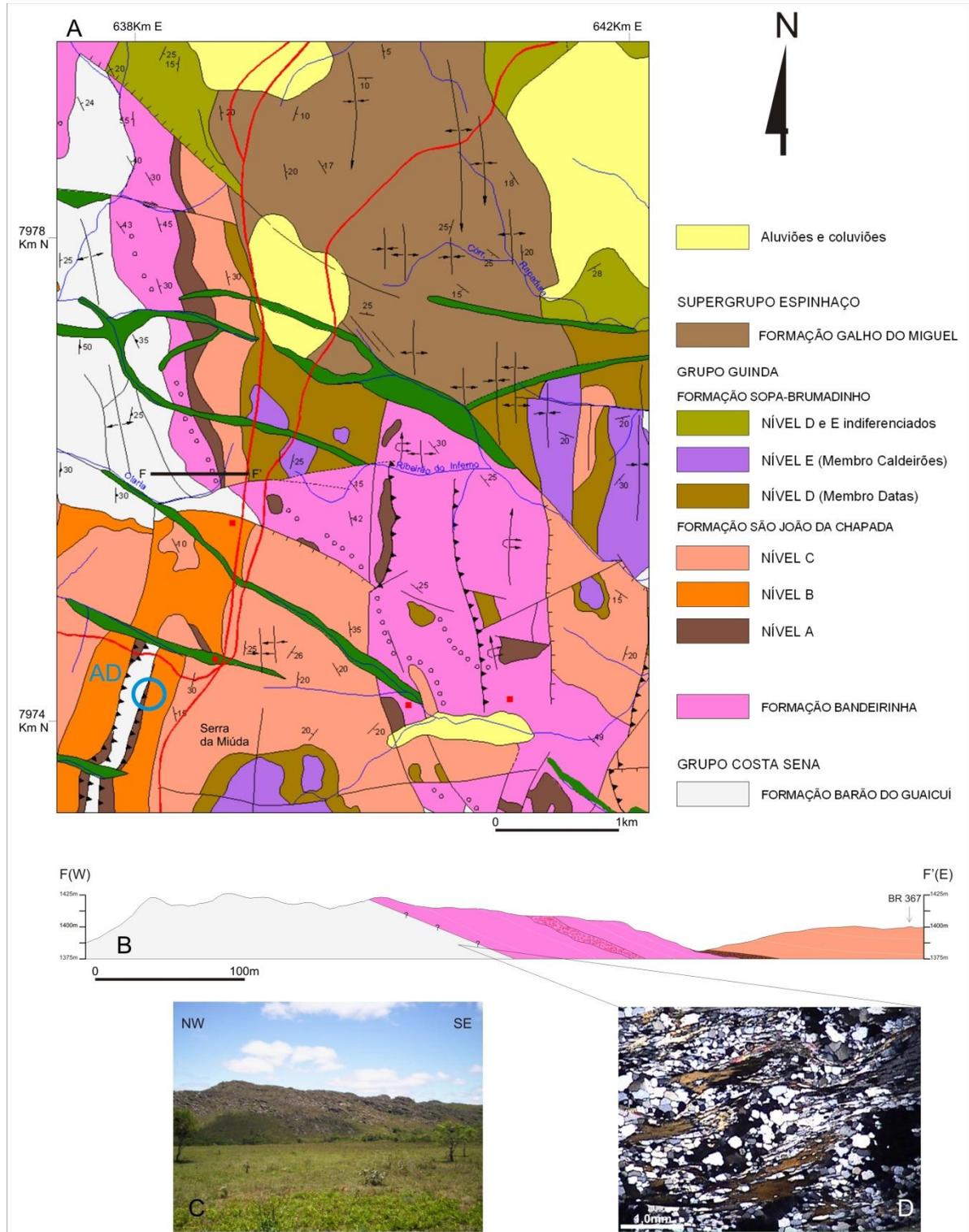


Figura 4. Mapa geológico parcial da Quadrícula Guinda (A), modificado de Schöll & Fogaça (1981) e Lopes-Silva (2008), com representação da seção geológica F-F', a sul do Córrego Olaria (B). Na região (fotografia em C) o contato entre as formações Barão do Guaicuí e Bandeirinha é de difícil aferição, dado o aumento progressivo do percentual de quartzo no topo da unidade basal (D, fotomicrografia de cianita-quartzito xisto, luz polarizada, objetiva de 2,5x). Em (A), círculo azul com a inscrição "AD" delimita o local de onde foram coletadas amostras para análise da deformação.

3.3 - Relação estratigráfica entre as unidades

As relações de campo observadas nas seções geológicas e em diversos pontos isolados nas quadriculas Guinda, Gouveia e Extração são conclusivas com relação à natureza do contato entre as formações Bandeirinha e São João da Chapada. A discordância angular e erosiva é nítida (Fig. 5), tanto em locais onde a Formação Bandeirinha encontra-se em contato com os metarruditos do Nível A quanto naqueles em que os quartzitos do Nível C recobrem-na diretamente. Entretanto, este fato não é argumentativo quando se discute o posicionamento da Formação Bandeirinha. A simples constatação da existência de uma superfície de discordância entre as unidades não impede que estas tenham sido depositadas em uma mesma situação geotectônica, por exemplo como registro das fases pré-*rift* e/*rift* da bacia estateriana do Espinhaço.

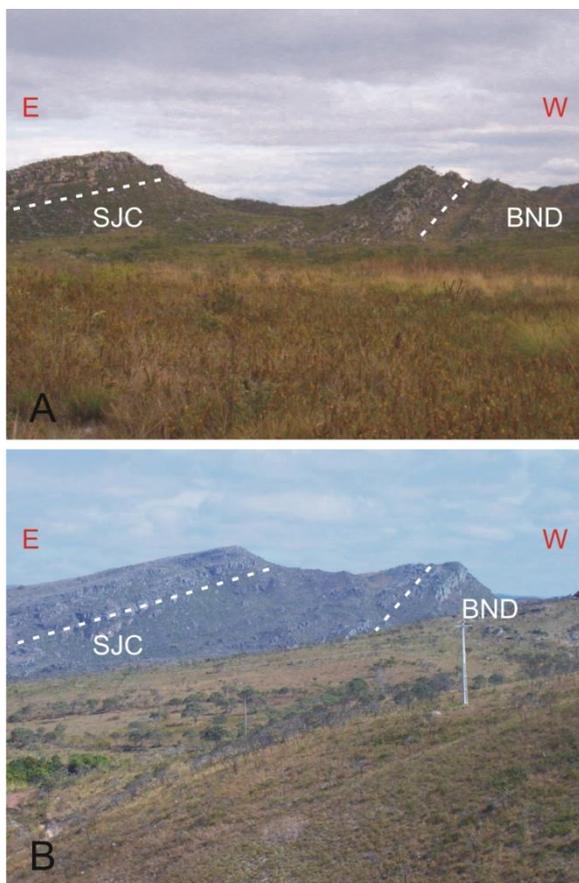


Figura 5. Discordância angular entre as superfícies de acamamento das formações Bandeirinha - BND e São João da Chapada - SJC, na região de altitude máxima da BR 367 (A) e da Fazenda Casa de Telha (B).

A zona de contato entre as formações Barão do Guaicuí e Bandeirinha é invariavelmente marcada pelo aumento da razão quartzo/moscovita na medida em que se atingem níveis estratigráficos mais altos. Este motivo levou Schöll & Fogaça (1979, 1981) e Fogaça *et al.* (1984) a defenderem uma passagem gradacional entre as unidades. A variação

mineralógica é mais evidente a sul do Córrego Olaria (oeste da Serra da Miúda), a ponto de impossibilitar a distinção exata entre as formações, mesmo com abundância de afloramentos (vide Fig. 4). No local, ocorre gradação de moscovita-quartzo xisto para quartzo xisto, culminando em quartzito micáceo.

Almeida-Abreu (1993) justifica o enriquecimento em quartzo na região de contato com base em intenso cisalhamento que teria provocado uma silicificação tardia e conseqüente passagem “pseudo-gradacional” entre as unidades. Entretanto, a unidade apresenta o mesmo caráter “cisalhado” em praticamente toda a sua extensão, não sendo esta uma particularidade dos níveis superiores. Ademais, processos de milonitização em rochas ricas em argila (ou micas) têm o efeito de promover a migração do quartzo e concentração dos filossilicatos, principalmente através do mecanismo de dissolução por pressão, tal qual verifica-se nos filonitos da Unidade Intermediária. A expulsão do quartzo acarretaria na concentração de veios e na silicificação tardia de determinados níveis, mas não justificaria o aumento progressivo na abundância deste mineral.

Almeida-Abreu (1993) enumera outras evidências que caracterizariam a Formação Bandeirinha como uma unidade relacionada ao Grupo Guinda. Destaca-se a existência de clastos de xisto (supostamente da Formação Barão do Guaicuí) em metabrecha da Formação Bandeirinha, o que seria uma prova irrefutável de que a Formação Barão do Guaicuí já havia sido deformada quando da deposição da metabrecha. Estes clastos, raros (P. A. Almeida-Abreu, 2007, com. verb.), não foram descritos em campo. Podem estar correlacionados tanto à Formação Barão do Guaicuí quanto ao Grupo Pedro Pereira.

A despeito das considerações de Almeida-Abreu (1993) que posicionam a Formação Bandeirinha no Supergrupo Espinhaço, Almeida-Abreu & Renger (2002) reinterpretem o contexto estratigráfico da unidade, posicionando-a novamente no Grupo Costa Sena.

A ocorrência de níveis de metaconglomerados e principalmente de quartzitos na Formação Barão do Guaicuí, em especial no topo da unidade, é mais um fator que aponta para uma sedimentação contígua entre esta e a Formação Bandeirinha. Knauer (1999) atesta que na região de Ouro Fino, local onde foi coletada e datada amostra de metarrolito xistificado da Formação Barão do Guaicuí (Machado *et al.*, 1989), os quartzitos intercalados aos xistos são petrograficamente muito semelhantes aos litotipos típicos da Formação Bandeirinha.

Os xistos intercalados nos quartzitos da Formação Bandeirinha no vale do Ribeirão do

Inferno são análogos àqueles da Unidade Intermediária da Formação Barão do Guaicuí. O caráter milonítico da rocha é destacado pelos níveis sigmoidais de quartzo envoltos por moscovita e turmalina. Ainda que não se exclua a possibilidade de terem sido gerados pela concentração da deformação, a hipótese de apresentarem a mesma composição da formação basal deve ser aventada.

4. RELAÇÃO ESTRUTURAL ENTRE AS FORMAÇÕES BARÃO DO GUAICUÍ, BANDEIRINHA E GRUPO GUINDA

4.1 - Formação Barão do Guaicuí

A principal estrutura que se destaca na Formação Barão do Guaicuí é uma persistente foliação anastomosada de caráter milonítico (S_n), mais pronunciada nas zonas de cavalgamento. Os dados obtidos em campo apontam para a estrutura um valor máximo de 094/43 (Fig. 6).

Sobre os planos de foliação desenvolvem-se duas lineações verificadas ao longo de toda a faixa de afloramentos. A primeira delas (L_1) trata-se de lineação mineral nos xistos e quartzitos, lineação de estiramento em sericita, quartzo, cianita e hematita ou lineação de estiramento dos clastos de metaconglomerados de matriz xistosa, muito clara ao longo do leito do Córrego do Pasmarr (a sul da estrada de acesso a Conselheiro Mata). O máximo obtido para a estrutura é de 087/36. Uma segunda lineação (L_2) se desenvolve como resultado da crenulação dos planos de foliação. A lineação de crenulação é grosseiramente perpendicular à lineação de estiramento/mineral, com máximo em torno de 167/06.

Superfícies de acamamento (S_0) muito raramente podem ser observadas na Formação Barão do Guaicuí, fato que se deve tanto à composição da unidade quanto ao grau de deformação a ela imposto. Mesmo nos locais onde há variações litológicas importantes (e.g. Córrego do Pasmarr) o S_0 encontra-se transposto pela foliação. Uma exceção é verificada no km 96 da BR 367, onde leitões de quartzito intercalados no xisto permitem verificar o acamamento (sub-paralelo à foliação). Estes níveis podem encontrar-se ainda boudinados.

Em lâmina petrográfica destaca-se o caráter milonítico dos xistos da Formação Barão do Guaicuí. A partição da deformação promove o desenvolvimento desde proto-milonitos até verdadeiros filonitos. Em geral as rochas são caracterizadas pela orientação de moscovita, quartzo fino (produto de recristalização) e

localmente cianita, turmalina e hematita que envolvem aglomerados oclares de quartzo e/ou cianita (porfiroclastos). Os cristais grossos de quartzo, por vezes remanescentes de grãos sedimentares, encontram-se rotacionados e circundados por caudas adelgaçadas compostas por finos cristais de quartzo monocristalino e de contatos poligonais, estirados segundo L_1 . Sombras e franjas de pressão são comuns, estas últimas promovidas pela orientação de moscovita nas bordas de cristais de quartzo. Menos freqüentes são estruturas do tipo *micafish* e cristais de turmalina crescidos segundo o eixo da crenulação (paralelo a L_2).

4.2 - Formação Bandeirinha

As áreas de afloramento da Formação Bandeirinha compõem blocos hectométricos a quilométricos limitados por falhas de diferente natureza cinemática. Dobras expressivas não são freqüentes, principalmente quando comparada ao Grupo Guinda.

Em praticamente todos os afloramentos têm destaque as superfícies de acamamento (S_0) às quais se paraleliza uma "foliação" S_{n-1} , desenvolvida pela orientação de minerais micáceos. Esta estrutura apresenta máximo de 060/30 (Fig. 7).

O S_0 encontra-se seccionado pela foliação S_n , que para a Formação Bandeirinha apresenta máximo de 105/59 e importante sub-máximo de 067/32 (vide Fig. 6). A estrutura caracteriza-se pela concentração de minerais micáceos nos quartzitos e na matriz dos corpos de metarruditos.

Lineações presentes nos planos de foliação da Formação Bandeirinha são, em geral, de difícil aferição quando comparadas àquelas verificadas na Formação Barão do Guaicuí. O fato reflete a relativa escassez de minerais micáceos e aciculares na unidade.

Em lâmina petrográfica os ortoquartzitos da formação mostram forte recristalização e silicificação da matriz. Nos quartzitos micáceos verifica-se orientação das palhetas de mica, tanto segundo o S_n quanto o S_{n-1} , sendo o último menos evidente e freqüente. O interior dos grãos sedimentares pode estar completamente recristalizado, mas raramente chega-se ao ponto de destruir a sua geometria primária. Nos xistos da unidade é possível verificar a presença de sombras de pressão, caudas de recristalização e cristais rotacionados, a exemplo da Formação Barão do Guaicuí.

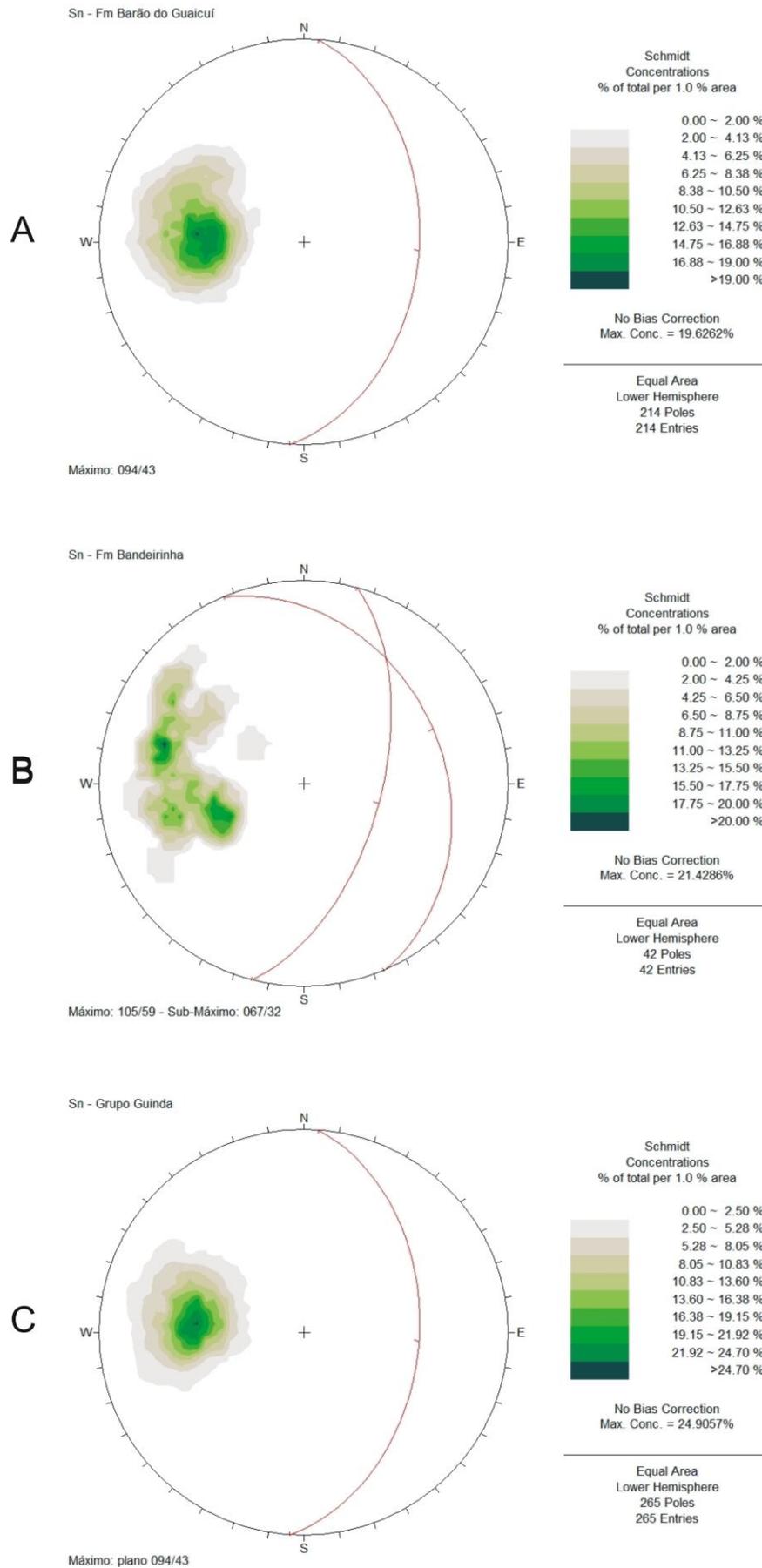


Figura 6. Diagramas estereográficos (Rede de Schmidt) para a foliação (Sn) das formações Barão do Guaicuí (A), Bandeirinha (B) e Grupo Guinda (C).

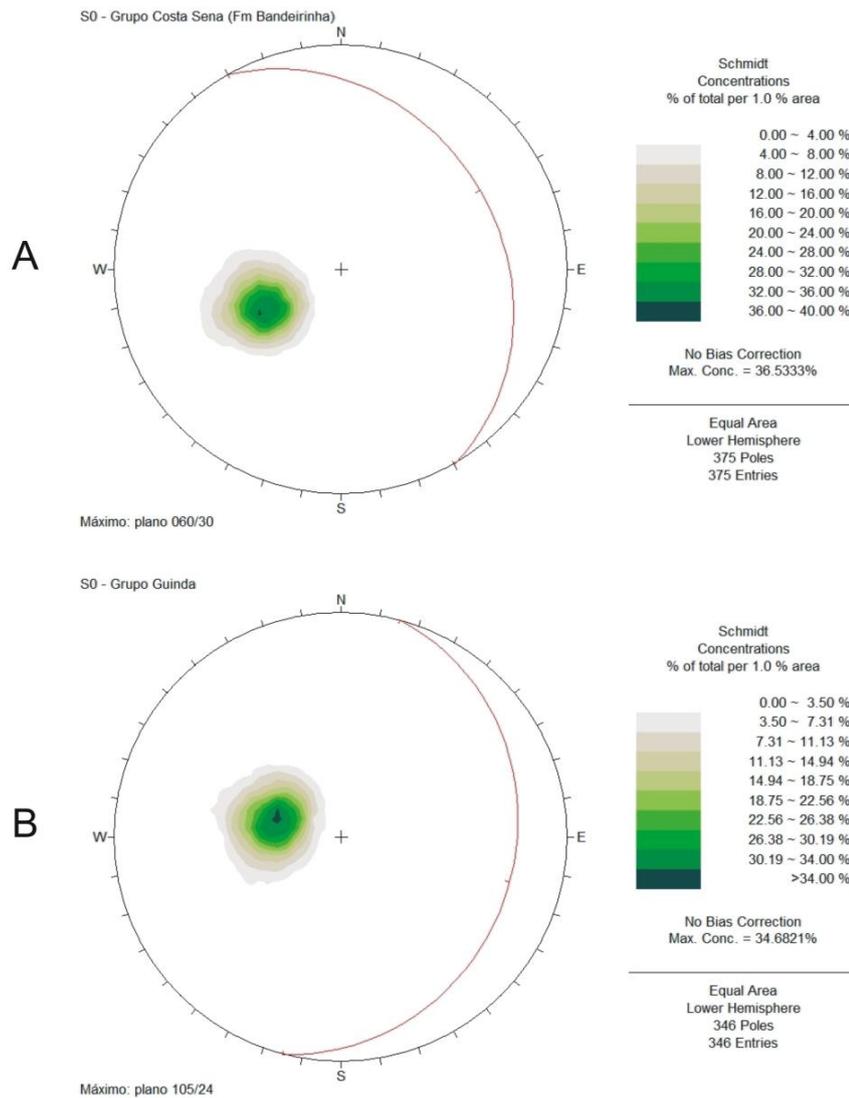


Figura 7. Diagramas estereográficos (Rede de Schmidt) para o acamamento (S₀) da Formação Bandeirinha (A) e Grupo Guinda (B).

4.3 - Grupo Guinda

A estruturação do Grupo Guinda reflete a tectônica compressiva de leste para oeste, responsável pela nucleação de dobras amplas e abertas com vergência para oeste. Estas estruturas, por vezes com porte de centenas de metros, estão bem representadas na Quadrícula Guinda.

Os planos de acamamento (S₀) apresentam máximo consistente em torno de 105/24 (vide Fig. 7). A foliação regional (S_n) mostra máximo de 094/43 (vide Fig. 6), e a esta estrutura se sobrepõem localmente uma clivagem ardósiana de alto ângulo (S_{n+1}), plano-axial às dobras maiores, e uma clivagem de fratura (S_{n+2}) de direção W-E. Esta última provavelmente corresponde a fraturas do tipo a-c, sendo muito evidente ao longo da Serra da Matriculada (Zona Anticlinal Matriculada – Palmital), Quadrícula Gouveia.

Nos planos de foliação, a exemplo do que é verificado para as formações Barão do Guaicuí e Bandeirinha, ocorrem duas lineações principais, a

primeira de estiramento/mineral (L₁), e a segunda de crenulação (L₂). L₂ é relativamente rara nos quartzitos, sendo mais freqüente nos níveis filíticos e nos locais onde S_{n+1} é mais proeminente. L₁ apresenta máximo de 105/42 para o Grupo Guinda, sendo 189/12 o valor obtido para L₂.

4.4 - Relação estrutural entre as unidades

As medidas do acamamento (S₀/S_{n-1}) caracterizam a discordância angular entre a Formação Bandeirinha e o Grupo Guinda. Enquanto a primeira apresenta máximo com mergulho para NE (060/30), a segunda mergulha para SE (105/24). Se por um lado esta diferença pode refletir uma deformação da Formação Bandeirinha anterior à deposição do Grupo Guinda, por outro pode ter sido gerada simplesmente pelo basculamento de blocos durante a evolução da bacia.

Uma segunda disparidade entre as duas formações é a atitude das dobras. Nos domínios da Quadrícula Guinda a Formação Bandeirinha apresenta dobras com eixo de caimento para NW,

ao passo que no Grupo Guinda as estruturas caem para norte ou sul. O fato não é suficiente para separar as duas unidades em contextos distintos, dado que camadas com atitudes diferentes geram estruturas também distintas quando sujeitas a uma mesma deformação.

Um terceiro ponto a se destacar é o estilo das dobras. Nas formações Barão do Guaicuí e Bandeirinha predominam dobras fechadas a isoclinais, por vezes recumbentes (Schöll & Fogaça, 1981), contrastando com o que se verifica para o Grupo Guinda na mesma região (predominam dobras amplas e abertas). Esta diferença de estilo estrutural não pode ser explicada com base em fatores primários (e.g. orientação original dos planos). Uma vez que a Formação Bandeirinha e o Grupo Guinda possuem litotipos de composição semelhante (e que devem se comportar de maneira similar diante de um evento compressivo), uma deformação mais antiga pode justificar a orientação diferenciada daquela formação. As dobras poderiam ter sido nucleadas durante um evento pré-Brasiliano ou pré-Uruaçuano (e.g. Evento Transamazônico), tendo sido comprimidas e parcialmente reorientadas durante o Uruaçuano e/ou Brasiliano.

A atitude da foliação da Formação Barão do Guaicuí apresenta máximo de 094/43, rigorosamente igual àquela verificada para o Grupo Guinda. Para a Formação Bandeirinha obtiveram-se um máximo e um sub-máximo com valores de 105/59 e 067/32, respectivamente. Com base nestes dados, algumas considerações podem ser tecidas:

É provável que a foliação dos xistos da Formação Barão do Guaicuí tenha sido gerada durante o Evento Transamazônico e reorientada durante o Uruaçuano e/ou Brasiliano, paralelizando-se à foliação do Grupo Guinda, gerada neste(s) último(s) evento(s);

A discrepância entre os máximos da foliação da Formação Bandeirinha e das demais unidades pode ser explicada pela combinação entre dois fatores: deformação polifásica e reologia. Se considerado que a Formação Bandeirinha pertence ao Grupo Costa Sena, assume-se que esta foi deformada em conjunto com a Formação Barão do Guaicuí durante o Evento Transamazônico. Entretanto, a foliação não foi paralelizada durante o(s) evento(s) posterior(es) devido às características reológicas da unidade. Os quartzitos e metarruditos que a compõem apresentam comportamento muito menos plástico que as rochas da Formação Barão do Guaicuí frente à deformação, conservando parcialmente as estruturas pretéritas. Como resultado, obtém-se uma discordância entre a foliação da Formação Bandeirinha e das demais unidades.

5. A ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO COMO FERRAMENTA AUXILIAR NA DEFINIÇÃO ESTRATIGRÁFICA

5.1 - Descrição e limitação dos métodos de análise da deformação

Dentre as técnicas de análise quantitativa da deformação têm destaque o método de Fry (1979) e o método R_f/ϕ (Ramsay, 1967; Ramsay & Huber, 1983; Lisle, 1985), utilizado neste trabalho.

O método R_f/ϕ , extensamente discutido por Ramsay & Huber (1983) e Lisle (1985), assume que a matriz e os objetos elipsoidais são deformados de maneira conjunta. Para cada objeto elíptico mede-se a razão entre os eixos (R_f) e o ângulo ϕ entre o eixo maior e uma superfície de referência (Fiori, 1997). Estes parâmetros dependem tanto da orientação inicial das partículas (θ) quanto das razões axiais originais (R_i).

Os métodos de quantificação da deformação apresentam uma série de restrições e dificuldades intrínsecas, conforme discutido pelos autores supracitados e por Knauer (1999) e Cordeiro (2008). As limitações são ainda maiores quando da análise de rochas metassedimentares, visto que geralmente pouco se conhece a respeito da geometria das partículas após o processo diagenético e anteriormente à deformação imposta por tectonismo.

Apesar das limitações, Paterson & Yu (1994) afirmam que, na impossibilidade de se determinar a geometria dos grãos antes da deformação, tornam-se aceitáveis valores bibliográficos, a exemplo de (1,31 : 1,14 : 1,00) para os eixos principais de grãos em arenitos. De posse de tais informações os parâmetros da deformação podem ser determinados por diferentes *softwares*, sempre atentando para possíveis restrições (Lopes-Silva *et al.*, 2005).

5.2 - Quantificação da deformação em clastos do Nível A da Formação São João da Chapada

Metodologia

Inúmeros afloramentos de metarruditos do Nível A da Formação São João da Chapada se caracterizam por arcabouço formado por clastos de cor rosa a vermelha que indicam retrabalhamento da Formação Bandeirinha. Boa exposição destas rochas ocorre a oeste da Serra da Miúda, onde os clastos estão ora orientados segundo a foliação da matriz (S_n), ora desorganizados (Fig. 8). Estes clastos são quase sempre bem estratificados e apresentam uma foliação muito bem marcada, paralela ao acamamento (S_{n-1}/S_0).

Cinco clastos do metarrudito (amostras LLS 52 a 56) foram coletados e analisados em dezoito lâminas

petrográficas, a partir das quais obtiveram-se os parâmetros R_f e ϕ . O objetivo do trabalho foi verificar a direção e sentido do maior estiramento dos grãos em cada clasto e traçar um paralelo com a deformação observada para o Supergrupo Espinhaço (com vergência conhecida para oeste, conforme Knauer, 1999 e Cordeiro, 2008). Os fragmentos apresentam, em geral, bons planos de quebra (foliação dos clastos, S_{n-1}), que foram utilizados para a coleta orientada. Para cada clasto amostrado foram medidos os planos de foliação e as lineações associadas. Estas últimas foram utilizadas na seleção dos planos de laminação.

Os planos de foliação dos clastos comumente discordam da foliação da matriz do metarrudito, de atitude em torno de 100/45. É notória ainda a existência de lineações de estiramento de atitudes variadas nestes clastos. Ressalta-se que estas lineações se destacam ainda mais nos clastos cujos planos S_{n-1} (clastos) se paralelizam à foliação S_n da matriz.



Figura 8. Afloramento de metarrudito do Nível A da Formação São João da Chapada. Clastos da rocha foram utilizados para análise quantitativa da deformação. S_n da matriz: 100/45. Localizado diretamente a oeste da Serra da Miúda, próximo à BR 367.

Em diversos clastos é ainda possível observar duas ou três lineações distintas nos mesmos planos. A situação leva a crer, de pronto, que estas estruturas já estavam impressas nos planos da Formação Bandeirinha antes do seu retrabalhamento na Bacia Espinhaço. Entretanto, é

necessário levar em consideração a possibilidade, seja ela remota ou não, de que as lineações tenham sido geradas por movimentação interestratal de natureza deposicional ou mesmo em consequência de movimento antitético dos planos dos clastos, orientados de forma contrária ao esforço tectônico durante a deformação do metarrudito.

Após amostrados os clastos e confeccionadas as lâminas petrográficas paralelas e ortogonais às lineações, estas foram descritas e fotografadas ao microscópio. As fotomicrografias foram efetuadas mantendo-se a superfície de referência das lâminas (plano de foliação) paralela ao fio "horizontal" do retículo. Desta forma, todas as fotomicrografias têm como *datum* esta superfície.

Impressas as fotomicrografias, os grãos sedimentares visíveis foram delimitados em *overlay* e posteriormente transformados em arquivos digitais, a partir dos quais executou-se a quantificação dos parâmetros destes grãos. A análise foi efetuada através do *software* ImageTool 3.00 (UTHSCSA, 2002), que fornece uma série de parâmetros para cada grão individual com base nas imagens (comprimento dos eixos, razões, ângulo com a superfície horizontal de referência, entre outros). Os dados obtidos foram então estatisticamente tratados com a determinação da razão entre os eixos (R_f) e ângulo com a superfície de referência (ϕ) para cada lâmina (Tabela 2). Por fim foram gerados gráficos logarítmicos de $R_f \times \phi$ (exemplo na Fig. 9), apresentados em detalhe em Lopes-Silva (2008). Admitiu-se como principal plano de deformação para cada clasto aquele que apresentou maior razão na média harmônica entre os eixos (R_f). Optou-se pela média harmônica em detrimento da média aritmética pelo fato de a primeira diluir o efeito de valores anômalos. Seu resultado, mais conservador, é sempre inferior ao da média aritmética.

Resultados

Todos os planos analisados apresentaram valores da média harmônica de R_f superiores a 1,5, valor que reflete deformação tectônica. Logo, é válido assumir que o plano com maior valor de R_f para cada amostra representa aproximadamente a seção XZ do elipsóide de deformação, correspondendo à elipse de maior razão axial (Fig. 9). Obviamente trata-se de uma aproximação, primeiro devido ao número limitado de lâminas por amostra, e segundo pela impossibilidade de se conhecer com segurança a geometria indeformada (estado primário) dos grãos.

Tabela 2. Síntese da disposição espacial dos planos analisados na quantificação da deformação e resultados obtidos.

Amostra	DADOS DAS LÂMINAS				QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO			
	Lâmina	Relação com o plano S_{n-1}	Relação com a Lineação	Plano da Lâmina	Nº de Objetos Analisados	Média Harmônica de Rf	Phi (°)	Vergência da Elipse (2D) de deformação
LLS 52	LLS 52-A	Perp. a 099/45	// a 038/20	323/54	168	1,65	25	NE (053)
	LLS 52-B	Perp. a 099/45	// a 155/35	223/62	130	1,63	8	SE (133)
	LLS 52-C	Perp. a 099/45	Perp. a 038/20	204/75	125	1,56	15	SE (114)
	LLS 52-D	Perp. a 099/45	Perp. a 155/35	350/72	120	1,62	16	WSW (260)
LLS 53	LLS 53-A	Perp. a 325/80	// a 325/80	055(235)/90	100	1,74	25	SE (145)
	LLS 53-B	Perp. a 325/80	// a 282/77	233/81	128	1,67	22	SE (143)
	LLS 53-C	Perp. a 325/80	Perp. a 325/80	145/10	139	1,71	-16	SW (235)
	LLS 53-D	Perp. a 325/80	Perp. a 282/77	057/80	127	1,75	20	NW (327)
LLS 54	LLS 54-A	Perp. a 280/70	// a 280/70	010(190)/90	139	1,73	20	WNW (280)
	LLS 54-B	Perp. a 280/70	// a 328/62	017/71	158	1,69	-23	SE (107)
	LLS 54-C	Perp. a 280/70	Perp. a 328/62	184/74	115	1,59	25	WNW (274)
	LLS 54-D	Perp. a 280/70	// a 000/40	032/45	127	1,66	27	NW (302)
LLS 55	LLS 55-A	Perp. a 096/30	// a 096/30	006(186)/90	82	1,83	15	WNW (276)
	LLS 55-B	Perp. a 096/30	Perp. a 096/30	276/60	98	1,57	25	SSW (186)
LLS 56	LLS 56-A	Perp. a 109/47	// a 109/47	019(199)/90	96	1,81	-16	SE (109)
	LLS 56-B	Perp. a 109/47	Perp. a 109/47	289/43	76	1,62	27	NE (019)
	LLS 56-C	Perp. a 109/47	// a 065/35	354/65	98	1,72	-6	ENE (084)
	LLS 56-D	Perp. a 109/47	// a 128/45	208/81	96	1,67	-15	SE (118)

Embora não se conheça o estado inicial dos sedimentos, assume-se aqui que para uma mesma amostra a geometria dos grãos apresentava-se aproximadamente constante, tenham sido eles esféricos ou não. As características da Formação Bandeirinha, fonte dos sedimentos, apontam para a possibilidade de que os grãos tenham apresentado alta esfericidade em seu estado original. Estes são, em geral, arredondados a bem arredondados, uniformes em composição e bem selecionados e maduros, o que reforça esta hipótese. Independentemente do valor de R_i , assumindo-se que este era semelhante para todas as seções analisadas dentro de uma mesma amostra, o valor de R_f permite quantificar a deformação relativa entre estas seções. Por conseqüência, é razoável admitir que os maiores valores de R_f de fato reflitam a principal elipse de deformação para cada clasto. O interesse maior deste trabalho é justamente verificar a vergência da principal elipse determinada em cada amostra, independentemente do valor absoluto de R_f (desde que este esteja no campo de deformação tectônica – maior que 1,5 – o que é o caso para todas as lâminas estudadas).

A amostra LLS 52 apresentou principal elipse de deformação com vergência para NE (053Az), com valor de R_f de 1,65 e ϕ de 25° (Fig. 9). O plano da

elipse é paralelo à principal lineação determinada na amostra (038/20), contida no plano de foliação 099/45. Entretanto, a vergência da elipse é contrária à da lineação. Se a lineação e o estiramento dos grãos foram gerados em um mesmo evento, a vergência oposta indica que houve rotação da amostra (clasto) após a deformação.

A amostra LLS 53 propiciou maior dificuldade na quantificação da deformação. O litotipo é micáceo e o grau de deformação é ligeiramente mais alto, o que dificultou a determinação dos grãos sedimentares em alguns pontos. A principal elipse encontrada tem vergência para NW (327Az), com R_f de 1,75 e ϕ de 20°. O plano desta elipse é perpendicular à lineação 282/77, contida na foliação 325/80. Para esta amostra foram encontradas de duas a três populações de ϕ , o que pode refletir superposição de eventos de deformação e rearranjo parcial dos grãos.

A principal elipse da amostra LLS 54 verge para WNW (280Az), com valor de R_f igual a 1,73 e ϕ de 20°. O plano que contém a elipse é paralelo à principal lineação verificada na foliação (280/70). Assim como ocorre para a amostra LLS 52, a vergência oposta da elipse quando comparada à lineação sugere rotação da rocha após ter sido deformada.

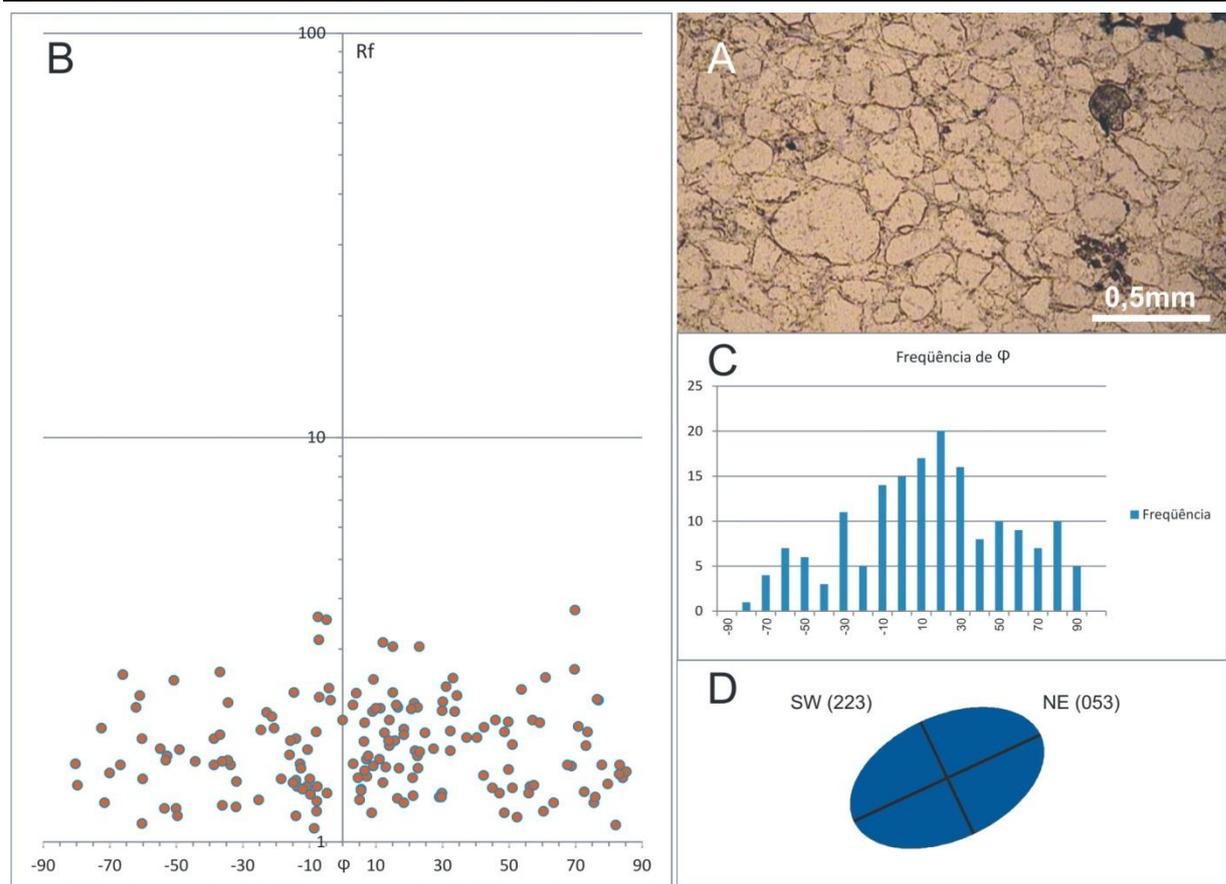


Figura 9. Parâmetros da deformação para ortoquartzito que compõe clasto do Nível A – Formação São João da Chapada (lâmina LLS 52-A). Em (A), fotomicrografia da rocha analisada. Em (B), gráfico Rf/ ϕ . (C) destaca histograma de frequência de ϕ . (D) representa a elipse de deformação calculada a partir dos parâmetros, com vergência para NE. Gráficos para todas as amostras disponíveis em Lopes-Silva (2008).

A amostra LLS 55 apresenta plano de foliação sub-paralelo à foliação da matriz do metarrudito. Conseqüentemente, a lineação encontrada neste clasto é mais bem desenvolvida que nos demais, sendo nitidamente *down dip*. A elipse de deformação determinada paralelamente a esta lineação apresenta o maior Rf dentre todas as dezoito lâminas, com valor de 1,83 e ϕ de 15°. A vergência da elipse para WNW (276Az) concorda com o padrão observado para o Supergrupo Espinhaço.

A principal elipse verificada para a amostra LLS 56 apresenta vergência para SE (109Az) e ϕ de -16°. Duas populações de ϕ ocorrem para as lâminas analisadas, o que pode ser conseqüência de superposição de eventos de deformação. O plano que contém a elipse de maior deformação é paralelo à lineação principal, 109/47, e novamente mostra vergência contrária, donde supõe-se rotação da amostra já deformada.

Dos resultados obtidos, constata-se imediatamente completa dispersão das elipses principais de deformação quando comparados os clastos (Fig. 10).

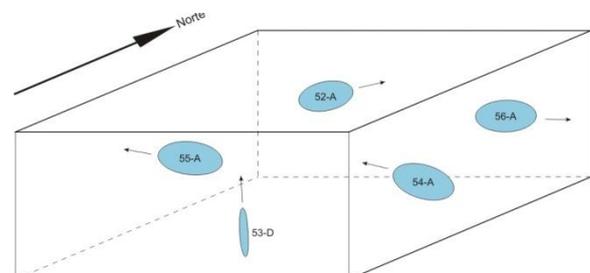


Figura 10. Representação tridimensional das elipses principais de deformação determinadas para os clastos analisados. Setas indicam vergência. É visível a dispersão das elipses, que concordam com a deformação do Supergrupo Espinhaço apenas nas amostras 54 e 55.

Apenas para a amostra LLS 53 não se observa relação direta entre a lineação mais evidente no clasto e a principal elipse de deformação, o que pode refletir a incidência de mais de um evento tectônico. As amostras LLS 52, 54 e 56, por apresentarem vergência contrária entre lineação e principal elipse de deformação, constituem forte evidência de que a rocha-fonte do metarrudito encontrava-se deformada antes da deposição. O processo deposicional teve o efeito de dispor de maneira aleatória os fragmentos já deformados (Fig.

11). Ressalva deve ser feita apenas para a amostra LLS 54, cuja vergência da elipse concorda com o padrão do Supergrupo Espinhaço. Neste caso, não se descarta a possibilidade de os grãos estarem orientados como efeito do(s) evento(s) deformador(es) do supergrupo.

Nos locais onde os clastos estão rotacionados de forma a sub-paralelizar o S_{n-1} (fragmento) e o S_n (matriz) existe forte tendência de os grãos dos clastos refletirem a deformação da matriz (Fig. 11). A hipótese se sustenta nos resultados obtidos para a amostra LLS 55, onde o paralelismo entre a foliação do clasto e da matriz promove o desenvolvimento de lineação de estiramento muito evidente em S_{n-1} e estiramento dos grãos com vergência concordante com a lineação. Embora esta vergência concorde com a deformação do Supergrupo Espinhaço, a ocorrência de um sub-máximo de ϕ sugere que os grãos sedimentares encontravam-se anteriormente deformados.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

As discussões sobre a relação geológica entre os grupos Costa Sena e Guinda na região de Diamantina requerem a conjunção de uma série de dados estratigráficos e estruturais. Novos argumentos poderiam ser lançados, por exemplo, a partir de dados geocronológicos diretos que comprovassem idade orosiriana (Grupo Costa Sena) ou estateriana (Grupo Guinda) para a formação. Chemale Jr. *et al.* (2010) atribuem idades estaterianas à Formação Bandeirinha (1,8Ga), embora no mesmo trabalho não indiquem a coleta de amostras desta unidade, restringindo-se à Formação São João da Chapada (vide Figura 2 de Chemale Jr. *et al.*, 2010). Assim sendo, a Formação Bandeirinha é mantida como

base do Supergrupo Espinhaço pela adoção de modelos prévios (e.g. Martins-Neto, 2000).

Os dados estratigráficos sugerem a existência de contato gradacional entre as formações Barão do Guaicuí e Bandeirinha em quase todas as seções geológicas realizadas. A gradação é caracterizada por aumento no percentual de quartzo nos níveis superiores da Formação Barão do Guaicuí, constituída no topo por quartzo xistos que passam aos quartzitos basais da Formação Bandeirinha. A existência de relictos de grãos sedimentares de quartzo nos xistos, ocorrência de quartzitos, ausência de expressivos veios deste mineral nas zonas de contato e o caráter cisalhado de quase todo o pacote (e não apenas do topo) reforçam o caráter gradacional.

Não há quaisquer indícios diretos de que a Formação Bandeirinha tenha sido depositada durante a mesma tafrogênese que originou as formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho. Esta hipótese é suportada por interpretações que derivam de modelos evolutivos para a Bacia Espinhaço, mas que geralmente não são justificadas por dados de campo.

Os modelos de estratigrafia de seqüências posicionam a Formação Bandeirinha no Estateriano como registro inicial da evolução do *Rift* (e *Pré-Rift*) Espinhaço. A unidade de fato apresenta importantes discordâncias erosivas internas que podem definir até três seqüências deposicionais, embora a Seqüência Basal tenha distribuição geográfica muito restrita. Contudo, a existência de tais seqüências não consiste em prova para que estas sejam correlacionadas ao Grupo Guinda.

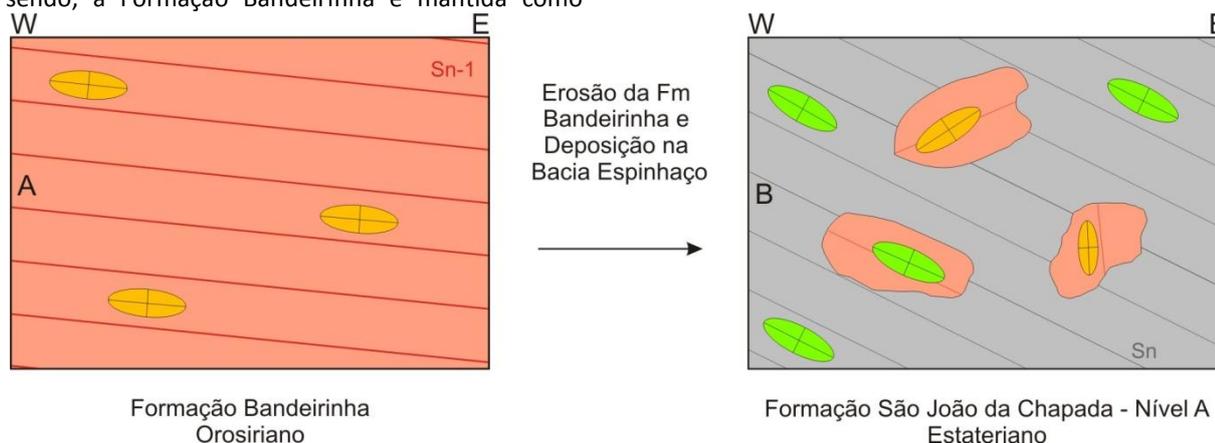


Figura 11. Síntese interpretativa dos resultados obtidos através da quantificação da deformação nos clastos. À esquerda, Formação Bandeirinha deformada durante o Orosiriano com desenvolvimento da foliação S_{n-1} e elipsóides com suposta vergência para os quadrantes oeste (em amarelo). A unidade é parcialmente retrabalhada e depositada na Bacia Espinhaço durante o Estateriano (direita). A deformação do Supergrupo Espinhaço durante o Uruaçuano e/ou Brasiliano promove a formação da foliação regional S_n e dos elipsóides típicos do supergrupo, com vergência para oeste (em verde). Clastos da Formação Bandeirinha preservam parcialmente o registro da deformação orosiriana. Em (a), S_{n-1} é sub-paralelo a S_n e o clasto registra preferencialmente o estiramento dos grãos segundo a deformação do Supergrupo Espinhaço (e.g. amostra LLS 55).

O conjunto de evidências de cunho estratigráfico aponta no sentido de manter-se o Grupo Costa Sena conforme definido inicialmente por Fogaça *et al.* (1984). Os questionamentos contrários não descaracterizam o contato gradacional entre esta e a Formação Barão do Guaicuí.

Os elementos estruturais preservados nas formações Barão do Guaicuí e Bandeirinha e Grupo Guinda evidenciam transporte de massa dos quadrantes leste para oeste. A evolução polifásica da Formação Bandeirinha é sugerida pela discordância existente entre a foliação desta unidade e do Grupo Guinda. A foliação impressa na Formação Barão do Guaicuí não mostra discrepância quando comparada à do Grupo Guinda pelo caráter mais plástico da unidade. A estrutura foi reorientada durante o(s) evento(s) de deformação do Supergrupo Espinhaço.

O contraste estrutural sugere que a Formação Bandeirinha tenha sido deformada anteriormente ao Grupo Guinda. A assertiva é reforçada através da quantificação da deformação em clastos do Nível A da Formação São João da Chapada. Estes fragmentos, provenientes da erosão da Formação Bandeirinha, registram uma série de lineações de estiramento dispersas nos planos de foliação S_{n-1} . As elipses principais de deformação características para cada clasto mostram sempre razões axiais (Rf) superiores a 1,5, o que caracteriza estiramento tectônico dos grãos. Apresentam ainda padrão randômico, por vezes com vergência para os quadrantes leste, o que discorda totalmente da deformação da matriz da rocha. Esta aleatoriedade implica necessariamente que a Formação Bandeirinha tenha sido deformada e posteriormente retrabalhada na Bacia Espinhaço, o que confronta a hipótese de que a unidade fora afetada por apenas uma orogênese. Os resultados obtidos juntam-se aos dados estratigráficos e demais argumentos estruturais no sentido de atribuir à Formação Bandeirinha uma idade mais antiga que aquela considerada para o Grupo Guinda.

Com base no exposto, sugere-se a manutenção do Grupo Costa Sena conforme a proposta inicial de Fogaça *et al.* (1984), em grande parte baseada na definição do “Grupo Maquiné” no sentido de Schöll & Fogaça (1979, 1981).

7. REFERÊNCIAS

Almeida-Abreu P.A. 1989. *Geologia das quadriculas Onça e Cuiabá (Gouveia-MG), região mediana-central da Serra do Espinhaço Meridional*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 75 p.

Almeida-Abreu P.A. 1993. *A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil*. Universidade Freiburg, Tese de Doutorado, 150 p.

Almeida-Abreu P.A. 1995. O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais: o rifte, a bacia e o orógeno. *Geonomos*, **3(1)**: 1-18.

Almeida-Abreu P.A. 1996. O caminho das pedras. *Geonomos*, **4(1)**: 77-93.

Almeida-Abreu P.A. & Pflug R. 1994. The geodynamic evolution of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Zbl. Geol. Paläont.*, **1(1/2)**: 21-44.

Almeida-Abreu P.A. & Renger F.E. 1999a. Discussão - O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia rifte-sag do Paleo-/Mesoproterozóico, de Marcelo A. Martins-Neto, 1998, *Rev. Bras. Geoc.*, **28(2)**: 151-168. *Rev. Bras. Geoc.*, **29(4)**: 663-668.

Almeida-Abreu P.A. & Renger F.E. 1999b. Discussão - Sobre a polêmica da origem do diamante na Serra do Espinhaço (Minas Gerais): um enfoque mineralógico, de Mário Luiz de Sá Carneiro Chaves, Joachim Karfunkel & Darci Pedro Svisero, 1998, *Rev. Bras. Geoc.*, **28**:285-294. *Rev. Bras. Geoc.*, **29(4)**: 669-674.

Almeida-Abreu P.A. & Renger F.E. 2002. Serra do Espinhaço Meridional: um orógeno de colisão mesoproterozóico. *Rev. Bras. Geoc.*, **32(1)**: 1-14.

Almeida-Abreu P.A., Sales J.C.S. & Knauer L.G. 1986a. Estudos de fácies sedimentares e sistemas deposicionais na Lavra dos Caldeirões e adjacências, Distrito de Sopa (Diamantina-MG). In: 34 Congresso Brasileiro de Geologia, SBG. 1986. Goiânia, GO: 368-376.

Almeida-Abreu P.A., Fernandes P.C.O., Knauer L.G., Hartmann M.B., Donato M.T.R. & Schorscher H.D. 1986b. Elementos da zona de cisalhamento dúctil da borda oriental da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. In: 34 Congresso Brasileiro de Geologia, SBG. 1986. Goiânia, GO: 1219-1236.

Bruni M.A.L, Almeida J.T. & Bruni E.C. 1974. Carta geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Rio São Francisco – SC.23. Brasília, Departamento Nacional de Produção Mineral.

Carvalho A.S. 1982. *Geologia e gênese das mineralizações de quartzo no Espinhaço Meridional - MG*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Dissertação de Mestrado, 75 p.

Chaves M.L.S.C. & Svisero D.P. 1999. Diamantes de Minas Gerais: qual terá sido o caminho das pedras? *Ciência Hoje*, **150**: 22-27.

Chaves M.L.S.C., Karfunkel J., Banko A., Stasiulevicius R. & Svisero D.P. 1996. Diamantes de capa verde: frequência, distribuição e possível origem dos depósitos diamantíferos de Minas Gerais. In: 39 Congresso Brasileiro de Geologia, SBG. 1996. Salvador, BA: 189-190.

Chaves M.L.S.C., Karfunkel J. & Svisero D.P. 1998a. Lower Cretaceous conglomerates in the southern São Francisco Basin, Minas Gerais: a proposed model for the redistribution of the ancient diamonds to cenozoic colluvial-alluvial deposits. *Ac. Bras. Cienc.*, **70**: 477-490.

Chaves M.L.S.C., Svisero D.P. & Karfunkel J. 1998b. Sobre a polêmica da origem do diamante na Serra do Espinhaço (Minas Gerais): um enfoque mineralógico. *Rev. Bras. Geoc.*, **28**: 285-294.

Chaves M.L.S.C., Karfunkel J. & Addad J. 1999. Geologia da região diamantífera de Grão Mogol -MG. *Geociências*, **18**: 129-155.

Chaves M.L.S.C., Dussin T.M. & Sano Y. 2000. The source of the Espinhaço diamonds: evidences from Shrimp U-Pb zircon ages of the Sopa conglomerate and Pb-Pb zircon evaporation ages of metavolcanic rocks. *Rev. Bras. Geoc.*, **30(2)**: 265-269.

- Chaves M.L.S.C., Karfunkel J., Hoppe A. & Hoover D.B. 2001. Diamonds from the Espinhaço Range (Brazil) and their redistribution through the geologic record. *Jour. South Am. Earth Sci.*, **14**: 277-289.
- Chaves M.L.S.C., Geraldes M.C., Sano Y. & Chambel L. 2005. Primeiros resultados da datação Pb-Pb em diamantes carbonados da Chapada Diamantina (BA) e Rio Jequitinhonha (MG), Serra do Espinhaço. *Rev. Bras. Geoc.*, **35(3)**: 419-422.
- Chemale Jr. F., Dussin I.A., Martins M.S., Alkmim F.F. & Queiroga, G. 2010. The Espinhaço Supergroup in Minas Gerais: a Stenian Basin? In: 7 South American Symposium on Isotope Geology – SSAGI. 2010. Brasília, DF: 552-555.
- Cordeiro J.S. 2008. *A quantificação da deformação em rochas metassedimentares dos grupos Costa Sena e Guinda, Paleoproterozóico da Serra do Espinhaço Meridional*. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Dissertação de Mestrado, 280 p.
- Dossin I.A., Uhlein A. & Dossin T.M. 1984. Geologia da Faixa Móvel Espinhaço em sua porção meridional – MG. In: 33 Congresso Brasileiro de Geologia, SBG. 1984. Rio de Janeiro, RJ: 3118-3132.
- Dussin I.A. & Dussin T.M. 1995. Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos*, **3(1)**: 19-26.
- Fiori A.P. 1997. *Introdução à análise da deformação*. Ed. UFPR, 249 p.
- Fogaça A.C.C. 1995. Geologia da Folha Diamantina. Belo Horizonte, COMIG-UFMG, 98 p. (Projeto Espinhaço)
- Fogaça A.C.C. & Almeida-Abreu P.A. 1982. Depósitos de planícies de marés na Formação Sopa-Brumadinho (Proterozóico Inferior), Cordilheira do Espinhaço, Estado de Minas Gerais, Brasil. In: 5 Congresso Latino-Americano de Geologia, Buenos Aires: 373-388.
- Fogaça A.C.C., Almeida-Abreu P.A. & Schorscher H.D. 1984. Estratigrafia da seqüência supracrustal arqueana na porção mediana central da Serra do Espinhaço, MG. In: 33 Congresso Brasileiro de Geologia, SBG. 1984. Rio de Janeiro, RJ: 2652-2667.
- Freitas M.A.C. & Faria D. 1982. *Mapeamento geológico das porções oeste da Quadrícula de Extração*. Universidade de Fortaleza / Centro de Geologia Eschwege, Relatório de Graduação, 70 p.
- Fry N. 1979. Random point distribution and strain measurements in rocks. *Tectonophysics*, **60**: 89-105.
- Gatter I. & Morteani G. 1999. The fluid inclusions in the gem quality lazulite from the Banderinha Formation (Diamantina, Minas Gerais, Brazil). *Z.D.T. Gemmol. Ges.*, **48(2)**: 65-76.
- Herrgesell G. 1984. *Das Präkambrium am Ostrand der Serra do Cipó (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien)*. Universidade Freiburg, Tese de Doutorado, 247 p.
- Herrgesell G. & Pflug R. 1986. The thrust belt of the Southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Zbl. Geol. Paläont.*, **9/10**: 1405-1414.
- Horn A.H., Morteani G. & Ackermann D. 1996. Significado da ocorrência de fosfatos e boratos de alumínio no contato entre os supergrupos Rio Paraúna e Espinhaço na região de Diamantina, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, **4(1)**: 1-10.
- Knauer L.G. 1984. A geologia da área do Ribeirão do Inferno, Diamantina, Minas Gerais. In: 33 Congresso Brasileiro de Geologia, SBG. 1984. Rio de Janeiro, RJ: 1249-1261.
- Knauer L.G. 1990. *Evolução geológica do Pré-Cambriano da porção centro-oeste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada*. Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, Dissertação de Mestrado, 298 p.
- Knauer L.G. 1999. *Aspectos estratigráficos e estruturais das unidades proterozóicas da Serra do Espinhaço Meridional e suas implicações para a caracterização do Evento Uruçuano*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Tese de Doutorado, 226 p.
- Knauer L.G. 2007. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural. *Geonomos*, **15(1)**: 81-90.
- Knauer L.G. & Ebert H.D. 1997. Estruturação tectônica da região de Diamantina, MG e considerações sobre a idade do Orógeno Espinhaço. In: 7 Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos - SNET, SBG. 1997. Pirenópolis, GO: 56-58.
- Lisle R.J. 1985. *Geological strain analysis – a manual for the Rf/φ technique*. Pergamon Press, 76 p.
- Lopes-Silva L. 2008. *Relação estratigráfica e estrutural entre os grupos Costa Sena e Guinda na região de Diamantina, Minas Gerais*. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Dissertação de Mestrado, 198p.
- Lopes-Silva L., Pereira M.G. & Knauer L.G. 2005. Quantificação da deformação: comparação entre programas aplicados a modelos teóricos e sua limitação em metassedimentos. In: 10 Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos - SNET, SBG. 2005. Curitiba, PR: 147-149.
- 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*. Belo Horizonte, SBG/MG, p.171-174 (Boletim 10).
- Martins M.S. 2002. *Geologia da bacia do Rio Macaúbas (MG), com ênfase nas ocorrências diamantíferas*. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Dissertação de Mestrado, 86 p.
- Martins M.S. 2006. *Geologia dos diamantes e carbonados aluvionares da bacia do Rio Macaúbas (MG)*. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Tese de Doutorado, 248 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 Freiburg, Tese de Doutorado, 155 p.
- Martins-Neto M.A. 1995a. A evolução tectônica da Bacia Espinhaço no Estado de Minas Gerais. In: 5 Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos - SNET, SBG. 1995. Gramado, RS: 287-289.
- Martins-Neto M.A. 1995b. *Tectono-estratigrafia da Bacia Espinhaço no Estado de Minas Gerais*. Belo Horizonte, SBG/MG, p.25-27 (Boletim 13).
- Martins-Neto M.A. 1995c. *A evolução paleogeográfica da Tectonosseqüência Sopa-Brumadinho, Bacia Espinhaço, fase riftê, na região entre Sopa e Gouveia (MG)*. Belo Horizonte, SBG/MG, p.16-18 (Boletim 13).
- Martins-Neto M.A. 1995d. *Fácies de fluxos gravitacionais de sedimentos na Tectonosseqüência Sopa-Brumadinho, Bacia Espinhaço (MG)*. Belo Horizonte, SBG/MG, p.22-24 (Boletim 13).
- Martins-Neto M.A. 1998. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia riftê-sag do Paleó/Mesoproterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, **28(2)**: 151-168.
- Martins-Neto M.A. 1999. Réplica da discussão - O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia riftê-sag

- do Paleoproterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**: 665-668.
- Martins-Neto M.A. 2000. Tectonics and sedimentation in a paleo/mesoproterozoic rift-sag basin (Espinhaço basin, southern Brazil). *Precambrian Research*, **103**: 147-173.
- Paterson S.R. & Yu H. 1994. Primary fabric ellipsoids in sandstones: implication for depositional processes and strain analysis. *Journal of Structural Geology*, **16**: 505-518.
- Pinho A.N. & Almeida-Abreu P.A. 1983. *Geologia da Quadrícula Caxambu*. Diamantina, DNP/CPM/CGE, 38 p (Relatório Interno).
- Pflug R. 1968. *Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na Região de Diamantina*. Rio de Janeiro, DNP/DGM, p.1-20 (Not. Prel. Est. 142).
- Ramsay J.G. 1967. *Folding and fracturing rocks*. McGraw Hill Book Co., 568 p.
- Ramsay J.G. & Huber M.I. 1983. *The techniques of modern structural geology: strain analysis*. Acad. Press, 307 p.
- Renger F.E. 1979. Evolução dos conceitos geológicos da Serra do Espinhaço. In: 1 Simpósio de Geologia de Minas Gerais, SBG/MG. 1979. Diamantina, MG: 9-28.
- Renger F.E. & Knauer L.G. 1995. Espinhaço – Quo vadis? (Onde está? – Aonde vai?) – A evolução dos conhecimentos sobre a Cordilheira do Espinhaço Meridional em Minas Gerais entre 1979 e 1995. *Geonomos*, **3(1)**: 31-39.
- Scarpelli A.G., Fonseca A., Costa R.D. & Jesus W.M. 1985. *Mapeamento geológico da região da Serra Janella de Pedra, SE de Gouveia, MG*. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Trabalho de Graduação, 89 p.
- Schöll W.U. & Fogaça A.C.C. 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. In: 1 Simpósio de Geologia de Minas Gerais, SBG/MG. 1979. Diamantina, MG: 55-73.
- Schöll W.U. & Fogaça A.C.C. 1981. *Geologia das quadrículas Guinda e Gouveia*. Diamantina, DNP/CPM/CGE, 63 p. (Relatório Interno).
- Silva R.R. 1995. *Contribution to the stratigraphy and paleogeography of the lower Espinhaço Supergroup (Mesoproterozoic) between Diamantina and Gouveia, Minas Gerais State, Brazil*. Universidade Freiburg, Tese de Doutorado, 115 p.
- Silva R.R. 1998. As bacias proterozóicas do Espinhaço e São Francisco em Minas Gerais: uma abordagem do ponto de vista da estratigrafia de seqüências. *Geonomos*, **6(1)**: 1-12.
- Souza E.M. & Martins M.O.Z. 1995. A Cordilheira do Espinhaço em Minas Gerais: um levantamento bibliográfico. *Geonomos*, **3(1)**: 87-97.
- Uhlein A. 1991. *Transição cráton – faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no Estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 295 p.
- Uhlein A., Trompette R.A. & Egydio-Silva M., 1995. Rifeamentos superpostos e tectônica de inversão na borda sudeste do Cráton do São Francisco. *Geonomos*, **3(1)**: 99-107.
- UTHSCSA, 2002. ImageTool for Windows, Version 3.00. The University of Texas Health Science Center in San Antonio. Development Team: Wilcox D., Dove B., Mcdavid D & Greer D. Disponível em <http://ddsdx.uthscsa.edu/dig/itdesc.html>. Acesso em: 09/01/2008.