

A GEOLOGIA ENTRE MACAÚBAS E CANATIBA (BAHIA) E A EVOLUÇÃO DO SUPERGRUPO ESPINHAÇO NO BRASIL ORIENTAL

Fabício de Andrade Caxito¹, Yan Lucas de O. Pereira Dos Santos¹, Alexandre Uhlein¹, Augusto José Pedreira² & Fabiano Richard L. Faulstich³

ABSTRACT

The Espinhaço Supergroup cropping out between the cities of Macaúbas and Canatiba, in the northern Espinhaço range, Bahia, is composed by the Pajeú Group (metarhythmites and intermediate to acid metavolcanics), the Bom Retiro Formation (mature quartzites with metric to decametric cross-bedding), the São Marcos Group (quartzites with wavy stratification and wave-related cross-bedding, intercalated with mica-schists) and the Sítio Novo Group (cross-bedded, conglomeratic and massive quartzites, metarhythmites and metapelites). The bedrock (gneisses and schists) is tectonically emplaced over the Espinhaço Supergroup in the eastern portion of the area, and the Espinhaço Supergroup is unconformably covered by the Santo Onofre Group (graphite-phyllites and metarhythmites) in the western portion of the area. This whole stratigraphic package is inverted, allowing, together with relations between bedding and schistosity, to define a large inverted limb of an asymmetric fold with axis NNW-SSE.

In the Veredas Formation, intermediate portion of the Sítio Novo Group, occurs a bed of approximately 10 m of deep blue dumortierite-quartzites, used as ornamental rocks. Samples of these rocks have been analysed using optic, cathodoluminescence and electronic microscopic techniques, revealing its mineralogic and micromorphologic features.

Comparing the stratigraphic and sedimentologic features of the studied area with other outcropping areas of the Espinhaço Supergroup, it can be concluded that it has evolved through three sedimentary megacycles, represented on each of the portions of the Espinhaço Range and Diamantina Plateau in the eastern region of Brazil. The first megacycle involves syn-rift sedimentation, starting at about 1,75 Ga (Statherian Period). The second megacycle involves fundamentally eolian sedimentation. The third megacycle involves mainly shallow marine to transitional sedimentation, with important tectonic reactivation in the northern sector of the basin. All megacycles evolved in intracratonic environment.

INTRODUÇÃO

O objetivo deste trabalho é apresentar os resultados do mapeamento geológico entre as cidades de Macaúbas e Canatiba, na região central da Bahia, entre os meridianos 42°55' e 42°40' W e os paralelos 13°00' e 13°10' S (Fig. 1), e dados petrográficos sobre dumortierita-quartzitos que afloram nesta área. Além disso, pretende-se contribuir para o conhecimento da "bacia Espinhaço" a partir de uma comparação entre as litofácies aflorantes nas diversas porções da Serra do Espinhaço e na região da Chapada Diamantina.

A Serra do Espinhaço é uma feição orográfica que se estende por mais de 1.000 km em direção meridional no Brasil oriental, desde o Quadrilátero Ferrífero, em Minas Gerais, até as fronteiras do estado da Bahia com os estados do Piauí e Pernambuco (Fig. 1). Seu arcabouço é sustentado por seqüências metassedimentares predominantemente psamopelíticas, com contribuições carbonáticas e vulcânicas - os supergrupos Espinhaço e São Francisco (Pflug 1968, Pflug et al. 1969, Schobbenhaus 1996, Uhlein & Chaves 2001).

A geologia da Serra do Espinhaço Setentrional, conhecida no estado da Bahia por diversos nomes (Serra de Santo Onofre, Serra das Veredas), foi abrangida por alguns projetos de ação governamental e privada a partir

da década de 70 do século passado (Mascarenhas et al. 1971, Schobbenhaus 1972, Moutinho da Costa 1976, Inda & Barbosa 1978, Moutinho da Costa & Silva 1980). Nas últimas décadas o interesse pelo Espinhaço Setentrional vem crescendo progressivamente, com a publicação de vários trabalhos (p. ex. Jardim de Sá 1981, Uhlein & Pedreira 1989, Schobbenhaus 1996, Uhlein & Chaves 2001, Danderfer & Dardenne 2002).

ESTRATIGRAFIA

Observa-se no mapa geológico da Fig. 2 a distribuição das unidades aflorantes na área mapeada, em um marcante trend NNW-SSE, onde as unidades mais antigas encontram-se a leste e as mais novas a oeste, progressivamente. A coluna estratigráfica levantada para a área, esquematizada na Fig. 3, apresenta quase todo o pacote descrito por Danderfer & Dardenne (2002) para o Espinhaço Setentrional, com exceção do Grupo Botuporã, porção basal do Supergrupo Espinhaço, com composição litotípica semelhante ao Grupo Pajeú. No presente trabalho, optou-se por suprimir a denominação Supergrupo Oliveira dos Brejinhos empregada por Danderfer & Dardenne (2002), e englobar as rochas dos grupos Botuporã e Pajeú na porção basal do Supergrupo

1 - Departamento de Geologia / IGC / UFMG, Campus Pampulha, Av. Antônio Carlos, 6627, 31270-901, Belo Horizonte, MG; facaxito@yahoo.com.br.

2 - CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Salvador, BA

3 – CDM – Vale, Santa Luzia, MG

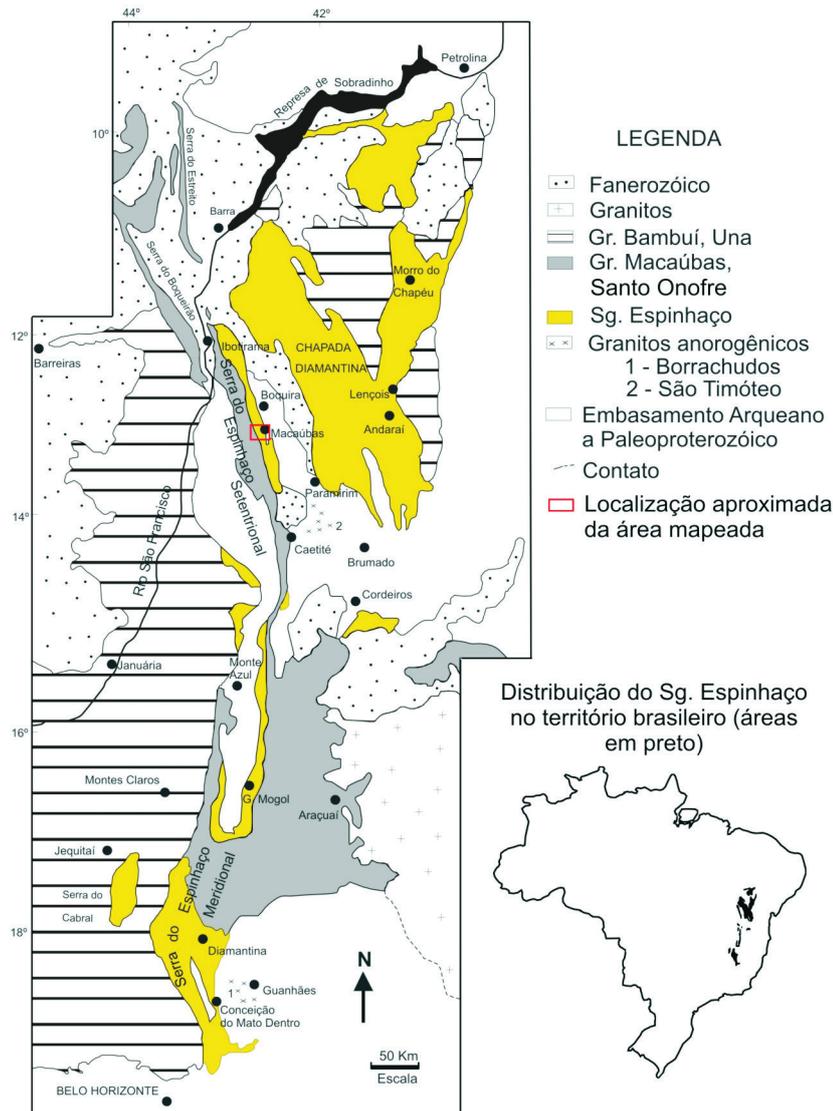


Figura 1 – Distribuição do Supergrupo Espinhaço no Brasil oriental, com indicação da localização aproximada da área de estudo. Modificado de Schobbenhaus (1993) e Uhlein & Chaves (2001).

Espinhaço. A espessura inferida para todo o pacote pode atingir cerca de 10.000 metros (Fig. 3), valor que deve, porém, ser interpretado com cautela, devido ao efeito da deformação impressa nessas rochas.

EMBASAMENTO

O embasamento pré-Espinhaço é representado por rochas arqueanas, aflorantes no extremo nordeste da área mapeada. Essa unidade engloba as rochas granito-gnáissicas do Complexo do Paramirim, datadas através do método Rb/Sr em 2,6 Ga por Jardim de Sá et al. (1976), e as rochas metavulcanossedimentares (predominantemente mica-xistos) do Complexo de Boquira. O contato entre o embasamento e as rochas do Supergrupo Espinhaço na área é de natureza tectônica, como será discutido adiante.

SUPERGRUPO ESPINHAÇO

O Supergrupo Espinhaço é representado na área de estudo pelo Grupo Pajeú, Formação Bom Retiro e grupos São Marcos e Sítio Novo. A espessura estimada desse pacote estratigráfico, devido aos efeitos da deformação impressa, pode chegar a quase 9.000 m.

Grupo Pajeú: composto pelas formações Ipuçaba e Bomba, é a base do Supergrupo Espinhaço na área de estudo, aflorante em sua porção leste. Na Formação Ipuçaba, com 1.125 m de espessura estimada, dominam metarrítmitos areno-pelíticos com gretas de contração, estratificação gradacional e laminações cruzadas. Localmente ocorrem quartzitos conglomeráticos a grânulo e com seixos esparsos. Essas litofácies são, em conjunto, sugestivas de um sistema deposicional predominantemente lacustre.

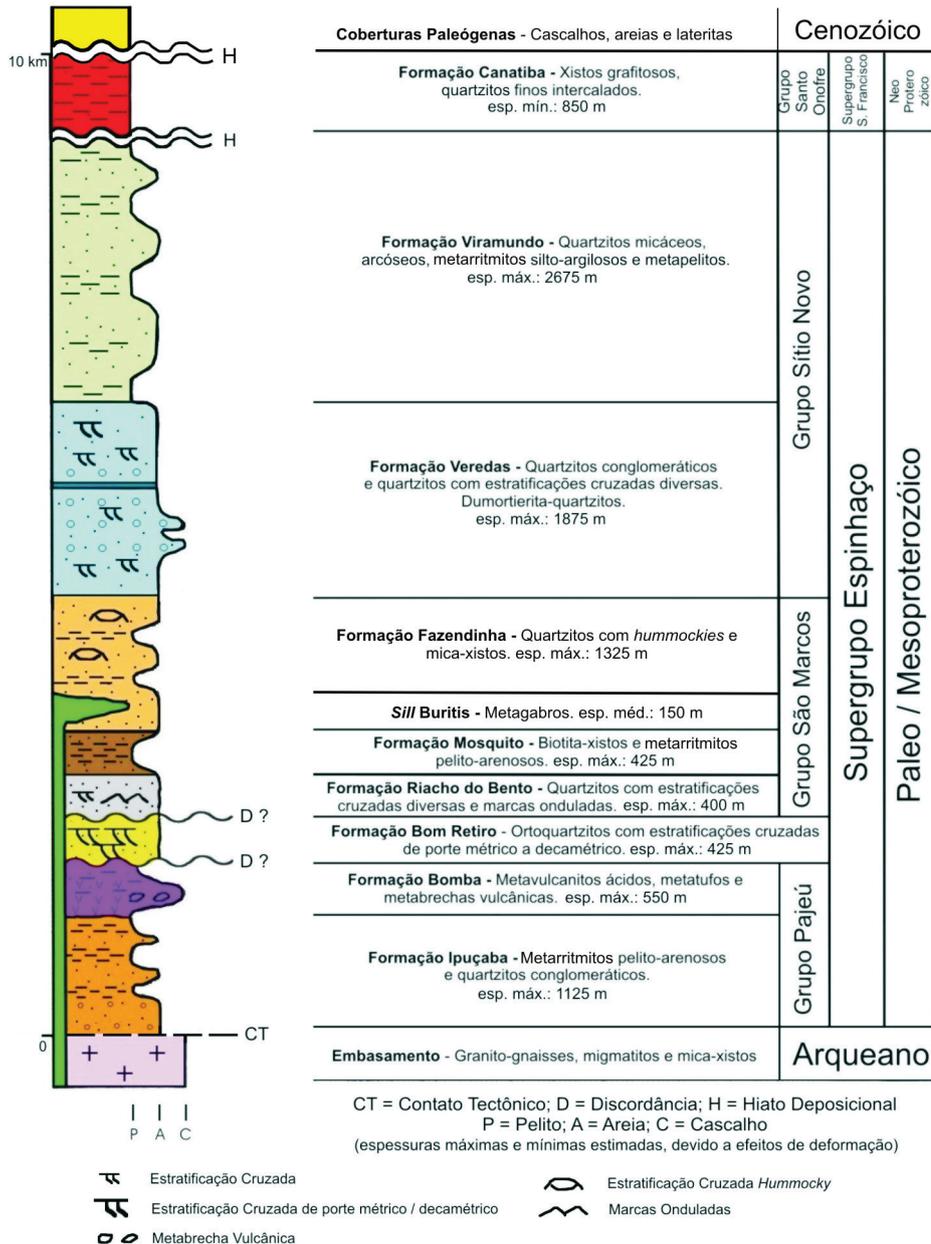


Fig. 3 – Coluna estratigráfica esquemática da região entre Macaúbas e Canatiba - BA

Sobrepostas a essa seqüência ocorrem rochas de filiação vulcânica ácida a intermediária, principalmente quartzo-pórfiros, com evidências de episódios de erupção explosiva (rochas piroclásticas, metabrechas vulcânicas) e contribuição epiclástica associada, englobadas na Formação Bomba, com 550 m de espessura estimada.

Formação Bom Retiro: É composta por uma seqüência de ortoquartzitos texturalmente maduros, com estratificações cruzadas tabulares de porte métrico a decamétrico, que sustentam a Serra de Macaúbas, a oeste da cidade homônima. Essas litofácies são típicas de um sistema deposicional eólico.

A monotonia de seus litotipos, a persistente continuidade lateral e a resposta inconfundível em

imagens de sensoriamento remoto, de textura rugosa e tonalidade esbranquiçada, fazem da Formação Bom Retiro uma excelente camada-guia, que na área de estudo atinge 425 m de espessura.

Grupo São Marcos: Aflorante na porção centro-leste da área, é composto por duas formações predominantemente psamíticas (Riacho do Bento e Fazendinha) separadas por uma formação pelítica (Mosquito), apresentando contatos gradacionais entre si.

A Formação Riacho do Bento é composta por quartzitos com estratificações cruzadas decimétricas e marcas de corrente, metarritmitos areno-pelíticos com estratificações dos tipos wavy e linsen, gretas de contração e marcas de corrente, e quartzitos com

estratificação cruzada de baixo ângulo a horizontal. É a unidade menos espessa de todo o pacote estratigráfico, com 400 m de espessura. A Formação Mosquito, por sua vez, é composta por biotita-xistos porfiroblásticos e metarritmitos pelito-arenosos, com 425 m de espessura. A Formação Fazendinha é composta por quartzitos com hummockies associados a mica-xistos, com 1.325 m de espessura.

As litofácies encontradas no Grupo São Marcos são indicativas de sedimentação marinha plataformal, em ciclos transgressivos e regressivos.

Grupo Sítio Novo: Na porção centro-oeste da área de estudo, aflora o Grupo Sítio Novo, constituído por duas formações: Veredas, predominantemente psamítica e que pode atingir até 1.875 m de espessura, e Viramundo, pelito-psamítica, com até 2.675 m de espessura, sendo portanto a unidade mais espessa de toda a área.

A Formação Veredas engloba vários tipos de quartzitos de caráter puro a levemente micáceo, desde conglomeráticos até maciços e fortemente silicificados, com laminações e estratificações cruzadas, planas e onduladas. Subordinadamente afloram metaconglomerados. Em sua porção intermediária, ocorre um nível com espessura média de 10 m de quartzitos silicificados de coloração azul, conferida pela presença do mineral dumortierita, com cianita subordinada em bandas localizadas (Fig. 5).

Os litotipos da Formação Viramundo englobam quartzitos arcoseanos e com fragmentos líticos, metarritmitos silto-argilosos e metapelitos.

As litofácies encontradas no Grupo Sítio Novo indicam um conjunto de ambientes deposicionais

distintos interligados, englobando sistemas fluviais, transicionais, deltáicos e marinhos rasos.

GRUPO SANTO ONOFRE

Schobbenhaus (1996) considerou o Grupo Santo Onofre do Espinhaço Setentrional como correlato ao Grupo Macaúbas do Espinhaço Meridional, em Minas Gerais, observando certa continuidade estrutural e identidade de litofácies entre estas duas unidades. Dessa forma, elas representam a sedimentação basal do Supergrupo São Francisco, separadas por discordância e hiato deposicional das rochas do Supergrupo Espinhaço.

O Grupo Santo Onofre é representado na área de estudo pela Formação Canatiba, de no mínimo 850 m de espessura, composta por filitos grafitosos e metarritmitos pelito-arenosos com grande contribuição carbonosa. Essa fácies indica sedimentação hemipelágica associada a fluxos turbidíticos distais.

ROCHAS INTRUSIVAS BÁSICAS

Um conjunto de soleiras metabásicas corta todo o Espinhaço Setentrional em sua porção leste. Na porção centro-sudeste da área mapeada aflora um desses corpos, intrusivo concordantemente nos quartzitos da Formação Fazendinha. Esse corpo, com espessura média de 150 m, foi denominado Sill Buritis. Trata-se de metagabros (anfibolitos) de granulação fanerítica fina a grossa, muitas vezes aflorando em campos de matações métricos com boa qualidade de exposição.

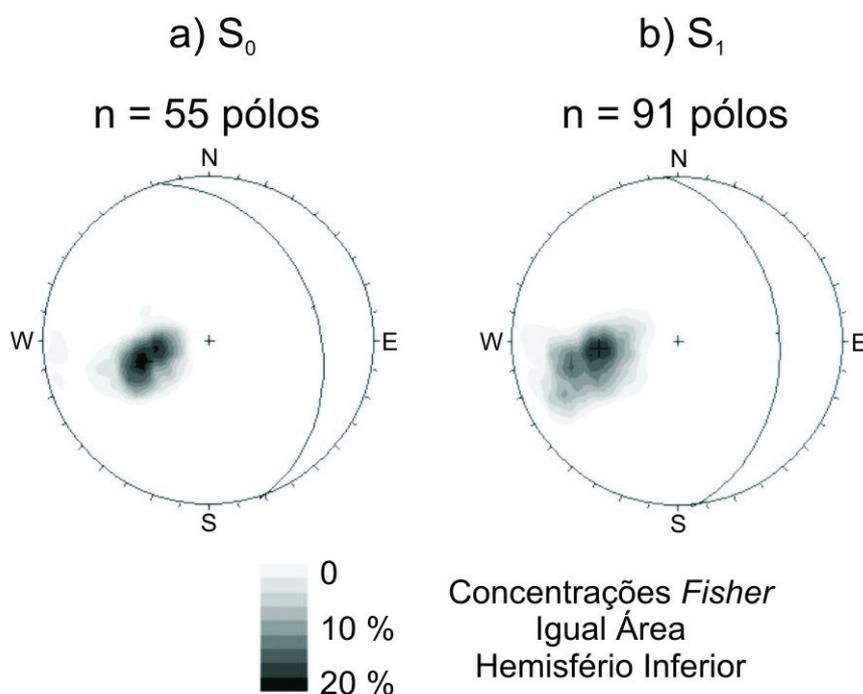


Fig 4. – Estereogramas de contorno isoareal mostrando a distribuição dos pólos de a) S_0 - acamamento e b) S_1 -foliação para a área mapeada.

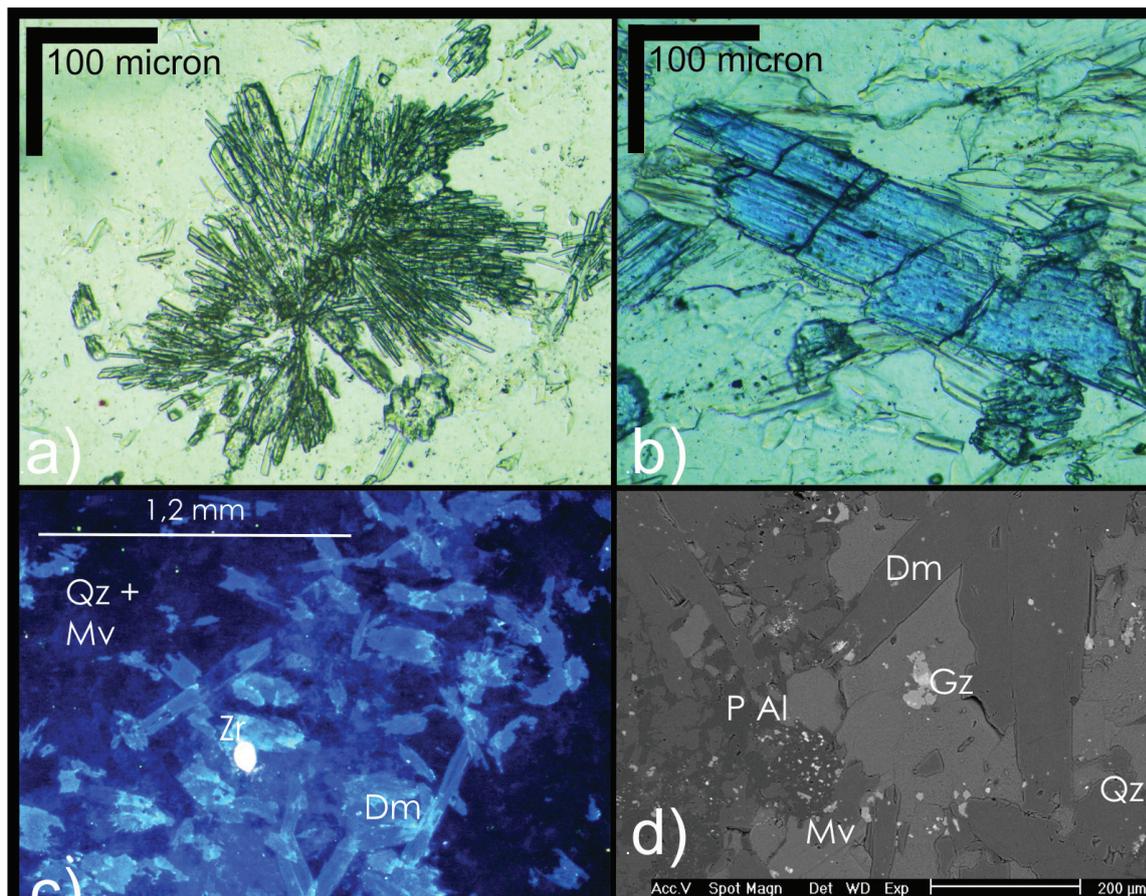


Fig. 5 – Imagens de dumortierita-quartzitos em (a e b) microscopia ótica, (c) catodoluminescência e (d) microscopia eletrônica de varredura. a) Dumortierita com hábito acicular em agregado fibro-radial e b) Dumortierita com hábito prismático, ambas as fotos sob nicóis descruzados. Dm = Dumortierita, Qz = Quartzo, Mv = Muscovita, Gz = Goyazita, P Al = Fosfatos de Alumínio e Zr = Zircão.

COBERTURAS PALEÓGENAS

Cascalhos, areias quartzosas e lateritas ferruginosas são encontrados capeando a Superfície Sul-Americana de King (1956) na área de estudo, a aproximadamente 1.000 m de altitude. Coberturas neógenas / quaternárias expressivas não foram encontradas na área.

DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO

O trecho da Serra do Espinhaço investigado apresenta um nítido trend estrutural NNW-SSE, com mergulho persistente das camadas (S_0) para ENE, com valores médios em torno de 55° (Figs. 2 e 4a). A feição estrutural mesoscópica mais comumente encontrada é um plano de foliação ou xistosidade (S_1) que, via de regra, mergulha menos que o acamamento, atingindo valores médios em torno de 42° para a mesma direção (Fig. 4b).

Lineações minerais e de estiramento mergulham invariavelmente para ENE. Em geral são lineações down-dip, dessa forma apresentando caimento médio de 40° , semelhante ao de S_1 . Medidas de veios de quartzo e fraturas indicam uma distribuição bimodal com planos sub-verticais de atitude ENE e NNW.

A Falha de Macaúbas é uma falha direcional de

orientação NW-SE e movimentação reverso-dextral, com aproximadamente 2,5 km de rejeito, na porção nordeste da área mapeada, sob a cidade de Macaúbas. Essa feição integra um conjunto de falhas de rasgamento em toda a borda leste do Espinhaço Setentrional (Moutinho da Costa & Silva 1980).

A estratigrafia ocorre invertida na área, o que conjuntamente com o acervo estrutural anteriormente descrito, indica uma geometria de flanco invertido mergulhante para ENE. Nessa porção da serra, o contato entre o embasamento pré-Espinhaço e as rochas do Supergrupo Espinhaço é, dessa forma, inferido como uma falha reversa com movimento de topo para oeste. Na região oriental da área (Serra de Macaúbas) predomina uma estrutura homoclinal, enquanto na região centro-ocidental (Serras da Canabrava e do Desterro), dobras assimétricas com eixos NNW-SSE e vergência para WSW podem ocorrer, mostrando clivagem plano-axial conspícua.

Essa megaestrutura corrobora o modelo proposto por Moutinho da Costa & Silva (1980) para a borda leste do Espinhaço Setentrional: um sinclínório que apresenta, de norte para sul, um progressivo aumento no mergulho do flanco oriental, com verticalização das camadas na porção central da serra e inversão completa das mesmas a sul do paralelo 13° , onde está inserida

a área de estudo. Dessa forma, caracteriza-se uma belíssima feição helicoidal em escala regional.

O metamorfismo impresso nas rochas do Espinhaço Setentrional não ultrapassa a fácies xisto verde, com gradientes que aumentam de norte para sul e de oeste para leste (Uhlein & Pedreira, 1989). As condições de P e T alcançadas durante o metamorfismo dos dumortierita-quartzitos da Formação Veredas foram calculadas por Morteani & Ackermann (2004) em 3,8 kbar e 475 °C.

DUMORTIERITA-QUARTZITOS DA FORMAÇÃO VEREDAS

Os quartzitos de coloração azul da Formação Veredas, na porção média superior da estratigrafia do Espinhaço Setentrional, são magníficos litotipos aflorantes na área. Esses quartzitos, cuja coloração se deve principalmente à presença do mineral dumortierita ($\text{HbAlSi}_3\text{O}_{20}$; Kerr 1959), ocorrem em uma estreita faixa de aproximadamente dez metros de espessura média e 4 km de comprimento na porção centro-sul da área mapeada. Esse horizonte prolonga-se regionalmente para norte e para sul da área, com ocorrências documentadas que permitem inferir até 60 km de comprimento aflorante (Fleischer, 1971). Diversas lavras encontram-se em atividade, como por exemplo a Mina da Vaca Morta a noroeste da cidade de Macaúbas.

A dumortierita é um aluminossilicato rico em boro de hábito prismático ou acicular, que às vezes forma agregados fibro-radiais (Fig. 5 a e b). O seu relevo em lâmina é alto, apresenta birrefringência fraca, e a cor característica é azul claro a incolor. É comumente um mineral metamórfico, mas pode ocorrer em pegmatitos (Kerr, 1959).

Na área mapeada, a dumortierita pode ser encontrada tanto concentrada em bandas nos quartzitos quanto disseminada por toda a rocha. O hábito euédrico a subédrico, associado a orientação segundo a foliação regional, sugere uma origem metamórfica para esses minerais (Fleischer 1971; Fig 5). Cianita também ocorre subordinadamente, concentrada em faixas de coloração esverdeada.

Análises por microscopia ótica, microscopia eletrônica de varredura e catodoluminescência nessas rochas (Caxito & Pereira dos Santos, 2007) indicaram a ocorrência dos seguintes minerais (Fig. 5 c e d):

Quartzo – É o constituinte majoritário das rochas, normalmente em grãos anédricos com indícios de recristalização dinâmica. A granulação é fina e a matriz apresenta aspecto silicificado.

Dumortierita - Ocorre tanto concentrada em faixas milimétricas quanto disseminada na matriz, podendo apresentar hábito prismático euédrico a subédrico ou em agregados radiais aciculares. É facilmente distinguível pela cor azul brilhante.

Muscovita – Disseminada pela matriz, normalmente ocorre em grãos de hábito lamelar euédrico a subédrico,

sem feições deformacionais.

Fosfatos hidratados de alumínio – Ocorrem como massas amorfas nos interstícios entre os outros minerais.

Goyazita (fosfato de estrôncio e alumínio) – Ocorre como grãos anédricos, às vezes associados a monazita e xenotima.

Zircão – Mineral acessório, ocorre como grãos anédricos isolados na matriz.

Monazita e xenotima – Traços que ocorrem associados à goyazita.

Os dumortierita-quartzitos da Formação Veredas foram depositados em águas rasas, sob clima árido, ocorrendo associados a quartzitos fluviais, eólicos e marinhos plataformais. O ambiente indicado como propício para a deposição de seu protólito é uma planície de evaporação costeira, do tipo *sabkha* (Morteani & Ackermann, 2004).

A grande quantidade de fósforo encontrada nessas rochas pode ser devida à bioprodução de algas azuis proterozóicas. Um influxo periódico de água rica em boro, tóxica para essas populações, pode ter causado um comportamento antitético entre esses dois elementos, como apontado por análises químicas e interpretado por Morteani & Ackermann (2004).

CORRELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS E EVOLUÇÃO BACINAL DO SUPERGRUPO ESPINHAÇO

Buscando contribuir para uma melhor compreensão da evolução estratigráfica e situação da área de estudo no contexto regional, é possível realizar um exercício simplificado de correlação entre a estratigrafia levantada no Espinhaço Setentrional e os outros domínios aflorantes do Supergrupo Espinhaço, a saber, o Espinhaço Meridional em Minas Gerais e a Chapada Diamantina no estado da Bahia (Fig. 1). Tal comparação vêm sendo geralmente aceita na literatura, como por exemplo nos trabalhos de Pflug et al. (1969), Torquato & Fogaça (1981), Uhlein (1991), Dominguez (1993), Schobbenhaus (1996) e Uhlein & Chaves (2001).

A “bacia Espinhaço” é reconhecida por diversos autores como do tipo rifte ensialico (rift-sag), dessa forma não evoluindo para a fase de margem passiva (por exemplo Jardim de Sá 1981, Moutinho da Costa & Inda 1982, Uhlein 1991, Dominguez 1993, Schobbenhaus 1996, Martins-Neto 1998, Danderfer & Dardenne 2002). Nesse contexto, podem ser identificados três megaciclos deposicionais que, em linhas gerais, são comuns aos vários domínios do Espinhaço, correspondentes às etapas evolutivas desse sítio bacinal: M1, M2 e M3 (Uhlein & Chaves, 2001).

MEGACICLO M1 – FASE RIFTE

O primeiro megaciclo engloba várias fases de sedimentação sin-rifte, predominantemente continental (leques aluviais e sedimentos fluviais, lacustres e

eólicos), em bacias compartimentadas por grabens e horsts (Fig. 6). Esse megaciclo é representado no Espinhaço Setentrional pelos grupos Botuporã e Pajeú. No Espinhaço Meridional, as formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho formam o registro dessa fase (Pflug 1968, Almeida-Abreu 1995, Martins-Neto 1998). Na Chapada Diamantina, as rochas do Grupo Rio dos Remédios e da base do Grupo Paraguaçu (Formação Ouricuri do Ouro) fazem parte desse megaciclo (Pedreira 1997).

Uma extensa atividade ígnea ácida a intermediária foi muito importante nessa fase. Ocorrem riolitos a traquitos de afinidade comendítica nos grupos Botuporã e Pajeú, no Espinhaço Setentrional (McReath et al. 1981). Riolitos e dacitos registram essa atividade no Grupo Rio dos Remédios da Chapada Diamantina (Schobbenhaus et al. 1994). No Espinhaço Meridional, riolitos são encontrados nas proximidades de Conceição do Mato Dentro e Monte Azul (Drumond et al. 1980, Uhlein 1991).

Os plútons graníticos subalcalinos São Timóteo – BA (Turpin et al. 1988) e Borrachudos – MG (Dussin 2000) são os representantes plutônicos dessa fase, intrusivos no embasamento do rifte (Figs. 1 e 6).

Idades U/Pb obtidas nessas rochas variam de 1,77 Ga a 1,71 Ga, com moda em torno de 1,75 Ga, período Estateriano do Paleoproterozóico (Brito-Neves et al. 1979, Turpin et al. 1988, Machado et al. 1989, Schobbenhaus et al. 1994, Babinski et al. 1994

e Babinski et al. 1999).

A Fig. 6 indica a disposição geral das fácies, paleocorrentes e geometria estrutural do sítio bacinal correspondente ao Megaciclo M1, compiladas das diversas referências bibliográficas citadas acima. Observa-se que o rifte tem orientação geral N-S e uma geometria assimétrica com transporte sedimentar predominante para sudeste. A sedimentação é controlada por processos de subsidência mecânica, com movimentação concentrada nas falhas normais, ocasionando a instalação de discordâncias entre as diversas seqüências sin-rifte. Essa movimentação, assim como os processos de anatexia geradores do grande volume de magma anorogênico, associa-se ao estiramento e afinamento crustal característicos de atividade rifte.

Na área de estudo, o Megaciclo M1 é representado por um ambiente lacustre (Formação Ipuçaba) associado a vulcanismo explosivo ácido a intermediário (Formação Bomba).

MEGACICLO M2 – FASE DESÉRTICA PÓS-RIFTE

O megaciclo M2 é marcado por expressiva sedimentação eólica, definindo um período de relativa estabilidade no sítio bacinal, possivelmente em uma bacia gerada por compensação termo-flexural, decorrida do esfriamento crustal após o término da atividade rifte do Megaciclo M1.

Essa fase é representada na área de estudo e em todo o Espinhaço Setentrional pela Formação Bom Retiro, no Espinhaço Meridional pela Formação Galho do Miguel (Pflug 1968, Dossin et al. 1987) e na Chapada Diamantina pela Formação Mangabeira do Grupo Paraguaçu (Pedreira 1997). Essas unidades representam o registro de um paleodeserto de dimensões continentais, que excede a área dos depósitos sin-rifte (Fig. 7), como seria esperado para uma taxa de subsidência relativamente lenta e suprimento sedimentar constante. A idade mínima para a deposição dessas rochas é de $1,51 \pm 0,02$ Ga, conforme obtido por datações U / Pb em zircão de metagabro intrusivo na Formação Mangabeira por Babinski et al. (1999).

MEGACICLO M3 – FASE MARINHA E REATIVAÇÃO TECTÔNICA

O megaciclo M3 representa sedimentação em ambiente marinho raso a transicional, controlada por ciclos transgressivos e regressivos. A sedimentação ocorreu inicialmente em uma provável sinclise, mas com importante reativação tectônica na parte norte da bacia (Fig. 8), onde originaram-se depósitos costeiros desérticos e fluviais (Pedreira 1997, Danderfer & Dardenne 2002). Na área de estudo, os representantes desse megaciclo são os grupos São Marcos e Sítio Novo, no Espinhaço Meridional são as rochas do Grupo Conselheiro Mata (Dupont 1995, Martins-Neto 1998) e

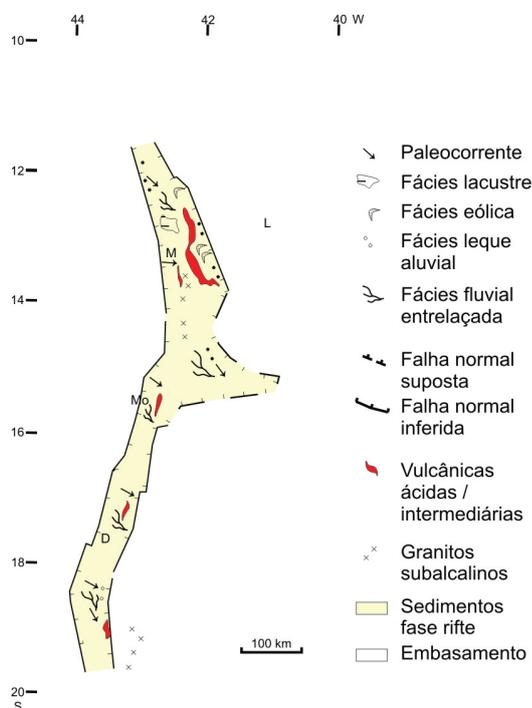


Fig. 6 – Paleogeografia da “bacia Espinhaço” durante a Fase Rifte (M1). Indicação esquemática da localização aproximada de algumas cidades para visualização no contexto geográfico atual: D – Diamantina; Mo – Monte Azul; M – Macaúbas; L – Lençóis; idem para figuras 7 e 8.

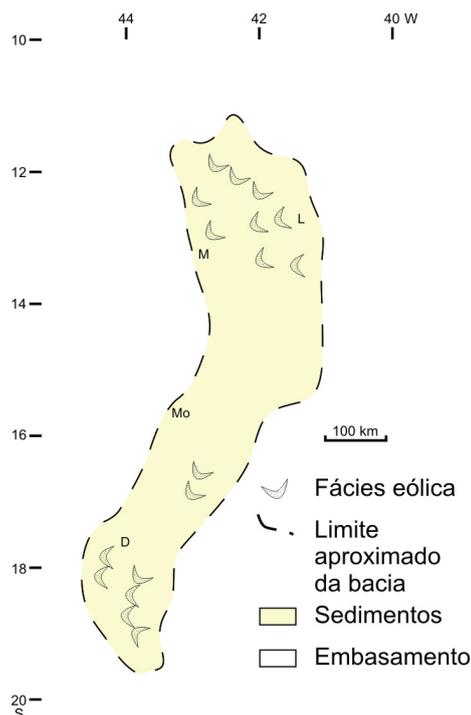


Fig. 7 – Paleogeografia da “bacia Espinhaço” durante a Fase Desértica Pós-Rifte (M2)

na Chapada Diamantina são as rochas do topo do Grupo Paraguaçu (Formação Guiné) e do Grupo Chapada Diamantina (Pedreira 1997).

As rochas da base do Grupo Sítio Novo do Espinhaço Setentrional e da Formação Tombador da Chapada Diamantina registram a reativação tectônica na porção norte da bacia, com formação de conglomerados e diamictitos. Essa movimentação foi provavelmente de natureza extensional, ligada a intrusões kimberlíticas / lamproíticas que disponibilizaram os diamantes para os paleoplacers da Chapada Diamantina (Uhlein & Chaves, 2001).

Babinski et al. (1993) dataram pelo método Pb-Pb calcários estromatolíticos da Formação Caboclo, Grupo Chapada Diamantina, sugerindo idades de $1,14 \pm 0,14$ Ga para sua deposição. Uma idade mínima de 906 ± 2 Ma é fornecida para a deposição das rochas do Supergrupo Espinhaço, através de datação U-Pb em rochas metabásicas intrusivas no Espinhaço Meridional (Machado et al. 1989).

CONCLUSÕES

Na região entre Macaúbas e Canatiba, BA, observa-se quase todo o pacote estratigráfico do Supergrupo Espinhaço descrito na literatura para a porção setentrional da serra homônima, invertido estruturalmente.

Os dumortierita-quartzitos da Formação Veredas, aflorantes na parte central da área mapeada, são litotipos

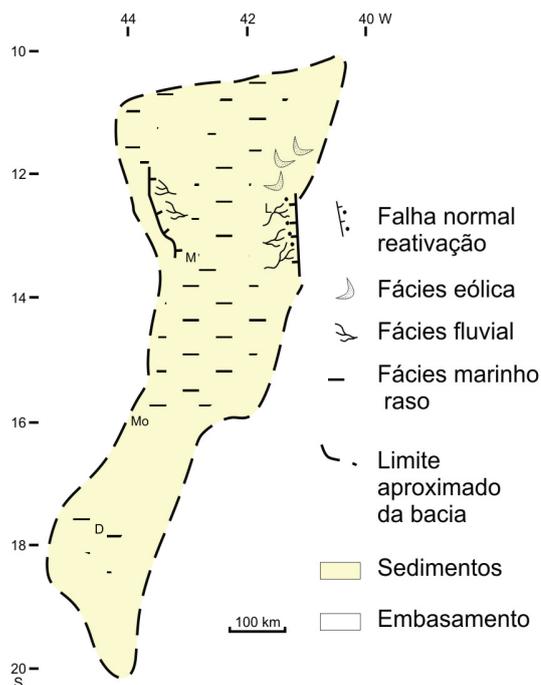


Fig. 8 – Paleogeografia da “bacia Espinhaço” durante a Fase Marinha e de Reativação Tectônica (M3).

exclusivos dessa porção do Espinhaço. Tais rochas são compostas principalmente por quartzo, dumortierita, muscovita, fosfatos de alumínio e zircão detrítico. Sua gênese é admitida como o produto do metamorfismo de fácies xisto-verde sobre um protólito sedimentar rico em boro, provavelmente depositado sob clima árido em um ambiente do tipo sabkha, ou seja, uma planície de evaporação costeira.

Com o objetivo de melhor compreender a evolução da área mapeada, é possível realizar um exercício de correlação estratigráfica com os outros domínios aflorantes do Supergrupo Espinhaço. É sempre preciso levar em consideração, nesse tipo de exercício, certa dose de simplificação ao correlacionar seqüências por grandes distâncias e em ambientes geotectônicos distintos. Não obstante, observadas as singularidades de cada porção do sítio bacinal, em linhas gerais é possível traçar um modelo evolutivo para o Supergrupo Espinhaço, desde o Estateriano (1,8 a 1,6 Ga) até o Esteniano (1,2 a 1,0 Ga), envolvendo períodos intercalados de deposição e não-deposição. Nesse sentido são identificados três megaciclos deposicionais, correspondentes às fases rifte, pós-rifte desértica, e marinha associada a reativação tectônica na parte norte da bacia, com representantes em todas as localidades aflorantes do Supergrupo Espinhaço.

AGRADECIMENTOS

Os autores gostariam de agradecer a Antônio Roberto Nunes Silva pelo apoio na digitalização do mapa geológico, e ao CDM – Centro de Desenvolvimento

Mineral da Vale, pelo apoio na análise laboratorial dos dumortierita-quartzitos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA-ABREU, P.A. 1995. O Supergrupo Espinhaço na Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais: O rifte, a bacia e o orógeno. *Geonomos*, 3:1-18.
- BABINSKI, M.; VAN SCHMUS, W.R.; CHEMALE JR., F.; BRITO-NEVES, B.B.; ROCHA, A.J.D. 1993. Idade isocrônica Pb/Pb em rochas carbonáticas da Formação Caboclo em Morro do Chapéu, BA. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, 2, Salvador, SBG/SGM, Anais, p. 160-163.
- BABINSKI, M.; BRITO-NEVES, B.B.; MACHADO N.; NOCE C.M.; UHLEIN A.; VAN SCHMUS W.R. 1994. Problemas da metodologia U-Pb em zircões de vulcânicas continentais: caso do Grupo Rio dos Remédios, Supergrupo Espinhaço, Bahia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú, Anais, 2:409-410.
- BABINSKI, M.; VAN SCHMUS, W.R.; D'AGRELLA F., M.; TRINDADE, R.I.F.; ERNESTO, M. 1999. Contribuição à geocronologia da Chapada Diamantina. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, Lençóis, Anais, 118-120.
- BRITO-NEVES, B.B.; KAWASHITA, K.; DELHAL, J. 1979. A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço: dados novos e integração. *Revista Brasileira de Geociências*, 9(1):71-85.
- CAXITO, F.A. & PEREIRA DOS SANTOS, Y.L.O. 2007. Geologia da Região entre Macaúbas e Canatiba - BA: Serra do Espinhaço Setentrional. Trabalho de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 98 p + anexos.
- DANDERFER, A. & DARDENNE, M.A. 2002. Tectonoestratigrafia da bacia Espinhaço na porção centro-norte do Cráton do São Francisco: Registro de uma evolução polistórica descontínua. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(4):449-460.
- DOMINGUEZ, J.M.L. 1993. As coberturas do Cráton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. In: Dominguez, J.M.L. & Misi, A. (eds). O Cráton do São Francisco. Salvador, SBG / Núcleo BA-SE/SGM/CNPq, p. 137-159.
- DOSSIN, I.A.; GARCIA, A.J.V.; UHLEIN A.; DARDENNE, M.A.; DOSSIN, T.M. 1987. Fácies eólica na Formação Galho do Miguel (MG). In: Simpósio sobre Sistemas Depositionais no Pré-Cambriano, Ouro Preto, SBG/MG, Anais, p.85-96.
- DRUMOND, J.B.; RAPOSO, F.O. & VON SPERLING, E. 1980. Projeto Porteirinha – Monte Azul (1:50.000). Relatório Final. Belo Horizonte, DNPM / CPRM, Vol 1, 559 p.
- DUSSIN, T.M. 2000. A tectônica extensional paleoproterozóica na borda sudeste do Cráton do São Francisco (SE Brasil): geoquímica e petrologia das metaígneas. *Geonomos*, 8:63-68.
- DUPONT, H.J.B. 1995. O Grupo Conselheiro Mata no seu quadro paleogeográfico e estratigráfico. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Minas Gerais*, 13: 9-10.
- FLEISCHER, R. 1971. Observações geológicas sobre a dumortierita da Serra das Veredas. *Mineração e Metalurgia*, 54:21-24.
- INDA, H.A.V. & BARBOSA, J.F. 1978. Texto explicativo para o mapa geológico do estado da Bahia, escala 1:1.000.000. CPM, Salvador, 137 p.
- JARDIM DE SÁ, E.F. 1981. A Chapada Diamantina e Faixa Santo Onofre: Um exemplo de tectônica intra-placa no Proterozóico Médio do Cráton do São Francisco. In: Inda, H.A.V.;
- 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. In: SBG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 5 / Simpósio de Geologia de Brasília, 1, Belo Horizonte, 1989, Bol. 10:171-174.
- MARTINS-NETO, M.A. 1998. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia rifte-sag do Paleoproterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, 28:151-168.
- MASCARENHAS, J.F.; BARRETO, L.A.; CARVALHO F., A.R.; PINTO, A.C.F.; FRAGOMENI, L.F. 1971. Projeto Espinhaço Setentrional: relatório final. Salvador, CPRM, 92 p.
- McREATH, I.; JARDIM DE SÁ, E.F.; FRYER, B.J. 1981. As vulcânicas ácidas proterozóicas da região da bacia do Rio Paramirim – BA. In: Inda, H.A.V. e Duarte, F.B. (eds). *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*. CPM, Salvador, 4:121-134.
- MORTEANI, G. & ACKERMAND, D. 2004. Mineralogy and geochemistry of Al-phosphate and Al-borosilicate-bearing metaquartzites of the northern Serra do Espinhaço (State of Bahia, Brazil). *Mineralogy and Petrology*, 80(1-2):59-81.
- MOUTINHO DA COSTA, L.A. 1976. Projeto Leste do Tocantins / Oeste do Rio São Francisco – LETOS. Relatório Final. Rio de Janeiro, Prospec S/A, convênio DNPM/CPRM, v. 1a.
- MOUTINHO DA COSTA, L.A. & INDA, H.A.V. 1982. O Aulacógeno do Espinhaço. *Ciências da Terra*, 2:13-18.
- MOUTINHO DA COSTA, L.A. & SILVA, W.G. 1980. Projeto Santo Onofre - Mapeamento Geológico. Relatório Final. DNPM/CPRM/TRISERVICE (inédito).
- PEDREIRA, A.J. 1997. Sistemas deposicionais da Chapada Diamantina centro-oriental, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 27(3):229-240.
- PFLUG, R. 1968. Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM / DGM, 20 p. (Notas Prelim. Estudos, 142)
- PFLUG, R.; SCHOBENHAUS, C.; RINGER F.E. 1969. Contribuição à geotectônica do Brasil Oriental. Recife, SUDENE, 57 p. (Série Especial 9)
- SCHOBENHAUS, C. 1972. Relatório geral sobre a geologia da região setentrional da Serra do Espinhaço – Bahia Central. Recife, SUDENE/DRN/DG, 91 p. (Série Geologia Regional, 19)
- SCHOBENHAUS, C. 1993. O Proterozóico Médio no Brasil com ênfase à região Centro-Leste. Tese de Doutorado, Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg, 166 p.
- SCHOBENHAUS, C. 1996. As tafogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, Estado da Bahia: Revisão e novas propostas. *Revista Brasileira de Geociências*, 26:265-276.
- SCHOBENHAUS, C.; HOPPE, A.; BAUMANN A.; LORK A. 1994. Idade U-Pb do vulcanismo Rio dos Remédios, Chapada Diamantina, Bahia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú, SBG-DNPM-CPRM, Anais, 2: 397-399.
- TORQUATO, J.F.R. & FOGAÇA, A.C.C. 1981. Correlação entre o Supergrupo Espinhaço no Brasil, o Grupo Chela em Angola e as Formações Nosib e Khoabendus da Namíbia. In: SBG-BA, I Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, Salvador, Anais, p. 87-98.
- TURPIN, L.; MARUEJOL, P.; CUNEY, M. 1988. U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd chronology of basement, hydrothermal albitites and uranium mineralization (Lagoa Real, South Bahia, Brazil). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(2):139-147.
- 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. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 295 p.
- UHLEIN, A. & CHAVES, M.L.S.C. 2001. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais e Bahia: Correlações estratigráficas, conglomerados diamantíferos e evolução geodinâmica. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(4):433-444.
- UHLEIN, A. & PEDREIRA, A.J. 1989. Considerações sobre a geologia estrutural, tectônica e fácies sedimentares do Espinhaço Setentrional e Chapada Diamantina (BA). In: SBG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 5, Simpósio de Geologia de Brasília, 1, Belo Horizonte, Anais, p.180-183.