

Estratigrafia e tectônica das faixas neoproterozóicas da porção norte do Craton do São Francisco

Alexandre Uhlein¹, Fabrício de Andrade Caxito², Julio Carlos Destro Sanglard²,
Gabriel Jubé Uhlein³, Guilherme Labaki Suckau⁴

1 - Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa, Av. Antonio Carlos 6627, Pampulha, Belo Horizonte, CEP 31270-901, Minas Gerais, Brasil. E-mail: uhlein@netuno.lcc.ufmg.br

2 - Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte (MG), Brasil. Email: facaxito@yahoo.com.br, jcsanglard@gmail.com

3 - Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte (MG), Brasil. E-mail: guhlein@gmail.com

4 - PETROBRAS S.A. Rio de Janeiro (RJ), Brasil.

Recebido em 17 de outubro de 2011, aceito em 21 de outubro de 2011

RESUMO: Apresenta-se uma síntese da estratigrafia e tectônica das faixas dobradas neoproterozóicas da margem norte do Cráton do São Francisco. A Faixa Rio Preto, que ocorre na margem noroeste, no noroeste da Bahia e sul do Piauí, é constituída pela Formação Formosa (mica xistos granatíferos, xistos verdes, anfíbolitos) de idade paleoproterozóica (~1,9 Ga) e pela Formação Canabrinha (metadiamicititos, quartzitos, mica xistos) de idade neoproterozóica (850-600 Ma). A deformação neoproterozóica originou uma estrutura complexa em leque assimétrico divergente, entre 600 e 540 Ma atrás. A Faixa Riacho do Pontal, que ocorre na margem norte do cráton, entre os estados da Bahia, Pernambuco e Piauí, é constituída pelo Grupo Casa Nova, com biotita xistos granatíferos, carbonatos, quartzitos e rochas metavulcânicas (xistos verdes, anfíbolitos, metaultrabásitos) intensamente deformados em estilo tangencial na porção externa da faixa dobrada, com vergência para o cráton, e transcorrente destrógrira (Lineamento de Pernambuco) em sua porção interna. Intrusões graníticas sin a tardi-colisionais sugerem que a deformação tangencial ocorreu entre 668 e 555 Ma atrás. A Faixa Sergipana, situada na margem nordeste do Cráton do São Francisco, nos estados de Sergipe e Alagoas, é constituída pelos Grupos Miaba (quartzitos, metapelitos, metacarbonatos), Vaza-Barris (metadiamicititos, metacarbonatos, metassilitos e filitos) e Macururé (metarritmitos, biotita xistos, quartzitos), especialmente na região centro-sul. Estas unidades estratigráficas foram envolvidas em importante deformação tangencial vergente para o cráton, a aproximadamente 630-560 Ma atrás. As faixas Rio Preto, Riacho do Pontal e Sergipana representam um sistema orogênico de mais de 1000 km de extensão, desenvolvido diacronicamente na margem norte do Cráton do São Francisco, durante o Neoproterozóico.

Palavras-chave: Faixas dobradas neoproterozóicas, estratigrafia, geologia estrutural, geotectônica.

ABSTRACT: STRATIGRAPHY AND TECTONICS OF THE NEOPROTEROZOIC FOLD BELTS IN THE NORTHERN SÃO FRANCISCO CRATON. We present a stratigraphic and tectonic review of the neoproterozoic fold belts in the northern São Francisco Craton. The Rio Preto fold belt, which occurs in the northwestern margin of the São Francisco Craton, in Bahia and Piauí states, is represented by the paleoproterozoic (~1,9 Ga) Formosa Formation (schists, quartzites, greenschists and amphibolites), and the neoproterozoic (850-600Ma) Canabrinha Formation (metadiamicitites, quartzites and schists). The neoproterozoic deformation originated a complex asymmetrical doubly-vergent fan structure, between 600 and 540 Ma ago. The Riacho do Pontal fold belt, which occurs in the northern margin of the São Francisco Craton, in Bahia, Pernambuco and Piauí states, is represented by the Casa Nova Group, with biotite schists, carbonates, quartzites and metavolcanics (green schists, amphibolites, metaultrabasics) highly deformed in a craton-verging tangential style at the outer parts of the fold belt and in dextral transcurrent style at its inner parts (Pernambuco lineament). Syn to late collisional granitic intrusions suggests that the tangential deformation occurred in between 667 and 555 Ma ago. The Sergipana fold belt, situated in the northeastern margin of São Francisco Craton, in Sergipe and Alagoas states, is represented by the Miaba (quartzites, metapelites and metacarbonates), Vaza-Barris (metadiamicitites, metacarbonates, metasilites and phyllites) and Macururé (metarhythmites, biotite schists, quartzites) groups. These units are involved in an important craton-verging tangential deformation, developed in between 630 and 560 Ma ago. The Rio Preto, Riacho do Pontal and Sergipana fold belts represent a 1000 km wide orogenic system developed in the northern margin of the São Francisco Craton, during the Neoproterozoic.

Keywords: Neoproterozoic fold belts, stratigraphy, structural geology, geotectonics

1. INTRODUÇÃO

A compartimentação geotectônica do território brasileiro é em grande parte herdada da orogênese Brasileira / Pan-Africana, evento tectono-termal responsável pela amalgamação do paleocontinente Gondwana, cujas manifestações datam do final do Proterozóico ao início do Paleozóico (Almeida, 1967, 1977; Trompette, 1994). Esse evento está registrado nas faixas de dobramentos e empurrões brasileiras, que circundam os crátons, regiões relativamente poupadas de deformação neoproterozóica, representantes dos fragmentos continentais envolvidos na colagem do supercontinente.

O cráton brasileiro do São Francisco (Fig.1, Almeida, 1977) engloba os estados de Minas Gerais, Bahia, Goiás e Tocantins, apresentando uma contraparte africana conhecida como Cráton do Congo. Almeida (1977) optou convencionalmente por delimitar o Cráton do São Francisco nas falhas de empurrão mais externas das faixas de dobramentos que o circundam: Sergipana, Riacho do Pontal e Rio Preto, na margem norte; Brasília, nas margens oeste e sul; e Araçuai, na margem sudeste (Fuck *et al.*, 1993). Trabalhos posteriores sugeriram algumas redelimitações nos limites originais do cráton (e.g. Egydio-Silva, 1987; Alkmim *et al.*, 1993; Alkmim, 2004). Uma proposta diferente foi apresentada por Trompette *et al.* (1992) que, baseados na

deformação brasileira do Supergrupo Espinhaço nos estados de Minas Gerais e Bahia (Uhlein, 1991), sugeriu a existência de dois crátons, separados pela faixa de dobramentos Paramirim.

O Cráton do São Francisco representa um fragmento continental antigo, composto por núcleos arqueanos unidos por cinturões orogênicos paleoproterozóicos (~2,0 Ga, Alkmim, 2004). Tal fragmento sofreu pelo menos dois eventos tafrogênicos. O primeiro, de idade inicial Estateriana (~1,75 Ga, Brito-Neves *et al.*, 1996), é responsável pela formação de um sistema de riftes intracontinentais ramificados, com deposição de espessa seqüência metavulcano-sedimentar, seguida por depósitos de bacias do tipo sinéclise durante o Mesoproterozóico. O registro dessa sedimentação é relacionado ao Supergrupo Espinhaço, que faz parte do embasamento retrabalhado da faixa Araçuaí, além de representar a cobertura mais antiga do Cráton do São Francisco, na região do Corredor do Paramirim, no estado da Bahia (Alkmim *et al.*, 1993; Schobbenhaus, 1996).

O segundo evento tafrogênico, de idade inicial Toniana (~1000-850 Ma), é marcado por expressiva sedimentação glaciogênica, representada pelas Formações Jequitaiá, em Minas Gerais, e Bebedouro, na Bahia (e.g. Uhlein *et al.*, 2004). Durante o Neoproterozóico, desenvolveram-se, nas bordas cratônicas, bacias de margem passiva com sedimentação gravitacional (fluxos de detritos e correntes de turbidez) e possível contribuição glacial. Essas rochas estão preservadas nas faixas dobradas, constituindo várias unidades estratigráficas, que representam a inversão tectônica e o metamorfismo das margens passivas originais, formadas durante a Orogênese Brasileira (~600-540 Ma). As faixas dobradas neoproterozóicas marginais ao cráton representam, então, bacias sedimentares desenvolvidas nas bordas do paleocontinente São Francisco, que sofreram processos de inversão tectônica relacionados à orogênese Brasileira, transformando-se em cadeias de montanhas. Com a inversão tectônica nas faixas dobradas, relacionada a orogênese Brasileira, individualizou-se também o Cráton do São Francisco, que representa a região poupada pela deformação orogênica.

Ao final do Neoproterozóico, o Cráton do São Francisco experimentou um episódio de transgressão marinha, com a deposição do Grupo Bambuí, em parte relacionado a um regime flexural ligado à sobrecarga de frentes orogênicas que

começavam a se formar, em especial, pela Faixa Brasília (Dardenne, 2000).

O objetivo deste trabalho é descrever, simplificada e de forma integrada, a evolução geológica das faixas dobradas da margem norte do Cráton do São Francisco, as faixas Rio Preto, Riacho do Pontal e Sergipana (Fig.1).

2. A FAIXA RIO PRETO (BA / PI).

2.1 - Histórico e evolução dos conhecimentos

A Faixa de Dobramentos Rio Preto localiza-se na porção noroeste da Bahia, região limítrofe com o Piauí, onde o principal centro urbano é a cidade de Barreiras, cerca de 150 km a sul de Formosa do Rio Preto, esta última situada na porção central da faixa dobrada (Figs. 1 e 2).

Nos anos 70, com os mapeamentos do projeto LETOS (Moutinho da Costa *et al.*, 1971) e de Santos *et al.* (1977), as rochas metassedimentares do vale do rio Preto foram englobadas sob a denominação Grupo Rio Preto e situados, estratigraficamente, acima do Grupo Chapada Diamantina, do Mesoproterozóico, e abaixo do Grupo Bambuí, do Neoproterozóico. Com a publicação do mapa geológico ao milionésimo do estado da Bahia (Inda & Barbosa, 1978), foram definidos os principais ambientes geológicos e tectônicos na região noroeste da Bahia, ainda no contexto da escola geossinclinal.

Egydio-Silva (1987) efetuou um importante trabalho na região da Faixa Rio Preto e na cobertura cratônica adjacente, delineando os principais aspectos litoestratigráficos, estruturais e tectônicos do noroeste da Bahia. Este autor realocou grande parte do Grupo Rio Preto na base do Grupo Bambuí (Formação Canabravinha), considerando o restante do grupo como correlato ao Grupo Chapada Diamantina, do Mesoproterozóico. Esta interpretação foi adotada nos levantamentos geológicos básicos da CPRM (Andrade Filho *et al.*, 1994; Arcanjo & Braz Filho, 1999).

Recentemente, destacam-se os trabalhos de Uhlein *et al.* (2008), Gonçalves-Dias & Mendes (2008), Sanglard *et al.* (2008), e a dissertação de mestrado de Caxito (2010). Esses trabalhos apresentam uma nova visão da estratigrafia e evolução geológica da Faixa Rio Preto (Caxito *et al.*, no prelo), como será detalhado a seguir.

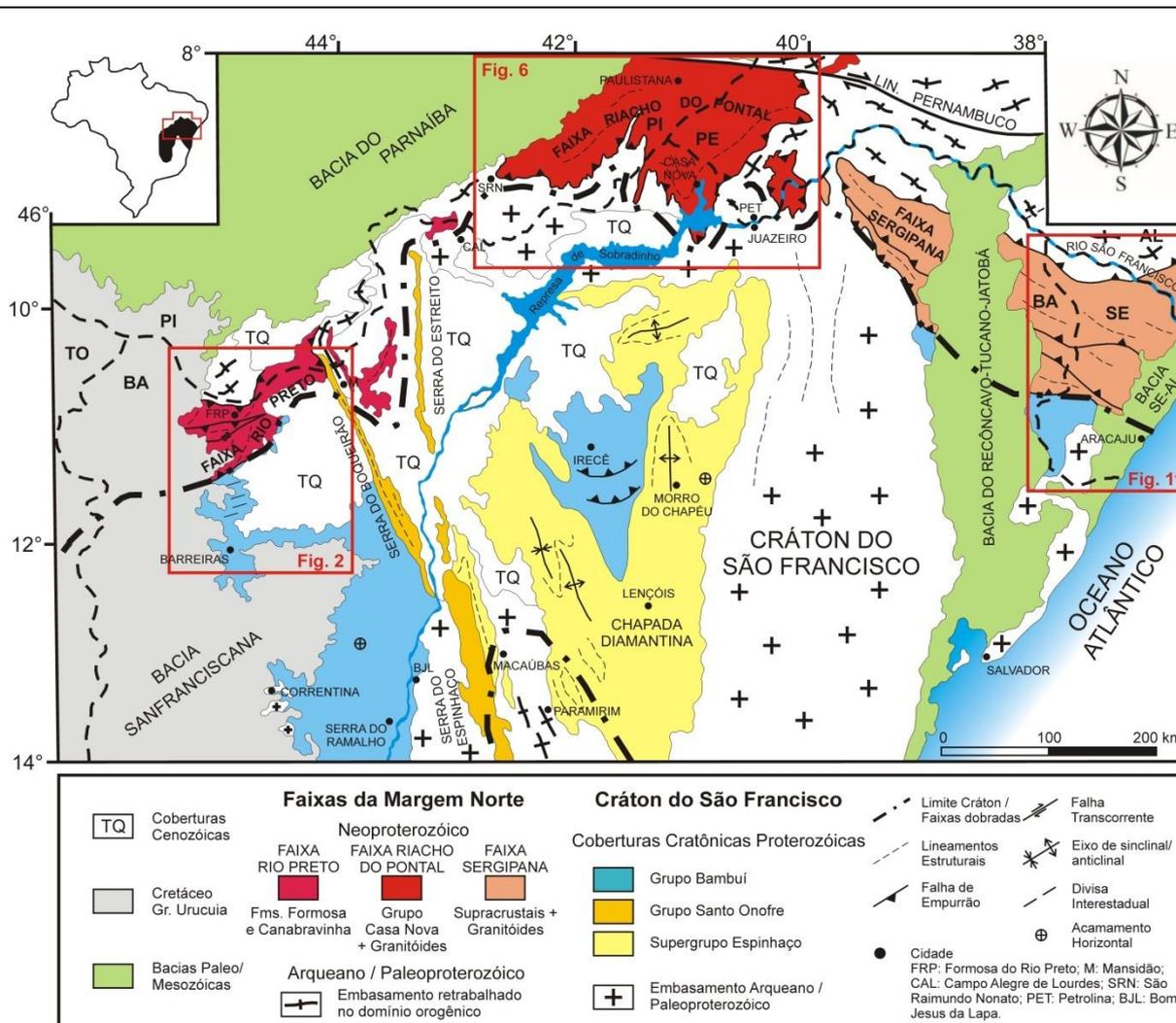


Figura 1. Mapa geológico simplificado da porção norte do cráton do São Francisco (Almeida, 1977; Schobbenhaus et al., 1995) e localização das faixas dobradas Rio Preto, Riacho do Pontal e Sergipana.

2.2 - Estratigrafia

Complexo Cristalândia do Piauí

O embasamento da Faixa Rio Preto é representado a norte pelo Complexo Cristalândia do Piauí (Fig. 2, Arcanjo & Braz Filho, 1994), composto por intercalações entre biotita gnaisses e anfibolitos. Essas rochas apresentam idade de 2,1 Ga (isócrona Rb-Sr em rocha total), com biotitas datadas em 540 Ma (K-Ar, Egydio-Silva, 1987). Idades-modelo Sm-Nd (Tdm) entre 2.8 e 2.6 Ga sugerem a importância de crosta neoarqueana como principal componente desse segmento crustal (Caxito, 2010, e dados inéditos), com impressão de um ciclo paleoproterozóico e retrabalhamento no Ciclo Brasileiro.

Formação Formosa

A Formação Formosa (Caxito *et al.*, no prelo) corresponde ao Grupo Rio Preto no sentido de Egydio-Silva (1987) e ocorre na porção setentrional do cinturão brasileiro, iniciando a sul do rio homônimo e estendendo-se por aproximadamente

20 km a norte, em direção à divisa entre os estados da Bahia e Piauí (Fig. 2). A Formação Formosa é composta por (granada) mica-xisto, quartzito micáceo, *metachert* ferro-manganesífero, epidoto-actinolita-clorita xisto (xisto verde), e localmente, intercalações concordantes de orto-anfibolito. Esses litotipos registram um metamorfismo de fácies xisto verde a epidoto-anfibolito (~500 °C, 2-5 Kbar, 10-20 km de profundidade na crosta, Caxito, 2010). Devido ao forte tectonismo impresso na Formação Formosa, com a formação de rampas frontais e laterais de baixo ângulo, a sua espessura é praticamente impossível de ser estimada, porém intercalações constantes de lascas de gnaiss do embasamento sugerem uma baixa espessura preservada.

Na fazenda Angico, a sudoeste do vilarejo de Arroz e a norte do rio Preto, ocorre uma lente de epidoto (clinzoisita)-anfibolito que pode atingir até 200 metros de espessura estimada, intercalada concordantemente entre granada-mica xisto e metarritmito areno-pelítico da Formação Formosa. Essas rochas foram identificadas por Egydio-Silva (1987), e desde então são consideradas por muitos

autores como peça-chave para a compreensão da evolução geodinâmica da Faixa Rio Preto (Egydio-Silva, 1987; Fuck *et al.*, 1993; Uhlein *et al.*, 2008; Caxito *et al.*, 2011b). Os anfibolitos apresentam assinatura química de toleítos de arco-de-ilha ou de bacia retro-arco (Caxito, 2010; Caxito *et al.*, 2011b). Caxito *et al.* (2011b) apresentaram análises U-Pb

(LA-ICP-MS) em zircões magmáticos (Th/U: 0.11 - 1.56) retirados de uma amostra de orto-anfibolito. Os zircões apresentam uma população homogênea com idade de 1.961 ± 11 Ma. $\epsilon Nd_{(1.96)}$ em amostras de rocha total dos anfibolitos varia de levemente negativo a positivo (-0.3 a +1.0).

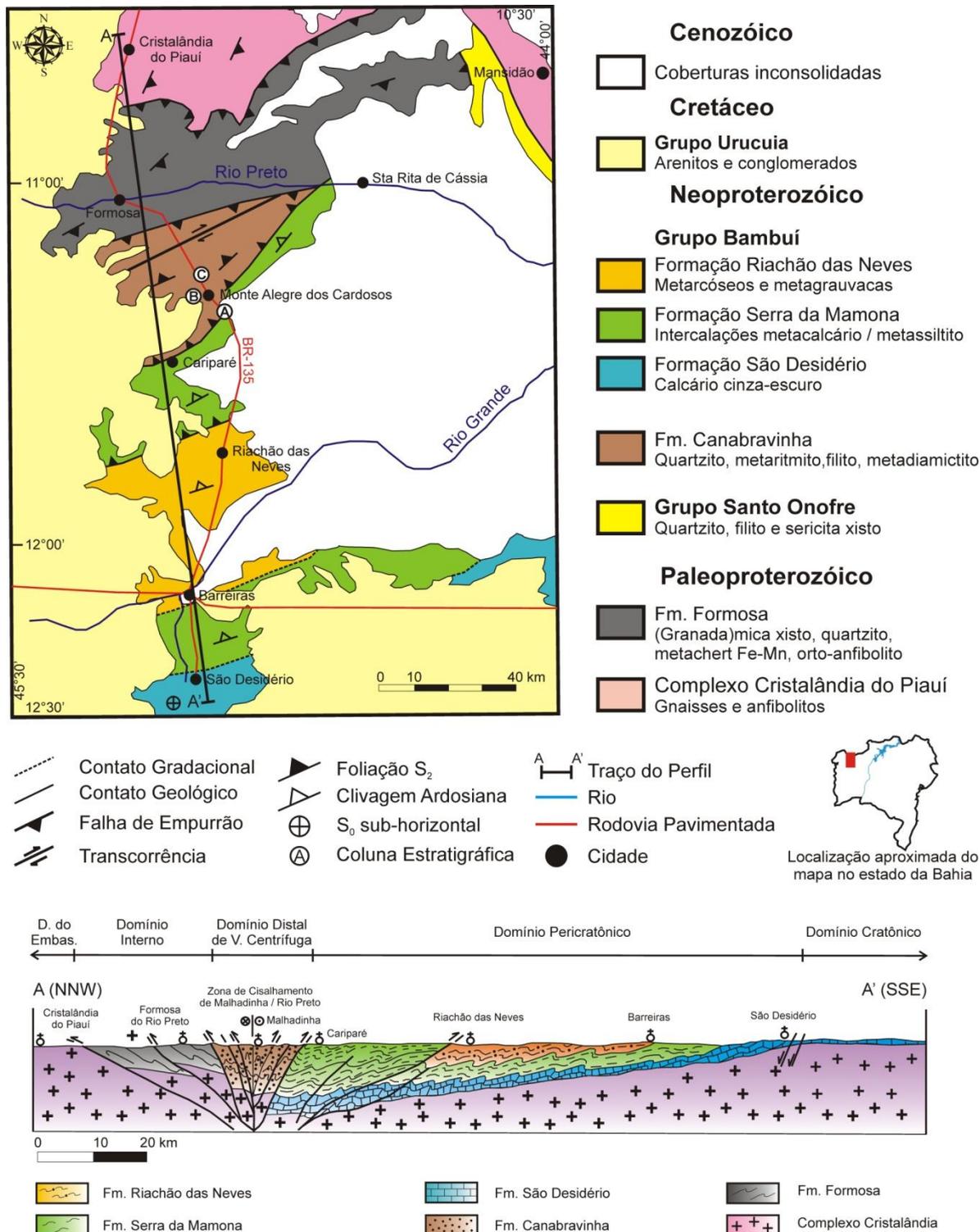


Figura 2. Mapa geológico regional simplificado e seção geológica na Faixa Rio Preto e porção adjacente do Cráton do São Francisco, noroeste do Estado da Bahia. Veja figura 1 para localização geral. Modificado de Egydio-Silva (1987); Egydio-Silva *et al.* (1989); Caxito 2010).

Estudos em zircão detrítico e de isótopos de Nd indicam uma proveniência de fontes relativamente simples para a Formação Formosa, com uma distribuição bimodal das idades U-Pb em zircão detrítico (LA-ICP-MS) entre 1,9-2,2 Ga e 2,5-2,6 Ga, e idades-modelo Tdm entre 1,9 e 2,6 Ga (Caxito, 2010; Caxito *et al.*, 2011a). A ausência de zircões meso a neoproterozóicos e a intercalação de rochas máficas paleoproterozóicas sugere que pelo menos parte da Formação Formosa foi depositada no Paleoproterozóico (Orosiriano), provavelmente em uma bacia relacionada a arco magmático, e portanto faz parte do embasamento da Faixa Rio Preto juntamente ao Complexo Cristalândia do Piauí. As análises realizadas através do método K/Ar em muscovita das rochas da Formação Formosa mostram idades em torno de 547 Ma, demonstrando a importância do ciclo Brasileiro na deformação e metamorfismo dessas rochas (Egydio-Silva, 1987).

Formação Canabrinha

A Formação Canabrinha foi definida por Egydio-Silva (1987) como a unidade basal do Grupo Bambuí na região e correlacionada à Formação Bebedouro, base do Grupo Una na Bahia. Entretanto, Uhlein *et al.* (2008), Caxito (2010) e Caxito *et al.* (no prelo) sugerem a retirada da Formação Canabrinha da base do Grupo Bambuí. Esses autores apontam o fato de que a Formação Canabrinha apresenta grande espessura, metamorfismo e deformação significativos, ou seja, características de deposição e evolução estrutural em contexto de faixa dobrada, em contraste com a Formação Bebedouro, que apresenta espessura de algumas dezenas de metros, baixa a nula deformação e metamorfismo, características de evolução em contexto cratônico. Mesmo que as duas unidades apresentem correlação crono-estratigráfica, o contexto tectônico e sedimentar é bastante diferente. A Formação Canabrinha cavalga o Grupo Bambuí na porção sul da faixa dobrada (zona de cisalhamento de Cariparé, Fig. 2), não sendo, portanto, reconhecidas as relações de contato originais entre essas duas unidades. Assim, é mais coerente que a Formação Canabrinha seja correlacionada às formações portadoras de diamictitos das outras faixas dobradas brasileiras (e.g. formações basais do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuai, Formação Capitão – Palestina na Faixa Sergipana, Grupo Ibiá na Faixa Brasília).

A Formação Canabrinha ocorre na porção sul da Faixa Rio Preto, iniciando-se a norte de Cariparé e seguindo para o norte por aproximadamente 40 km (Fig. 2). Está confinada a duas grandes estruturas disruptivas que marcam o seu cavalgamento sobre a Formação Formosa a norte, e sobre a Formação Serra da Mamona (Grupo Bambuí) a sul. É composta

por quartzito lítico, conglomerático, feldspático, carbonático e/ou micáceo, maciço ou com estratificação gradacional, plana ou cruzada; metagrauvaca, filito carbonoso e mica xisto; metarritmito areno-pelítico; metadiamicrito; e, subordinadamente, metamarga. É comum a presença de limonitas euédricas milimétricas a centimétricas, abundantemente disseminadas. A Formação Canabrinha caracteriza-se por um metamorfismo de grau fraco a médio e uma geologia estrutural complexa. Baseado em dados gravimétricos, Egydio-Silva (1987) estimou uma espessura de aproximadamente 7.500 m para a Formação Canabrinha; esse dado deve ser interpretado com cautela, devido à alta deformação dúctil impressa nessas rochas, com dobras isoclinais na porção central da faixa dobrada.

O espectro de idades U-Pb em zircão detrítico da Formação Canabrinha (LA-ICP-MS) é bem diferente da Formação Formosa, variando de 3000 a 850 Ma (Caxito *et al.*, 2011a). Os isótopos de Nd também indicam uma proveniência de fontes mais variadas, com idades-modelo Tdm entre 1,5 e 2,7 Ga (Caxito, 2010, Caxito *et al.*, 2011a). Esses dados sugerem que as formações Canabrinha e Formosa apresentam evolução geológica em contextos diferentes e provavelmente não são cronocorrelatas. Dessa forma, os dados geocronológicos não suportam o agrupamento dessas duas formações em um grupo, como antes proposto (Grupo Rio Preto, Uhlein *et al.*, 2008; Caxito, 2010). Dessa forma, a Formação Canabrinha representa a sedimentação neoproterozóica (Criogeniano / Ediacarano) na bacia precursora da faixa dobrada.

A Figura 3 mostra uma correlação entre colunas estratigráficas esquemáticas levantadas em diferentes porções da Formação Canabrinha, próximo a Monte Alegre dos Cardosos, Bahia (Sanglard *et al.*, 2008). As fácies grossas (metadiamicritos) dominam na porção sul, passando gradativamente para fácies de granulometria mais fina ao norte. As camadas de diamictitos sugerem a atuação periódica de fluxos de lama e detritos, que ocasionalmente gradam para correntes de turbidez de alta densidade e essas para correntes de baixa densidade, com intervalos Tabc de Bouma (1962) representados por quartzitos conglomeráticos a grossos, invariavelmente imaturos, com estratificação gradacional, plana e cruzada, conforme a diminuição da velocidade de fluxo da corrente. As camadas de metapelitos intercaladas são o produto da decantação da pluma de materiais finos em suspensão, gerada após cada fluxo de lama. As litofácies das colunas A e B foram, dessa forma, depositadas por fluxos sedimentares gravitacionais na porção proximal de um sistema de leque submarino dominado por cascalho (gravel-rich).

Para norte predominam metarritmitos arenopelíticos compostos por camadas de metagrauvaca com estratificação gradacional e plana, intercalados a camadas de pelitos (Coluna C), interpretados como produtos de correntes de turbidez diluídas. Estes metaturbiditos predominam de Monte Alegre dos Cardosos para norte na Formação Canabrinha, como observado em excelentes afloramentos na BR-135, entre Malhadinha e Formosa do Rio Preto (vide Fig. 2).

Não foram encontradas evidências diretas de influência glacial na sedimentação da Formação Canabrinha, com base na análise sedimentar e estratigráfica. A intercalação de camadas de diamictitos com arenitos e pelitos, depositados em condições submarinas e a associação com turbiditos, impede a interpretação dessas rochas como tilitos (rochas glácio-terrestres). Uma sedimentação do tipo glácio-marinha também não encontra suporte, pois, se esse fosse o caso, seria de se esperar a ocorrência de clastos isolados e/ou “pingados” nos ritmitos e pelitos distantes dos fluxos de lama das colunas A e B, por exemplo, na coluna C. O retrabalhamento de depósitos glaciais por fluxos gravitacionais não pode, porém, ser descartado, embora evidências tais como clastos estriados e facetados são necessárias para balizar essa interpretação.

A deposição dos sedimentos que compõem a Formação Canabrinha ocorreu numa provável bacia do tipo rifte (Bacia Rio Preto), onde os rejeitos das falhas normais favoreceram a origem episódica de fluxos de lama/detritos que evoluíram para correntes de turbidez. Os fluxos de detritos foram

responsáveis pela deposição dos diamictitos, enquanto a diluição dos mesmos resultou em correntes de turbidez de alta e baixa concentração, que depositaram camadas de areias e pelitos em seqüências turbidíticas proximais e distais, de sul para norte. A Formação Canabrinha é resultado de uma sedimentação em ambiente marinho profundo, num sistema deposicional do tipo leque submarino.

Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí no oeste baiano foi subdividido por Egydio-Silva *et al.* (1989) em três formações, incluindo, da base para o topo:

Formação São Desidério - calcários cinza-escuros com intercalações de margas e siltitos, com 450 metros de espessura estimada. Para o topo mostra contato gradativo com a Formação Serra da Mamona.

Formação Serra da Mamona – correlacionável à Formação Serra da Saudade, é marcada pela alternância entre camadas de metacarbonatos e metapelitos de grau metamórfico incipiente a fraco, com espessura máxima estimada em 3.000 m.

Formação Riachão das Neves – constituída por metarcóseos, metagrauvacas e metassiltitos correlacionável à Formação Três Marias, com espessura estimada de 4.000 m. No limite cráton/faixa dobrada, a Formação Canabrinha é empurrada para sul sobre a Formação Serra da Mamona, na zona de cisalhamento de Cariparé (Egydio-Silva 1987). O Grupo Bambuí nesta região mostra deformação intensa que, para o sul, vai progressivamente diminuindo, até a predominância de camadas sub-horizontais.

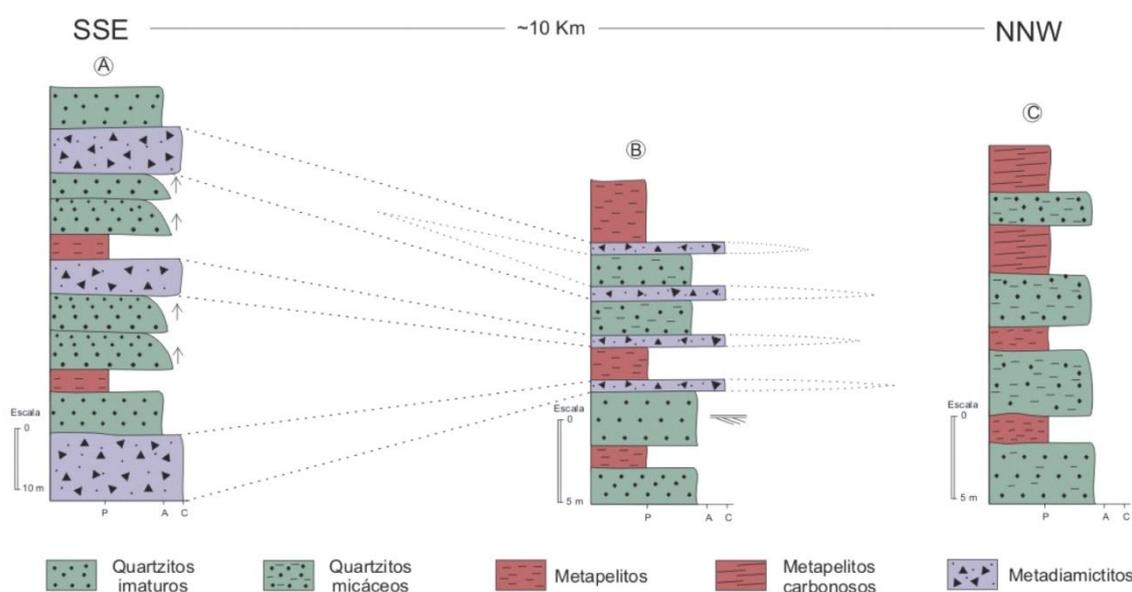


Figura 3. Correlação espacial entre as colunas estratigráficas levantadas na Formação Canabrinha, próximo a Monte Alegre dos Cardosos - BA. Segundo Sanglard *et al.* (2008).

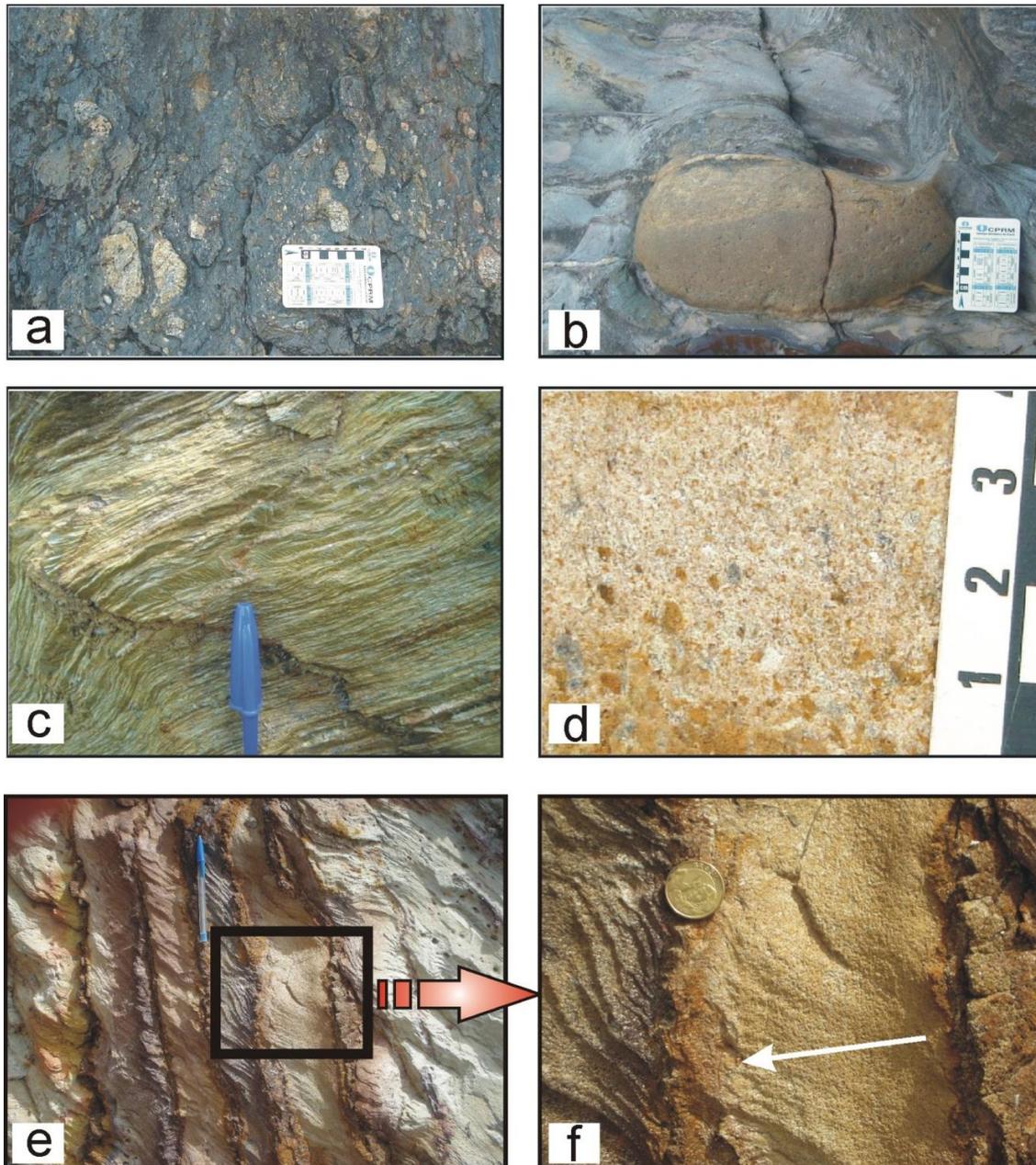


Figura 4. Litotipos da Formação Canabrinha. a) Metadiamicrito polimítico com seixos e blocos de granitóides, quartzitos impuros, carbonatos e metassiltitos; b) Matação de quartzito subarredondado no metadiamicrito; c) filito; d) quartzito lítico conglomerático com estratificação gradacional; e) camadas centimétricas arenosas, de cor creme, intercaladas a camadas pelíticas cinzas (metaturbidite) f) Detalhe de e, mostrando estratificação gradacional (Ta) no quartzito.

Coberturas Fanerozóicas

Sobre as unidades neoproterozóicas da região, repousa em discordância erosiva e angular o Grupo Urucuia, constituído por arenitos e conglomerados fluvi-eólicos, de idade cretácea. Recobrendo as demais unidades ocorrem depósitos de sedimentos inconsolidados alúvio-eluvio-coluvionares de idade Cenozóica, predominantemente areno-argilosos, às vezes lateritizados.

2.3 - Geologia Estrutural e Tectônica da Faixa Rio Preto

A Faixa Rio Preto apresenta-se como uma grande estrutura em leque assimétrico divergente (vide

Fig.2), com um domínio sul bem desenvolvido, com clara vergência para o Cráton do São Francisco e um domínio norte mais curto, mostrando vergência para o norte, onde a Formação Formosa cavalga em baixo ângulo os gnaisses do Complexo Cristalândia do Piauí (Egydio-Silva, 1987). Essa estruturação é resultado de uma complexa evolução estrutural desenvolvida durante a Orogênese Brasileira, que gerou três foliações secundárias distintas (Fig. 5), associadas a dobramentos e sistemas de falhas de empurrão, oblíquas e transcorrentes.

A Zona de Cisalhamento de Cariparé constitui uma falha inversa de orientação SW-NE, atitude 330-350/45 e cinemática frontal, que joga as rochas da

Formação Canabrinha, a nor-noroeste, sobre as rochas do Grupo Bambuí, a sul-sudeste (vide Fig. 2). A foliação principal S_2 , na Formação Canabrinha, é paralela à clivagem ardosiana que aparece na cobertura cratônica do Grupo Bambuí e é, portanto, de idade brasileira. As idades K-Ar entre 547 e 595 Ma obtidas por Egydio-Silva (1987) em muscovita das formações Canabrinha e Formosa corroboram essa interpretação.

Podem ser distinguidas três fases deformacionais distintas, possivelmente progressivas, na evolução estrutural e tectônica da Faixa Rio Preto (Egydio-Silva, 1987; Caxito, 2010):

A Fase D_1 gerou a foliação penetrativa S_1 , que em geral é paralela a S_0 . Pouco pode ser dito sobre as estruturas e o significado tectônico dessa fase, devido à escassez de dados e a generalizada transposição posterior.

A Fase D_2 é responsável pelo desenvolvimento da foliação penetrativa S_2 , além da marcante estruturação em leque de dupla vergência da Faixa Rio Preto (Fig. 2). Essa fase gerou dobras em um gradiente de estilo que variam de suaves e concêntricas no Grupo Bambuí cratônico, tornando-se progressivamente mais apertadas à medida que se aproxima do limite cráton/faixa dobrada, até dobras similares apertadas a isoclinais, parcialmente a totalmente transpostas, nas rochas da Faixa Rio Preto. Essa fase gerou, também, as grandes estruturas dúcteis/rúpteis da Faixa Rio Preto, por exemplo as zonas de cisalhamento de Cariparé e de Malhadinha-Rio Preto. Essa fase de deformação é a mais próxima do pico metamórfico brasileiro na Faixa Rio Preto, com os principais minerais metamórficos orientados segundo S_2 .

A Fase D_3 é caracterizada pela clivagem de crenulação espaçada ou clivagem de fratura S_3 (máximo modal: 187/32, n: 184), ocasionando dobras suaves de S_2 , e representa possivelmente uma fase compressiva final, dominada por estruturas vergentes para noroeste, ou seja, do cráton para a faixa dobrada. Falhas de empurrão subparalelas a S_3 podem ser encontradas na BR-135 entre Formosa e Malhadinha, com dobras de arraste associadas que indicam movimentação frontal com topo para noroeste.

No perfil da Figura 2, fica evidente a estruturação em leque de dupla vergência da Faixa Rio Preto. A partir de Cariparé em direção à Malhadinha, S_2 mergulha para noroeste (máximo modal: 334/29), tornando-se progressivamente mais empinada em direção ao norte até atingir valores de forte ângulo a sub-verticais na região de Malhadinha (170/72) e, a partir de Formosa para norte, inverte seu mergulho para sudeste (139/15).

Em campo constata-se que a região de Malhadinha corresponde a uma zona de cisalhamento de alguns quilômetros de espessura por 80 km de extensão aflorante, denominada Zona de Cisalhamento de Malhadinha-Rio Preto (Fig. 2, Gonçalves-Dias & Mendes, 2008; Caxito, 2010; Caxito et al., 2010). Essa zona é materializada por quartzitos miloníticos com foliação S_2 subvertical e lineação L_2 oblíqua a direcional. O sentido de cisalhamento, reverso oblíquo destrógiro, é indicado pela geometria amendoada com padrões de deflexão em S em planta, por estruturas em campo e microestruturas em lâmina delgada tais como pares S-C, mica-fish e porfiroblastos rotacionados, e também pelo padrão de orientação da estrutura cristalina do quartzo (Caxito, 2010; Caxito et al., 2010).

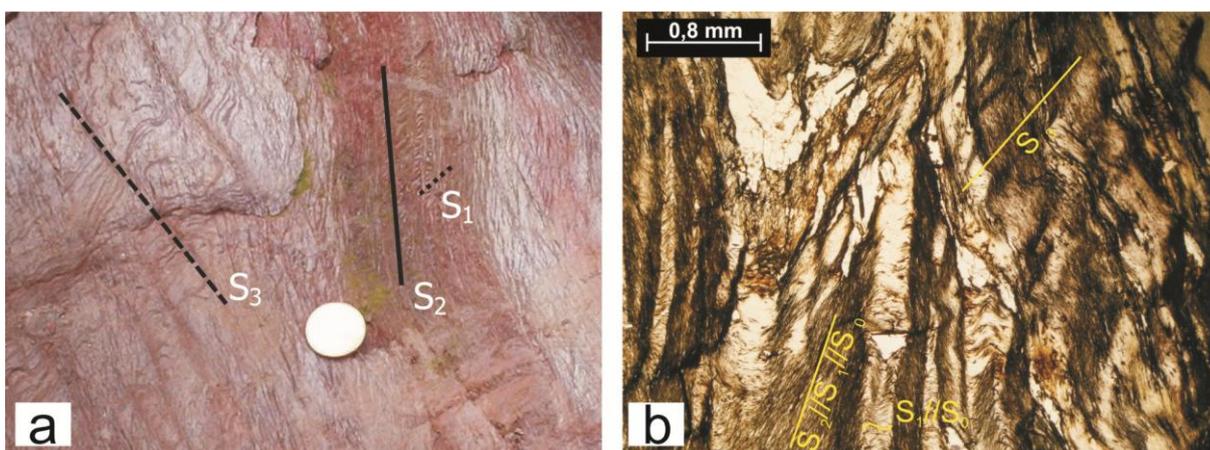


Figura 5. Relações de superposição entre as foliações principais na Faixa Rio Preto, em metapelitos da Formação Canabrinha. a) Aspecto em afloramento e b) em microscópio óptico, sob nicóis cruzados. S_2 é uma foliação de crenulação apertada e penetrativa, que transpõe fortemente S_1/S_0 . Somente quando S_2 apresenta espaçamento milimétrico, normalmente em zonas de charneira de dobras D_2 (b) é possível visualizar S_1/S_0 . S_3 é uma clivagem de crenulação ou fratura espaçada. Caxito (2010).

Um modelo de evolução geotectônica para a Faixa Rio Preto envolve estiramento crustal durante o Neoproterozóico (~850-600 Ma), com deposição da Formação Canabrinha em uma bacia do tipo graben instalada sobre o embasamento Arqueano-Paleoproterozóico da região (Egydio-Silva 1987, Caxito 2010). Posteriormente, essa bacia foi invertida durante a Orogênese Brasileira (~600-540 Ma), com o desenvolvimento de três fases de deformação progressivas. A fase de deformação principal, D2, gerou uma estrutura em leque assimétrico divergente, bastante peculiar, cujas possíveis causas são discutidas por Egydio-Silva *et al.* (1990); Caxito (2010) e Caxito *et al.* (2010).

3. A FAIXA RIACHO DO PONTAL (BA / PI / PE)

3.1 - Histórico e evolução dos conhecimentos

A Faixa Riacho do Pontal ocorre na porção norte do Cráton do São Francisco, na região da tríplice divisa entre Bahia, Pernambuco e Piauí (Figs. 1 e 6). A porção cratônica adjacente estende-se entre as cidades de Lençóis (BA) e São Raimundo Nonato (PI); a faixa dobrada ocorre entre Casa Nova (BA) e Paulistana (PI).

O conceito original de uma faixa marginal brasileira na região, conforme proposição de Brito Neves (1975), com supracrustais neoproterozóicas, foi contestado por Jardim de Sá & Hackspacker (1980), Angelim (1988) e Gomes (1990), os quais alegaram que os mica-xistos e gnaisses da faixa seriam relacionados a um ciclo orogênico paleoproterozóico. Estes autores defenderam, então, uma evolução policíclica, com sedimentação e deformação das supracrustais no Paleoproterozóico e com retrabalhamento no Neoproterozóico (deformação transcorrente).

Posteriormente, Jardim de Sá *et al.* (1992) reavaliaram relações de campo e buscaram novos dados geocronológicos da Faixa Riacho do Pontal, concluindo por uma deformação neoproterozóica para estruturas do tipo *nappes* (tectônica tangencial) de mica-xistos da faixa dobrada. Jardim de Sá *et al.* (1996) analisaram dados Rb-Sr e Pb-Pb por evaporação em sienitos alcalinos da Serra da Esperança, próximo à Casa Nova - BA, concluindo por uma idade de deformação de 555 ± 10 Ma para estes corpos sin a tardi-colisionais intrusivos nos mica-xistos. Estes dados geocronológicos permitiram considerar a idade da deformação tangencial da Faixa Riacho do Pontal como relacionada ao ciclo Brasileiro, no Neoproterozóico terminal.

Oliveira (1998) efetuou importante estudo geotectônico e geofísico da região da Faixa Riacho do Pontal e Brito Neves *et al.* (2000) efetuaram uma síntese sobre a província Borborema, região Nordeste do Brasil. Destaca-se, ainda, a síntese de

Angelim (2001), no contexto da Folha Aracajú – Mapa Geológico ao Milionésimo, dentro do Programa de Levantamentos Geológicos do Brasil - PLGB, de responsabilidade da CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Neste trabalho, as rochas metavulcano-sedimentares da porção norte da Faixa Riacho do Pontal foram individualizadas nos Complexos Paulistana, Monte Orebe e Santa Filomena, considerados como Mesoproterozóicos (1200 Ma), pois segundo Angelim (2001) estas rochas foram intrudidas por granitóides do tipo Afeição, um ortognaisse granodiorítico datado em cerca de 966 Ma (U-Pb TIMS; Van Schmus *et al.* 1995). Recentemente, porém, uma idade de 740 Ma (U-Pb SHRIMP) em zircão de metatufos da região de Monte Orebe foi citada por Brito Neves & Van Schmus (*in* Brito Neves & Pedreira da Silva, 2008). Esses dados indicam a necessidade de estudos mais aprofundados, principalmente nas áreas de geoquímica e geocronologia, para melhor caracterizar as idades e ambientes tectônicos das rochas supracrustais da Faixa Riacho do Pontal, assim como propor subdivisões estratigráficas para as mesmas.

A região da Faixa Riacho do Pontal insere-se no sertão do São Francisco – na área central do chamado “Polígono das Secas”. A característica geomorfológica dominante é um vasto peneplano, com elevações residuais, variando entre 370 a 570 metros.

3.2 - Estratigrafia

A Faixa Riacho do Pontal é constituída por um embasamento gnáissico-migmatítico arqueano a paleoproterozóico, rochas metassedimentares de ambiente deposicional marinho raso a profundo, metavulcânicas e metaplutônicas máficas e ultramáficas, relacionadas ao Grupo Casa Nova, de provável idade neoproterozóica (Figs. 6 e 7), e diferentes gerações de intrusões graníticas.

Embasamento

O embasamento predomina ao sul, constituindo a infraestrutura do Cráton do São Francisco, nos arredores de Petrolina (PE), recebendo o nome de Bloco Gavião ou Sobradinho (Barbosa & Dominguez, 1996; Uhlein *et al.*, 2011a). Ocorre também ao norte, nas proximidades do lineamento de Pernambuco, nos arredores de Paulistana, onde confunde-se com xistos e gnaisses provavelmente supracrustais do Grupo Casa Nova, intensamente deformado (Figs. 6 e 8d). No embasamento, de modo geral, predominam ortognaises do tipo TTG, em parte migmatizados, com bandas tonalíticas/granodioríticas e corpos leucograníticos. As idades disponíveis indicam evolução do Arqueano ao Paleoproterozóico (Barbosa & Dominguez, 1996; Barbosa *et al.*, 2003; Dantas *et al.* 2010).

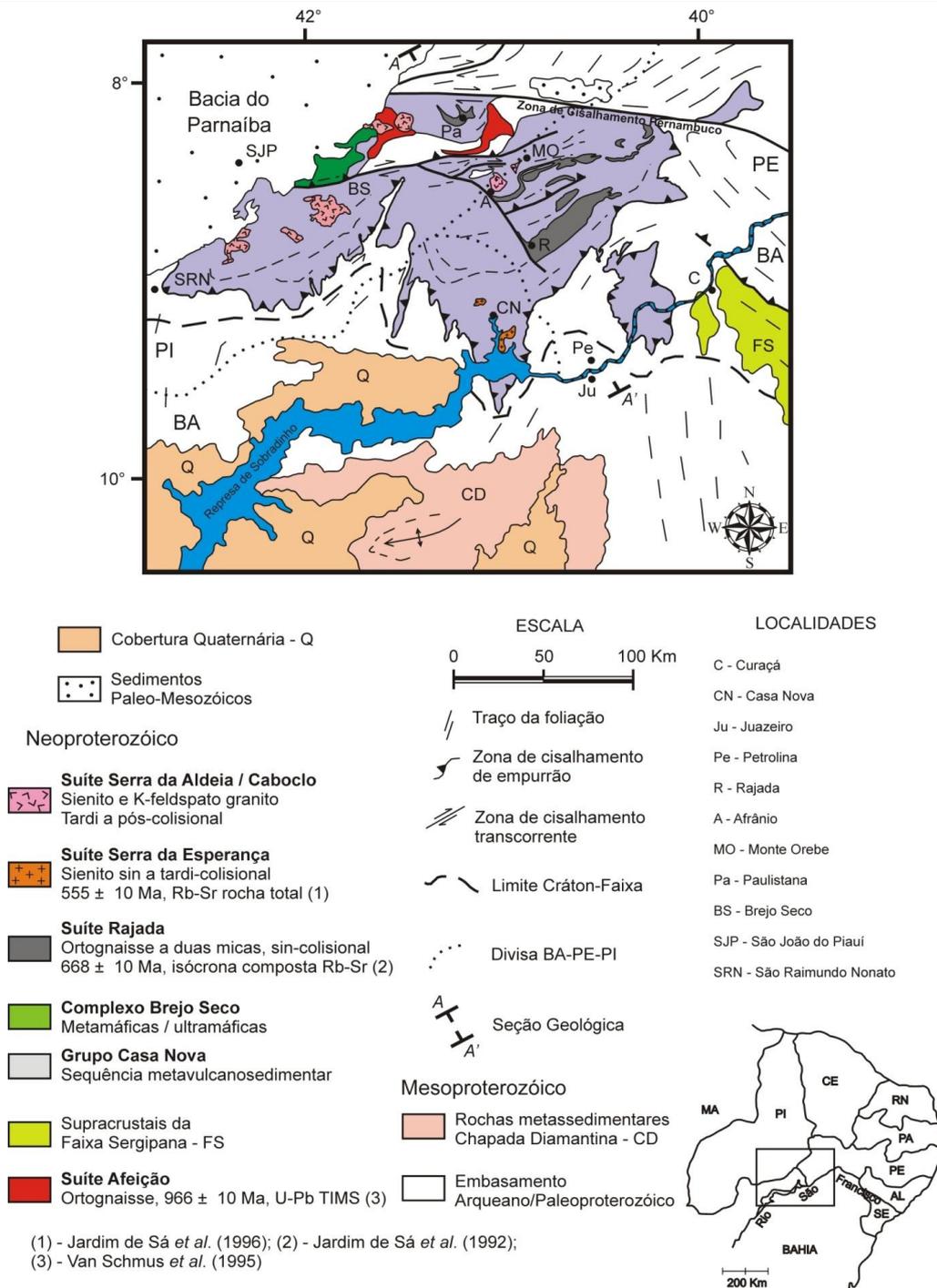


Figura 6. Mapa geológico simplificado da Faixa Riacho do Pontal. Segundo Schobbenhaus et al. (1995), Gomes (1990), Angelim (2001), e Uhlein et al. (2011a). Veja figura 1 para localização regional

Grupo Casa Nova

O Grupo Casa Nova pode ser subdividido em três formações, que se interdigitam lateral e verticalmente, de sul para norte (Fig. 7, Uhlein et al., 2011a): Formação Barra Bonita (quartzitos, mica xistos, metacalcários), Formação Mandacaru (mica xistos e metagrauvacas) e Formação Paulista-Monte Orebe (mica xistos, quartzitos e metaigneas, como xistos verdes metabasálticos e metaultramáficos, anfibolitos e metatufos). Metatufos intercalados em rochas metassedimentares da Formação Paulista-Monte

Orebe foram datados em 740 Ma (U-Pb SHRIMP) por Brito Neves & Van Schmus (in Brito Neves & Pedreira da Silva, 2008), sendo esta, provavelmente, a melhor aproximação da idade de sedimentação do Grupo Casa Nova.

A Formação Barra Bonita (Fig. 8b), com biotita xistos, mármore e quartzitos, representa uma sedimentação marinha plataformal, predominando ao sul, próximo do Cráton do São Francisco. Ocorrem biotita xistos de cor cinza, granulação fina a média, com quartzo, biotita, muscovita, feldspato e granada. Os metacarbonatos predominam a oeste,

próximo de Vargem Grande e São Raimundo Nonato, mas aparecem também em toda a unidade sedimentar, formando lentes e camadas, às vezes com grande extensão lateral. Quartzitos esbranquiçados, xistosos, com muscovita e feldspatos, também ocorrem, principalmente na base, em contato com os gnaisses migmatizados do embasamento.

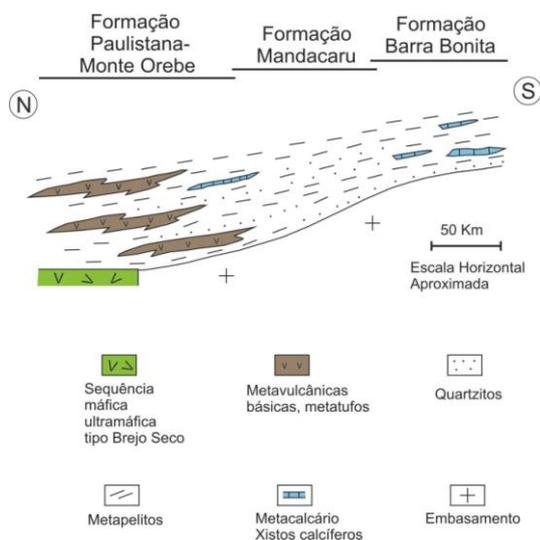


Figura 7. Quadro estratigráfico mostrando as possíveis relações de interdigitação entre as três formações do Grupo Casa Nova, Faixa Riacho do Pontal. Modelo de bacia sedimentar do Complexo Casa Nova, sugerindo uma margem passiva neoproterozóica. Uhlein et al., (2011a), em parte segundo Angelim (1988), Gomes (1990), e Oliveira (1998).

A Formação Mandacaru é constituída por mica xistos com intercalações centimétricas e decimétricas de metagrauvas (Fig. 8a). Os mica xistos apresentam biotita, muscovita, granada e feldspatos. Mostram intercalações de metapsamitos (metagrauvas) em camadas pouco espessas que mostram, às vezes, estratificação gradacional, sugerindo camadas turbidíticas em contexto de mar profundo. As metagrauvas mostram cor cinza claro, granulação média a grossa, com predomínio de quartzo e matriz a base de muscovita/sericita, feldspato, granada e clorita.

A Formação Paulistana – Monte Orebe, uma unidade vulcano-sedimentar que predomina ao norte, é constituída por metavulcânicas (xistos verdes metabasálticos, anfibolitos, metatufos), metapelitos (grafita xistos, mica xistos com granada, cordierita e silimanita, xistos carbonáticos), metachert, quartzitos, e quartzo xistos. A unidade vulcano-sedimentar (Angelim, 1988; Gomes, 1990), representa uma fácies dos metapelitos predominantes do Grupo Casa Nova, com maior expressão de rochas metamáficas, metassedimentos silicosos (*metacherts*), metaultrabásitos e metapelitos. Ortoanfíbólitos ocorrem, geralmente concordantes com os metapelitos, constituídos por

anfíbólitos e plagioclásio, apresentando cor verde e granulação fina. Quartzo-mica xistos granatíferos e quartzitos ou quartzo-xistos aparecem intercalados nos metavulcanitos (Angelim, 1988). Rochas metaultrabásicas (talco, cloritas, serpentina, carbonatos, anfíbólitos e opacos), metatufos e metabrechas vulcânicas ocorrem localmente. Dados de litoquímica de elementos maiores e alguns elementos traços das metamáficas de Monte Orebe (Moraes, 1992) sugerem um magmatismo toleítico de baixo potássio, do tipo MORB, para os seus protólitos (Fig. 9). Dados preliminares de elementos terras raras (Oliveira et al., 2011) confirmam as assinaturas de basaltos oceânicos sugeridas por Moraes (1992), e abrem uma perspectiva de interpretação geotectônica dessas rochas como indicativas de uma zona de sutura; entretanto, a idade da possível crosta oceânica (Fig. 7) ainda é incerta.

Suítes ígneas

Ocorrem quatro suítes ígneas importantes na Faixa Riacho do Pontal (Angelim, 2001): (1) Suíte Afeição, composta por granada-biotita *augen* gnaisses e datada em 966 ± 10 Ma (U-Pb TIMS, Van Schmus et al., 1995), compondo provavelmente parte do embasamento da faixa dobrada em sua porção norte; (2) Suíte Rajada, composta por *sills* sincolisionais de ortognaisses de composição tonalítica, granodiorítica e sienogranítica, a duas micas, datado em cerca de 668 Ma (isócrona composta Rb-Sr, Jardim de Sá et al., 1992, Fig. 8c); (3) Suíte Serra da Esperança, com granitóides sin a tardicolisionais, sienitos e quartzo sienitos cinza esverdeados a rosados, finos a pegmatóides, datados em cerca de 555 Ma (Rb-Sr, Jardim de Sá et al., 1996, Fig. 6); (4) Suíte Serra da Aldeia-Caboclo, com granitóides tardi a pós-colisionais de quimismo alcalino, anorogênicos. Na porção noroeste da faixa dobrada, ocorre ainda o Complexo plutono-vulcano sedimentar de Brejo Seco, com rochas metaultramáficas, metamáficas e mica xistos, que abriga importantes depósitos de níquel laterítico (Fig.6, Marimon, 1990). A geologia, geoquímica e evolução tectônica comparativa das rochas metaígneas de Brejo Seco e Monte Orebe é objetivo de estudos em andamento.

Coberturas Fanerozóicas

Rochas sedimentares de idade paleozóica e mesozóica constituem as bacias do Parnaíba, a oeste, e do Araripe, ao norte, cobrindo discordantemente as rochas pré-cambrianas da Faixa Riacho do Pontal. Localmente, aparecem delgadas coberturas detríticas recentes que, ao sul, na região da Represa de Sobradinho, adquirem grande extensão (Fig.6).

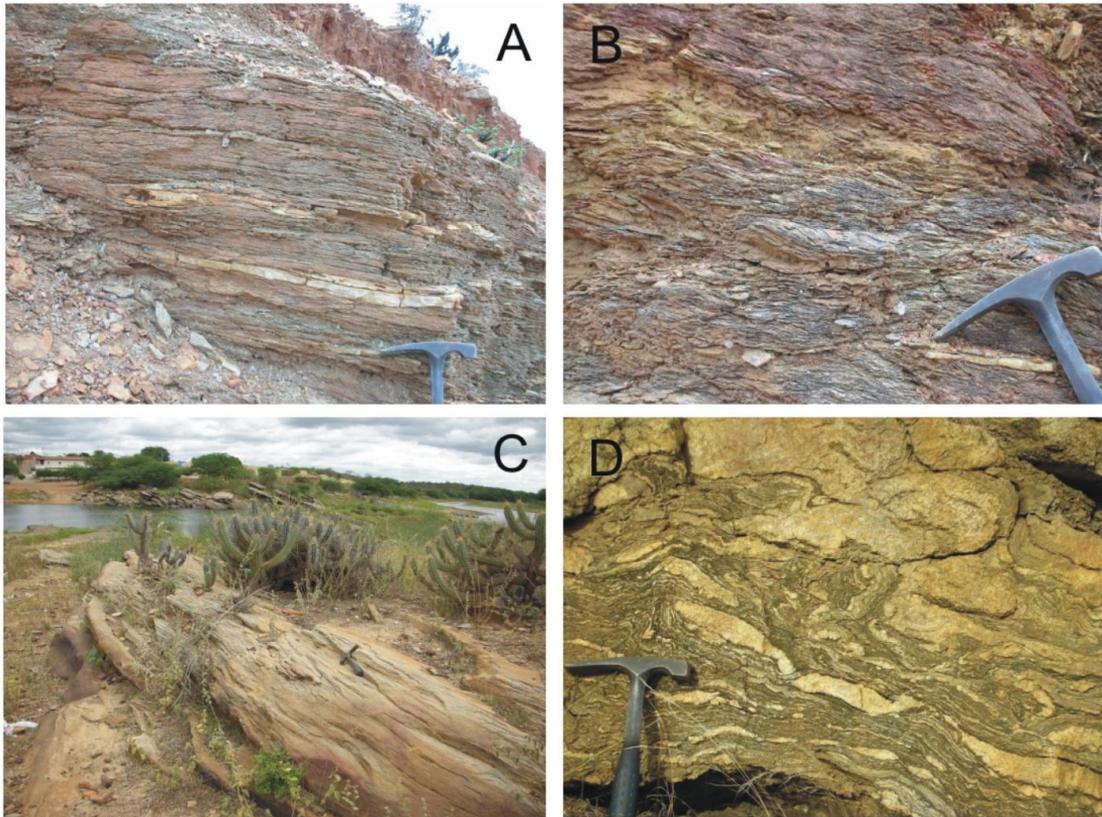


Figura 8. Litotipos da Faixa Riacho do Pontal. **A** – Metagrauva e metapelito da Formação Mandacaru; **B** – Mica xisto da Formação Barra Bonita, com estrutura S/C, devido à deformação tangencial (D_1), próximo ao contato com o embasamento, no povoado de Pau Ferro, ao sul de Rajada. **C** – Suíte Rajada: granitóide foliado, sintectônico, na barragem do açude de Rajada. **D** - Gnaíse bandado, pertencente ao Embasamento, que aflora como escama tectônica na região de Afrânio (Complexo Morro do Estreito).

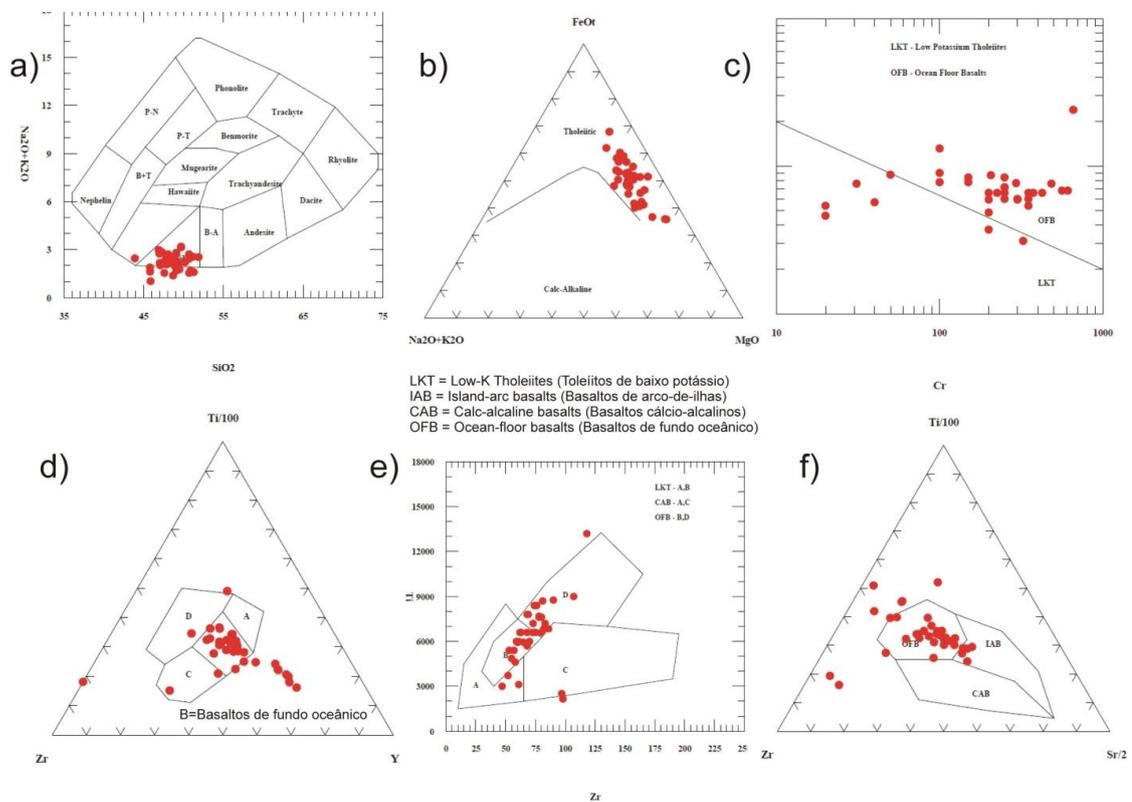


Figura 9. Diagramas de caracterização química (a, b, c) e discriminação de ambiente tectônico (d, e, f) das rochas metabásicas de Monte Orebe, segundo dados de Moraes (1992). Fonte: a) Cox et al. (1979), b) Irvine & Baragar (1971), c) Pearce (1975), d), e) f) Pearce & Cann (1973).

3.3 - Geologia estrutural e tectônica da Faixa Riacho do Pontal

A Faixa Riacho do Pontal apresenta uma deformação complexa, com o desenvolvimento de *nappes* em sua porção externa e de transcorrências na sua porção interna (Figs. 6 e 10). Dessa forma, pode-se descrever e subdividir simplificada a evolução estrutural brasileira da faixa dobrada Riacho do Pontal em uma fase D₁ (tectônica tangencial) e uma fase D₂ (tectônica transcorrente) conforme Gomes (1990), Angelim (2001) e Uhlein *et al.* (2011a). A fase D₁ gerou uma xistividade milonítica proeminente (S₁) e uma lineação de estiramento orientada 320 a 350 Az, em quartzoxistos, mica xistos e anfíbolitos do Grupo Casa Nova. Essa fase é caracterizada por transporte tectônico para sul-sudeste, em direção ao Cráton do São Francisco, como indicado por dobras assimétricas apertadas a isoclinais, dobras em bainha e estruturas SC (Fig. 8b). A faixa dobrada mostra uma estrutura homoclinal, com superposição de escamas tectônicas, que mostram foliação S₁ aproximadamente leste-oeste, com mergulho para nor-noroeste (Fig. 10). Na região sul, uma isócrona Rb-Sr de 555 Ma foi obtida por Jardim de Sá *et al.* (1992) em granitóides sin a tardicolisionais da Suíte Serra da Esperança, o que representa uma aproximação da idade da tectônica tangencial. O metamorfismo varia da fácies xisto verde a sul até a fácies anfíbolito a norte, indicando uma superposição de escamas tectônicas com metamorfismo inverso, coerente com o empilhamento de *nappes* de norte para sul. A Faixa Riacho do Pontal apresenta ainda uma zona interna,

a norte, com embasamento e supracrustais do Grupo Casa Nova envolvidos na deformação transcorrente dúctil destrógrica, de alta temperatura, do Lineamento de Pernambuco (Angelim, 2001; Uhlein *et al.*, 2011a; Fig. 10). Nesta região, a fase D₂ gerou a Zona de Cisalhamento de Pernambuco, de cinemática transcorrente destrógrica, com centenas de quilômetros de extensão na direção E-W, além de zonas de cisalhamento transcorrentes subordinadas, com geometria sigmoidal e anastomosada, foliação milonítica subvertical (E-W; 90°) e lineação de estiramento subhorizontal (90; 10° E), conforme Gomes (1990), Vauchez & Egydio-Silva (1992) e Uhlein *et al.* (2011a).

Uma seção geológica da Faixa Riacho do Pontal mostra seus principais elementos tectônicos (Fig. 10). Ao sul, destaca-se um *fold-and-thrust belt* (domínio ou zona externa), com predomínio de rampas frontais de baixo ângulo, *nappes* e rampas laterais, envolvendo as Formações Barra Bonita e Mandacarú. Destaca-se a *klippe* de Barra Bonita, uma porção alóctone do Grupo Casa Nova, a leste de Petrolina – PE (Fig. 6). No domínio interno, destacam-se as rochas vulcano-sedimentares da Formação Paulistana-Monte Orebe e o Complexo Brejo Seco envolvidos na deformação tangencial profunda (*thick skin*), que afeta também o embasamento, assim como zonas de cisalhamento subverticais transcorrentes destrógricas da Zona de Cisalhamento de Pernambuco e transcorrências subordinadas, que afetam, igualmente, o embasamento e as supracrustais do Grupo Casa Nova.

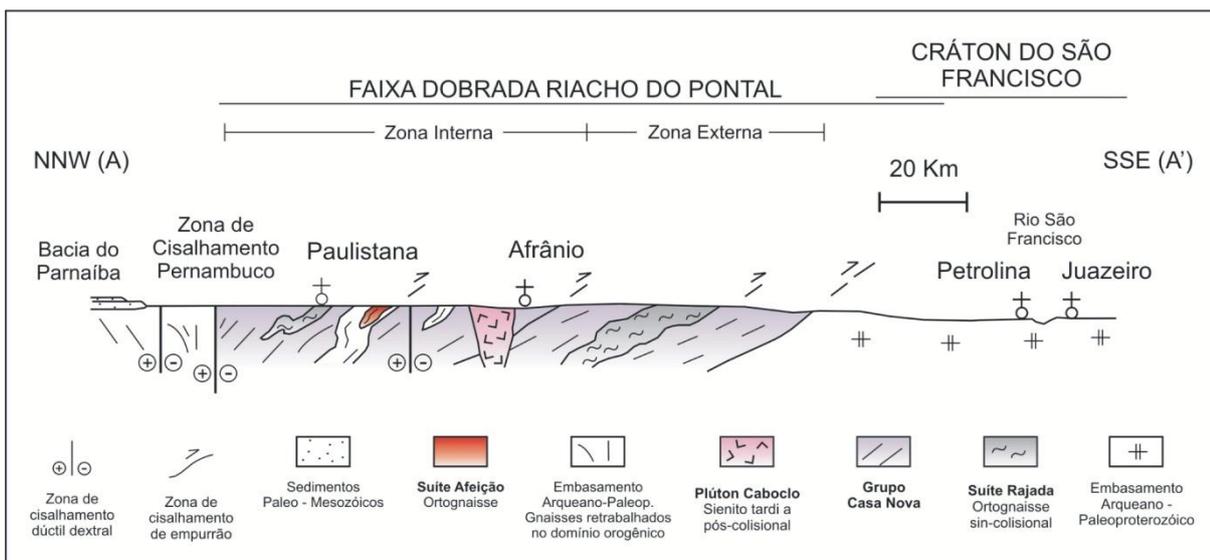


Figura 10. Seção geológica da Faixa Riacho do Pontal e porção norte do Cráton do São Francisco, com indicação dos domínios externo e interno da faixa dobrada. Segundo Uhlein *et al.* (2011a).

Um modelo de evolução tectônica para a Faixa Riacho do Pontal envolve a abertura de um oceano no Neoproterozóico, com deposição do Grupo Casa Nova, com litotipos plataformais a sul (Formação Barra Bonita) e de mar profundo a norte (Formações Mandacaru e Paulistana-Monte Orebe). Atividade ígnea sin-sedimentar é representada por intercalações metamáficas/ultramáficas na Formação Paulistana – Monte Orebe, que podem representar porções desmembradas de uma sequência ofiolítica desenvolvida em torno de 740 Ma. O fechamento desse oceano levou ao desenvolvimento da faixa dobrada, em torno de 668-555 Ma atrás, com atividade ígnea sin a pós-colisional representada pelos plútons das suítes Rajada, Serra da Esperança e Serra da Aldeia – Caboclo. O embasamento da faixa dobrada é formado por rochas arqueanas a paleoproterozóicas e provavelmente envolve crosta gerada durante o ciclo Orogênico Cariris Velhos, como atestado pela idade de 966 ± 10 Ma da Suíte Afeição (Van Schmus *et al.*, 1995). O papel dessa crosta Toniana na evolução geodinâmica do embasamento da Faixa Riacho do Pontal, e reconhecimento de possíveis sequências supracrustais relacionadas ao ciclo Cariris Velhos, é um campo promissor para futuros estudos (*e.g.* Santos *et al.*, 2010).

4. A FAIXA SERGIPANA

4.1 - Histórico e evolução dos conhecimentos

A Faixa de Dobramentos Sergipana constitui-se numa região orogênica neoproterozóica, formada durante o ciclo Brasileiro/Pan-Africano (~600-560 Ma), e que ocorre ao sul do Maciço Pernambuco-Alagoas, no limite nordeste do Cráton do São Francisco (Almeida, 1977; Brito Neves *et al.*, 2000). Geograficamente, esta faixa abrange grande parte do Estado de Sergipe, além do norte da Bahia e sul de Alagoas.

A Faixa Sergipana pode ser subdivida em seis domínios litotectônicos. De sul para norte, são denominados de Estância, Vaza-Barris, Macururé, Marancó, Poço Redondo e Canindé (Silva Filho *et al.*, 1979; Davison & Santos, 1989; Santos *et al.*, 1998; D'el-Rey Silva, 1999; Oliveira *et al.*, 2010). Estes domínios apresentam características estruturais, metamórficas e litoestratigráficas distintas, justapostos por tectônica compressiva vergente para sudoeste, relacionada ao ciclo Brasileiro, na forma

de falhas e zonas de cisalhamento de médio a alto ângulo (Fig. 11).

Trabalhos pioneiros na região são os de Humphrey & Allard (1969) e Silva Filho *et al.* (1979) envolvendo mapeamento geológico e detalhada descrição das rochas. Posteriormente, destacam-se trabalhos mais específicos, como os de Davison & Santos (1989), Santos *et al.* (1998) e D'el-Rey Silva (1995, 1999), com ênfase na estrutura e tectônica da Faixa Sergipana. Recentemente, destacam-se os trabalhos de Oliveira *et al.* (2005, 2006, 2010), que apresentaram dados geocronológicos e isotópicos dos sistemas U-Pb e Sm-Nd, visando um estudo integrado de proveniência e evolução tectônica, e Sial *et al.* (2010), sobre a quimioestratigrafia e estratigrafia isotópica dos metacarbonatos da Faixa Sergipana.

4.2 - Estratigrafia na porção centro-sul da Faixa Sergipana – Domínio Cratônico Estância e Domínio Vaza-Barris

Ao sul, ocorre o Domínio Estância, constituído por gnaisses do embasamento do Cráton do São Francisco e por rochas sedimentares subhorizontais, onde predominam os arenitos da Formação Lagarto (Fig. 12).

O Grupo Estância, que constitui uma cobertura do Cráton do São Francisco, é constituído pelas Formações Juetê (conglomerado, arenitos), Acauã (carbonatos), Lagarto (arenitos e siltitos) e Palmares (arenitos e conglomerados, Silva Filho *et al.*, 1979). A Formação Acauã registra um evento transgressivo, com implantação de uma plataforma carbonática, com fácies de planície de maré e plataforma marinha rasa, com bancos oolíticos e níveis estromatolíticos (Saes & Vilas Boas, 1986). A Formação Lagarto, mais abrangente em área, representa sedimentação terrígena transicional a marinho plataformal, com ação de ondas de tempestades (Saes & Vilas Boas, 1983). Ambas as unidades mostram semelhanças e possível correlação com o Grupo Bambuí. Oliveira *et al.* (2005), a partir de datações U/Pb em zircões detríticos da formação Lagarto, obtiveram idade máxima de 570 Ma para a sedimentação dos arenitos. A Formação Palmares ocorre em discordância sobre o Grupo Estância, conforme Silva Filho *et al.* (1979), representada por arenitos conglomeráticos e conglomerados de origem turbidítica e com área fonte a norte.

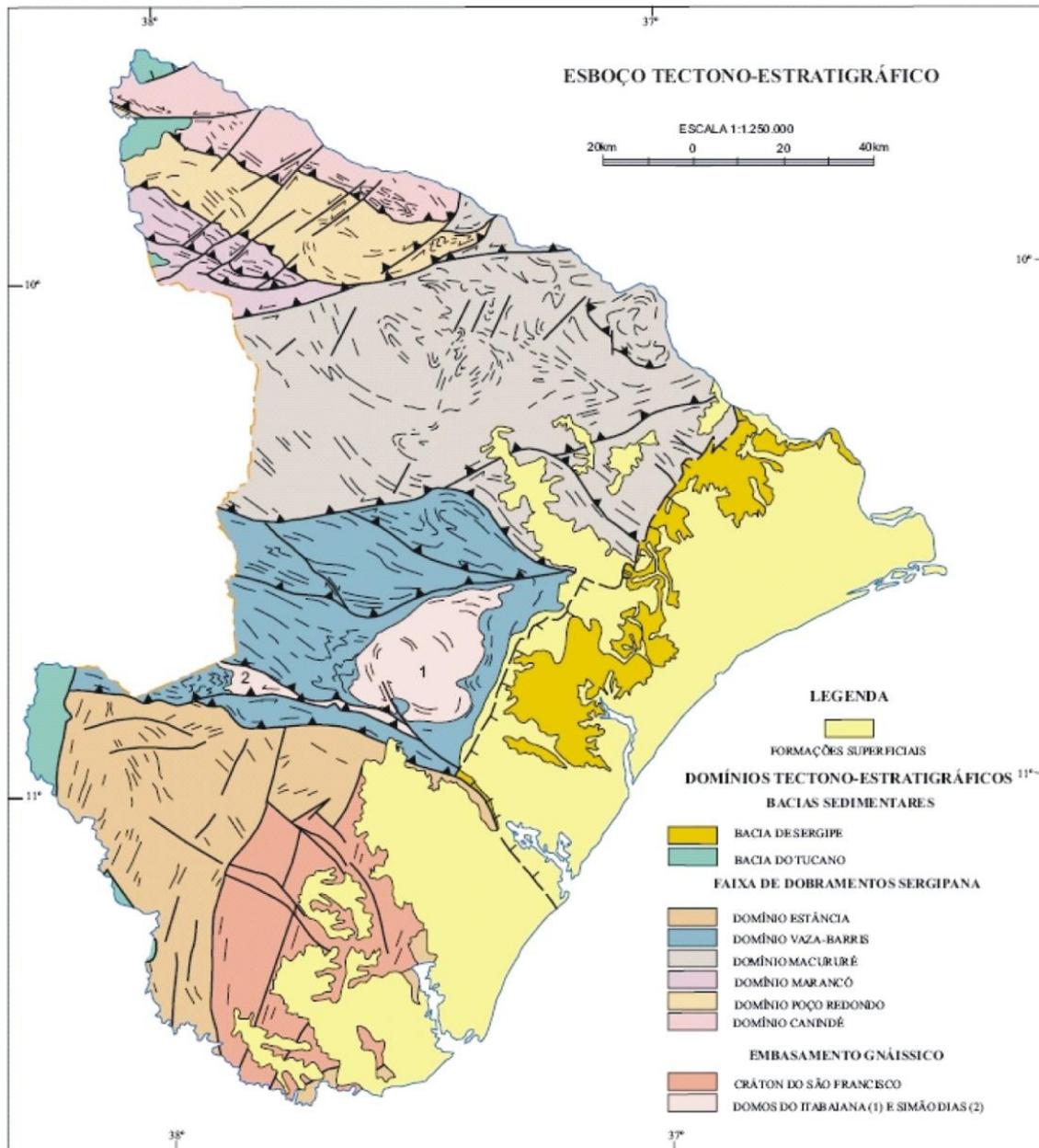


Figura 11. Domínios tectono-estratigráficos na Faixa Sergipana (Santos et al., 1998).

No Domínio Vaza-Barris, o embasamento cristalino arqueano / paleoproterozóico aflora nos domos gnáissicos-migmatíticos de Itabaiana e Simão Dias (Figs. 11 e 15). Neste domínio, as sequências metassedimentares neoproterozóicas podem ser divididas, da base para o topo, nos Grupos Miaba e Vaza-Barris (Humphrey & Allard, 1969; Silva Filho et al., 1979; D'el-Rey Silva, 1995, 1999, Sial et al., 2010). Inicialmente, Humphrey & Allard (1969), a partir de mapeamentos geológicos de detalhe, subdividiram o Grupo Miaba nas Formações Itabaiana, Jacarecica e Jacoca e o Grupo Vaza-Barris nas Formações Capitão, Palestina, Olhos d'Água, Frei Paulo e Ribeirópolis. Posteriormente, considerando a dificuldade em mapear estas rochas em escala regional, Silva Filho et al. (1979) propuseram a junção das Formações Capitão e Palestina em uma

única unidade estratigráfica, designada Formação Capitão-Palestina e o mesmo foi proposto para as Formações Frei Paulo e Ribeirópolis, reunidas, então, numa mesma formação. D'el-Rey Silva (1995, 1999) e D'el-Rey Silva & McClay (1995) propõem o Grupo Simão Dias, uma unidade posicionada entre os Grupos Miaba e Vaza-Barris, constituído pelas Formações Lagarto-Palmares (metarenito-metargilito), Jacaré (metassiltitos) e Frei Paulo (quartzitos e filitos). Recentemente, dados geocronológicos de Oliveira et al (2005, 2006, 2010), baseados em U-Pb em zircão detrítico, indicaram significativas diferenças de idades de sedimentação para essas sequências, impossibilitando a aplicação da coluna estratigráfica de D'el-Rey Silva e McClay (1995).

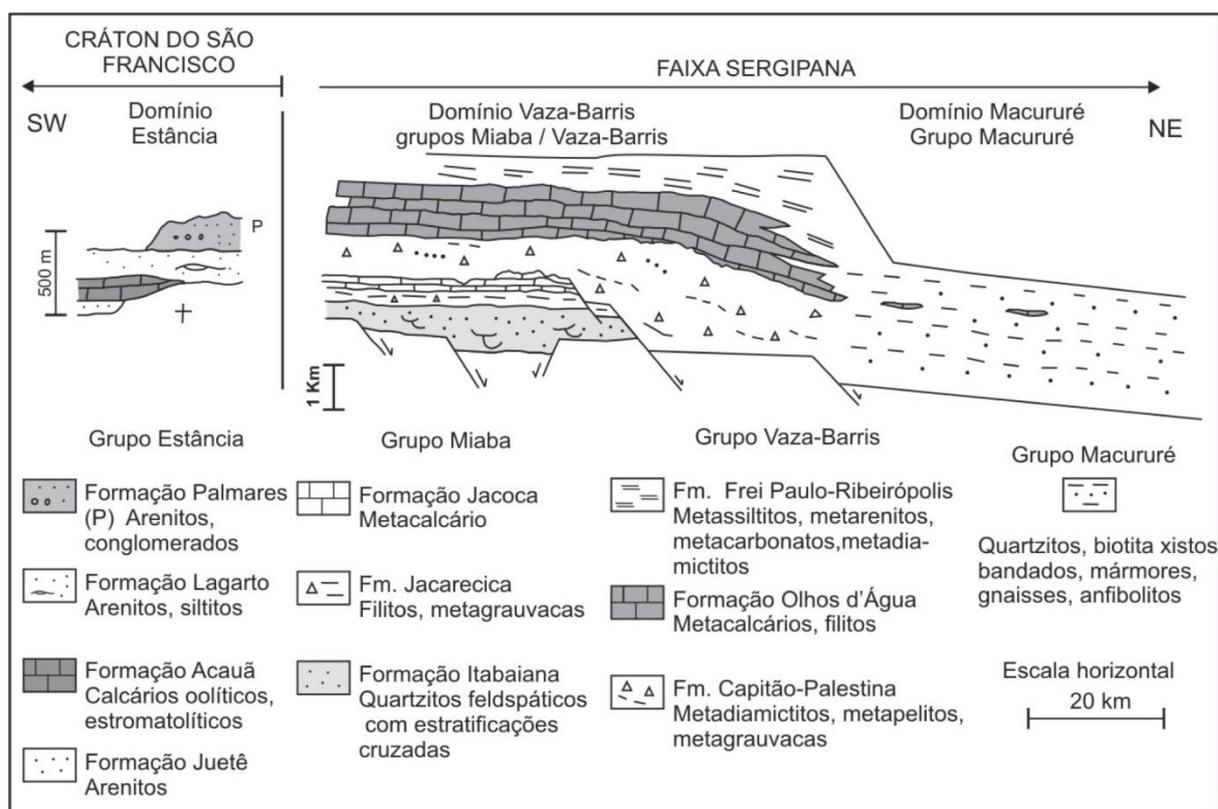


Figura 12. Quadro estratigráfico esquemático para os Grupos Estância, Miaba, Vaza-Barris e Macururé, porção centro-sul da Faixa Sergipana. Segundo Silva Filho et al. (1979) e Uhlein et al. (2011b).

Sial et al. (2010), baseados em Silva Filho et al. (1979) e dados geocronológicos recentes (Oliveira et al., 2005, 2006, 2010), adotam esquema estratigráfico semelhante ao de Humphrey & Allard (1969) para a Faixa Sergipana, com o Grupo Miaba, subdividido nas Formações Itabaiana, Jacarecica / Ribeirópolis e Jacoca; e o Grupo Vaza Barris, subdividido nas Formações Capitão-Palestina, Olhos d'Água e Frei Paulo-Ribeirópolis (idade < 653 Ma, U-Pb em zircão detrítico, Oliveira et al., 2010). No topo, colocam o Grupo Simão Dias, com as Formações Lagarto-Palmares (idade < 570 Ma; Oliveira et al., 2005, 2010) e Jacaré.

No presente trabalho, segue-se a linha de nomenclatura litoestratigráfica proposta por Humphrey & Allard (1969), modificada por Silva Filho et al. (1979) e Sial et al. (2010), ou seja, Grupo Miaba na base (rochas metassedimentares pouco espessas das formações Itabaiana, Jacarecica e Jacoca, ao redor dos domos de embasamento) e Grupo Vaza-Barris (rochas sedimentares espessas superpostas ao Grupo Miaba, das formações Capitão-Palestina, Olhos D'Água e Frei Paulo – Ribeirópolis, Figs 12 e 13).

O Grupo Macururé é constituído por mica-xistos granatíferos, metarritmitos, quartzitos, calcissilicáticas e paragnaisses, em contato tectônico com o Grupo Vaza-Barris (Falha de São Miguel do Aleixo, Fig. 11). Aflora ao norte do Estado de

Sergipe, com grande extensão regional. Oliveira et al. (2010) interpretam o Grupo Macururé como representante da margem passiva da parte sul do bloco Pernambuco-Alagoas, devido à ausência de zircões detríticos mais novos que 950 Ma. Alternativamente, o Grupo Macururé pode representar a continuidade estratigráfica da base do Grupo Vaza-Barris, com sedimentação turbidítica expressiva, como sugerido por camadas com estratificação gradacional bem preservada entre Feira Nova e Nossa Senhora da Glória (Uhlein et al., 2011b; Figs. 12 e 14E).

4.3 - Estratigrafia e sistemas deposicionais dos Grupos Miaba e Vaza-Barris

A Formação Itabaiana (20 até 600 metros de espessura), base do Grupo Miaba (Fig. 13), é constituída por quartzitos arcossianos de granulometria média a grosseira, mostrando frequentes estratificações cruzadas (Fig. 14A) e raras intercalações de metapelitos (metassiltitos). Conglomerado suportado pelos clastos ocorre localmente (Silva Filho et al., 1979). As litofácies indicam sedimentação fluvial, do tipo entrelaçado (alta energia). Paleocorrentes medidas por Humphrey & Allard (1969) indicam transporte sedimentar para o norte.

As formações Jacarecica (metadiamicitito, metagrauvaca e filito) e Jacoca (carbonatos), com cerca de 200 - 400 m de espessura, representam,

possivelmente, um sistema deposicional de fan-delta, com possível contribuição glacial. As litofácies descritas indicam sedimentação gravitacional em ambiente subaquoso, provavelmente devido a uma importante transgressão marinha. Estas unidades apresentam pequena espessura e distribuição restrita, na base, conformadas em torno dos domos gnáissicos (Figs. 11 e 15). Sial *et al.* (2010) efetuaram perfis quimioestratigráficos nos carbonatos da Formação Jacoca e identificaram semelhança com carbonatos de capa Sturtianos. O zircão detrítico mais novo encontrado na Formação Jacarecica baliza a idade máxima de deposição dos protólitos em cerca de 780 Ma (Oliveira *et al.*, 2010). Segundo Humphrey & Allard (1969) existe uma discordância erosiva entre as Formações Itabaiana e Jacarecica, pois os diamictitos mostram clastos de quartzitos, provavelmente derivados da Formação Itabaiana.

O Grupo Vaza-Barris (Figs. 13), com espessura de 2 a 4 km, ocorre estratigraficamente acima, geralmente em contato tectônico, subdividido, da base para o topo, nas Formações Capitão-Palestina (filitos, metadiamicctitos, metagrauvaca, metaritmicos), Olhos d'Água (metacarbonatos e metassiltitos) e Frei Paulo-Ribeirópolis (metassiltitos, metaritmicos, quartzitos e filitos), conforme Humphrey & Allard (1969), Silva Filho *et al.* (1979) e Sial *et al.* (2010).

A Formação Capitão-Palestina corresponde à unidade basal do Grupo Vaza-Barris, ocorrendo na porção sul da cidade de Pinhão e nos arredores do Rio Vaza-Barris. Consiste predominantemente dos seguintes litotipos: metadiamicctito (amplamente predominante), metapelito, metarenito arcossiano e metagrauvaca.

Os metadiamicctitos (Fig. 14B) caracterizam-se por apresentarem uma matriz silto-argilosa cinza-esverdeada a arroxeada, às vezes arenosa, composta de sericita, muscovita, quartzo, pirita, carbonato e óxidos de alteração. O arcabouço polimítico inclui clastos de quartzitos, granitóides, carbonatos, quartzo e siltitos, que variam de grânulo a matacão. A abundância e tamanho dos clastos são variáveis, havendo porções com grânulos e seixos de até 5 cm, dispersos em uma matriz silto-argilosa, que se intercalam com camadas de diamictitos com matriz areno-siltosa predominando seixos e calhaus, ou matacões. Os clastos mais abundantes e maiores, entre 5 até 40 cm, são de granitóides e gnaisses, provavelmente oriundos do embasamento, seguidos pelos clastos de quartzitos, que variam entre 1 a 5 cm. Os clastos de carbonatos são menores e mais raros. Ocorrem planos de foliação bem definidos e com estiramento dos clastos. Raramente é possível identificar planos de acamamento. A espessura da unidade é difícil de ser estimada, devido à duplicação tectônica de camadas e dificuldades em

se observar o acamamento, entretanto pode-se avaliar a espessura entre 1000 a 1500 metros. Localmente, sombra de pressão assimétrica é desenvolvida ao redor dos clastos, devido à deformação brasileira superposta (Fig. 14C). Localmente, para o topo, ocorrem corpos lenticulares de metagrauvaca e metarenito arcossiano, maciços, de pequena espessura. Humphrey & Allard (1969) descrevem metagrauvaca laminada, com estratificação gradacional, associada aos metadiamicctitos. Nos arredores do rio Vaza-Barris, afloram lentes de metapelito róseo a esverdeado que apresentam, localmente, laminação plano-paralela e ritmicidade, alternando lâminas silto-argilosas (sericita, muscovita, clorita, biotita e óxidos) e lâminas arenosas (quartzo-carbonáticas).

A associação de fácies metadiamicctito maciço, metagrauvaca e metarenito arcossiano maciços, metapelito laminado e metaritmico é interpretada como sendo depositada em um sistema deposicional marinho profundo, do tipo leque submarino, onde os diamictitos foram sedimentados a partir de fluxos gravitacionais subaquosos, de detrito/lama. Metagrauvas com estratificação gradacional sugerem sedimentação turbidítica. Os corpos de metarenitos lenticulares intercalados podem representar sedimentação a partir dos próprios fluxos gravitacionais ou correntes submarinas associadas, e os metapelitos representam a sedimentação por decantação nos períodos de calmaria, em porções mais distais e profundas. Os aspectos texturais (mistura de argila-silte até matacão) indicando pobre seleção, assim como a elevada espessura, intercalações de metapelitos laminados, permitem interpretar estas rochas como formadas por fluxos gravitacionais subaquosos, num sistema deposicional marinho profundo, do tipo leque submarino. Os clastos presentes no metadiamicctito indicam erosão de unidades mais antigas, no caso, os arenitos Itabaiana, pelitos Jacarecica e calcários Jacoca, assim como rochas granito-gnáissicas do embasamento.

Um possível evento glacial poderia ter ocasionado o rebaixamento do nível relativo do mar, expondo a plataforma da unidade inferior (Grupo Miaba), promovendo sua exposição e erosão, com conseqüente formação de uma discordância na borda da bacia. Seixos de metacarbonato e de quartzitos no metadiamicctito sobreposto, sugerem uma discordância erosiva entre os dois grupos. Alterações do tipo dolomitização, devido ao intemperismo químico (Humphrey & Allard, 1969), identificada no metacarbonato Jacoca (Grupo Miaba), sugerem também exposição sub-aérea do Grupo Miaba anteriormente à deposição do Grupo Vaza-Barris. Além disto, um provável tectonismo extensional, com soerguimento e rebaixamento de

blocos por ação de falhamentos normais (formando *horsts* e *grabens*), poderia ter propiciado a instalação de rampas, favorecendo a sedimentação gravitacional, principalmente na porção proximal da bacia. A compartimentação da bacia por falhas normais, num modelo de extensão continental, foi sugerido, anteriormente, por D'el Rey Silva & McClay (1995) para a Faixa Sergipana.

A Formação Olhos d'Água está sobreposta à Formação Capitão-Palestina através de contato brusco, às vezes tectônico. A Formação Olhos d'Água (Fig. 13) constitui-se de intercalações de metacalcarenito médio a fino, calcítico, maciço, de coloração cinza-azulada, e metacalcilutito, com laminação plano-paralela bem evidente. Localmente foi possível observar estratificação cruzada/

truncada de baixo ângulo (*hummocky*, Fig. 14D). Veios de calcita branca de duas gerações comumente aparecem preenchendo fraturas. O acamamento mostra direção correspondente ao *trend* tectônico regional (~N70°W) e mergulho variável, de médio a alto ângulo, cerca de 40 a 70°. A espessura máxima estimada gira em torno de 1300 metros. A associação de fácies metacalcarenito com estratificação *hummocky* e intercalações de calcilutito com laminação plano-paralela e laminação cruzada é indicativa de fácies de tempestitos, que ocorrem em ambiente plataformar, constituindo um sistema marinho de rampa carbonática de retrabalhamento, dominada por tempestades (*mid-ramp*, *sensu* Burchette & Wright, 1992).

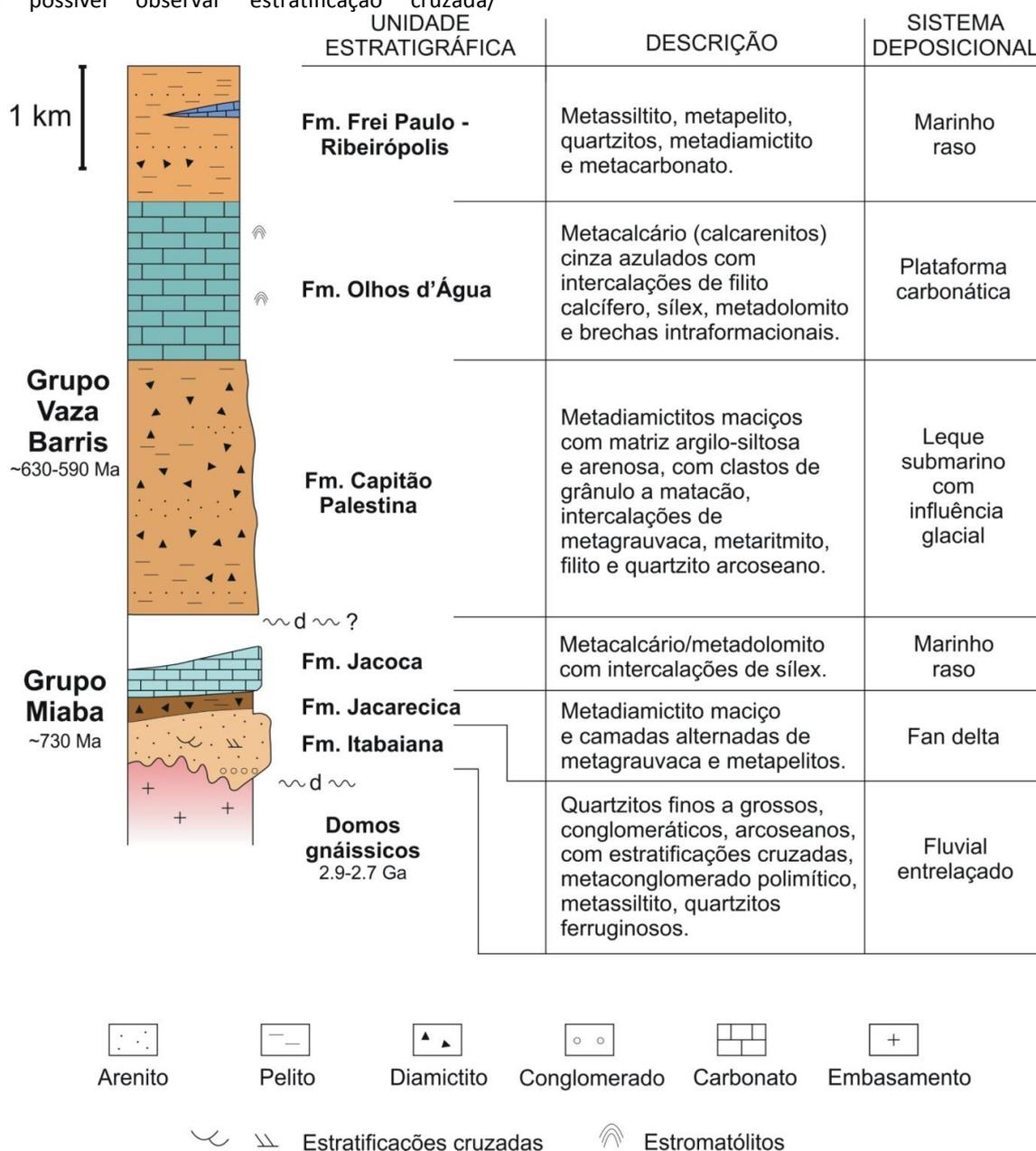


Figura 13. Coluna estratigráfica dos Grupos Miaba e Vaza-Barris, Faixa Sergipana, com descrição de litofácies e respectivos sistemas deposicionais. Segundo Humphrey & Allard (1969), Silva Filho et al. (1979), Sial et al. (2010) e Uhlein et al. (2011b).

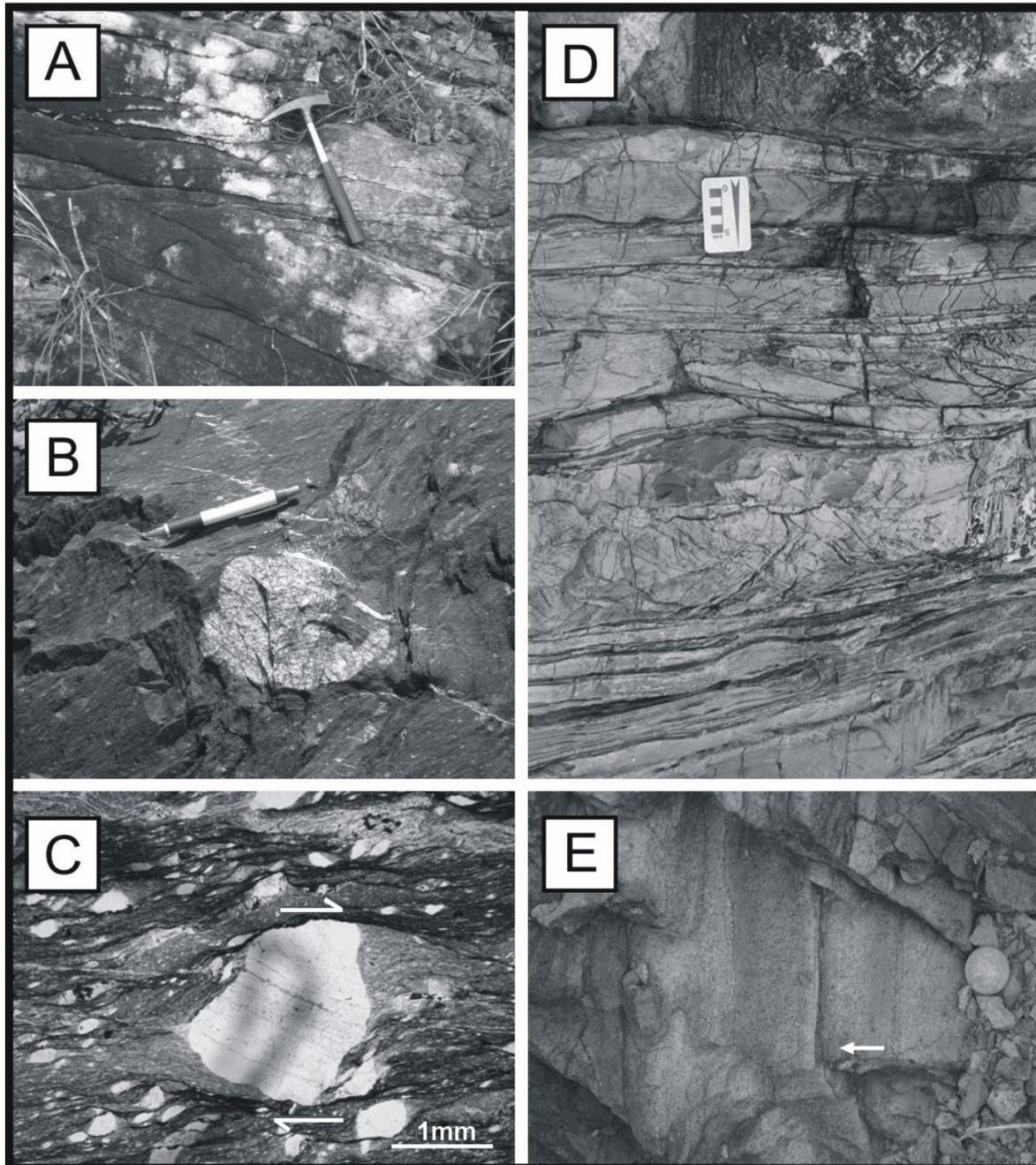


Figura 14. A) Quartzito da Formação Itabaiana, com estratificação cruzada; B) Afloramento a sul de Pinhão-SE, de metadiamiclito maciço da Formação Capitão-Palestina exibindo calhaus de granitóide em matriz silto-argilosa; C) Fotomicrografia de metadiamiclito apresentando clasto lítico com sombra de pressão indicando movimentação reversa com topo para sul; D) Afloramento na região de Pinhão-SE, intercalações de metacalcarenito e metacalciluto exibindo estratificação hummocky; E) Metaturbidito do Grupo Macururé, apresentando estratificação gradacional, afloramento situado a 10 km de Nossa Senhora da Glória.

Metacalcários bioquímicos estromatolíticos de águas rasas são descritos por Santos *et al.* (1998), e podem corresponder à rampa carbonática interna (*inner ramp*), dominada por marés. Os metacalcários de retrabalhamento são os registros dominantes na Faixa Sergipana, principalmente nos arredores de Pinhão (SE), representando depósitos de rampa carbonática média (*mid ramp*), dominada por tempestades. Os calcários bioquímicos, depositados em sistemas deposicionais litorâneo / marinho raso em rampa interna, seriam a área fonte dos sedimentos carbonáticos de retrabalhamento. Em

suma, os metacarbonatos Olhos d'Água foram depositados em padrão retrogradante, constituindo um padrão tipo *onlap* costeiro, durante um trato de sistemas transgressivo (Uhlein *et al.*, 2011b). Formou-se então, uma plataforma carbonática tipo rampa, com sistemas deposicionais de águas rasas, incluindo sedimentação estromatolítica, predominando a sudoeste, e de águas mais profundas a nordeste (tempestitos). O aporte detrítico (suprimento) foi muito reduzido em função do evento transgressivo, favorecendo a sedimentação carbonática.

Dados quimioestratigráficos das rochas carbonáticas da Formação Olhos d'Água, obtidos por Sial *et al.* (2006, 2009, 2010), mostram valores de $\delta^{13}\text{C}$ compatíveis com carbonatos de capa (*cap carbonates*), com valores negativos (-5‰) na base e positivos (+8 a +10‰) no topo. Oliveira *et al.* (2005), a partir de datações de U/Pb em zircões detríticos obtiveram uma idade máxima de sedimentação de 653 Ma em metadiamicrito da Formação Capitão-Palestina. Dessa forma, os dados geocronológicos e quimioestratigráficos sugerem que a deposição das formações Capitão-Palestina e Olhos D'Água pode ser parcialmente sincrônica ao evento glacial global Marinoano (~635 Ma; Sial *et al.*, 2010). Dessa forma, os diamictitos da Formação Capitão-Palestina provavelmente representam o retrabalhamento por fluxos gravitacionais, em condições de bacia marinha profunda, de depósitos relacionados à glaciação Marinoana. O registro continental desta glaciação poderia estar presente em algum local da cobertura cratônica, sob o Grupo Estância, na forma de tilitos (diamictitos) com pequena espessura, possivelmente lenticulares.

A Formação Frei Paulo – Ribeirópolis (Silva Filho *et al.*, 1979) aflora estratigraficamente acima dos carbonatos da Formação Olhos d'Água, mostrando variadas litofácies, com predomínio de metassiltitos laminados, carbonáticos, intercalados em filitos prateados e metarritmitos areno-silto-argilosos e metarenitos ou quartzitos. Ocorrem ainda intercalações descontínuas e pouco espessas de metadiamicritos, de rochas metacarbonáticas e de metavulcânicas (Humphrey & Allard, 1969; Silva Filho *et al.*, 1979). A associação das litofácies descritas, metacarbonato, metadiamicrito, metassiltito, filito, quartzito e metapelito carbonático da Formação Frei Paulo-Ribeirópolis indicam um sistema deposicional marinho raso prográdacional, com nível do mar diminuindo progressivamente, ocasionando o aumento do suprimento sedimentar e retorno da sedimentação siliciclástica. As litofácies dominantes, metassiltitos, filitos e metarenitos sugerem sedimentação em ambiente marinho raso, plataformar.

Uhlein *et al.* (2011b) apresentam uma interpretação da evolução sedimentar do Grupo Vaza-Barris baseada na estratigrafia de seqüências, identificando, na base, um trato de mar baixo (diamictitos da Formação Capitão-Palestina), seguido na porção intermediária por um trato transgressivo (carbonatos da Formação Olhos D'Água) e capeada por um trato de mar alto (siltitos e arenitos da Formação Frei Paulo – Ribeirópolis).

4.4 - Geologia Estrutural e Tectônica da Faixa Sergipana

A estruturação da Faixa Sergipana é o resultado da deformação colisional oblíqua entre o Cráton do

São Francisco e o maciço Pernambuco-Alagoas, com a formação de dobras, empurrões e *nappes*, diversas xistosidades e zonas de cisalhamentos transpressivas, separando domínios lito-estruturais distintos, com grau metamórfico aumentando para o norte (Campos Neto & Brito Neves, 1987; Jardim de Sá *et al.*, 1986; Davison & Santos, 1989; D'el-Rey Silva, 1995; D'el Rey Silva & McClay, 1995; Oliveira *et al.*, 2006, 2010).

A Figura 15 apresenta uma seção estrutural desde o Cráton do São Francisco ao sul, até a porção norte da Faixa Sergipana, no sul do Estado de Alagoas, incluindo a borda sul do Maciço Pernambuco-Alagoas. Ela permite reconhecer a estrutura dominante nos diversos domínios lito-estruturais da faixa dobrada Sergipana. A seção se inicia nos arredores de Lagarto (SE), no Domínio Estância, e se estende até Propriá (SE) e Arapiraca (AL), no vale do Rio São Francisco, atravessando os domínios Vaza-Barris e Macururé.

Ao sul, ocorre o Domínio Estância, constituído por gnaisses do Embasamento do Cráton do São Francisco e por rochas sedimentares subhorizontais ou fracamente deformadas, onde predominam os arenitos da Formação Lagarto. Localmente, aparecem dobras amplas e suaves, de eixo N-S, por exemplo nos arredores de Tobias Barreto. Este domínio de cobertura cratônica faz contato por falha inversa W-E (Falha de Itaporanga) com o Domínio Vaza-Barris, onde afloram rochas metassedimentares intensamente deformadas. As dobras suaves de eixo N-S e mesmo as atitudes de acamamento presentes no Domínio Estância são rotacionadas pela deformação WNW-ESE da Faixa Sergipana, próximas do contato tectônico com a Falha Itaporanga, indicando que a deformação WNW-ESE da Faixa é tardia em relação à deformação suave, de eixo norte-sul, que predomina na área cratônica. A Falha Itaporanga afeta os arenitos da Formação Lagarto, que mostra idade de sedimentação ≤ 570 Ma, conforme dados geocronológicos de U-Pb em zircão detrítico (Oliveira *et al.*, 2005, 2010).

No domínio Vaza-Barris (Fig. 15) predominam estruturas de um *fold-and-thrust belt*, com duas superfícies de foliações S_1 e S_2 , onde a segunda foliação é a superfície predominante, plano-axial dos principais dobramentos observados (D'el Rey Silva, 1995). A foliação S_1 ocorre localmente, paralela ao acamamento em charneiras de dobras D_2 ou em micrólitos da S_2 . A foliação S_2 mostra orientação WNW-ESE (100-110 Az) e mergulhos fortes, variando de 50 a 70 para NE. Localmente pode aparecer clivagem de fratura ou de crenulação S_3 e lineação de crenulação em filitos. O Domínio Vaza-Barris é constituído por domos gnáissicos (Domo de Simão Dias e o Domo de Itabaiana), e pelos Grupos Miaba e

Vaza-Barris. Este domínio faz contato por zona de cisalhamento transpressiva (Falha São Miguel do Aleixo) com o Domínio Macururé, onde aflora o Grupo Macururé, na porção centro-norte da faixa Sergipana. O domínio Vaza-Barris mostra dobras assimétricas apertadas, às vezes reviradas, com flancos invertidos e plano axial com mergulho forte. Falhas inversas sin a pós-S₂ são freqüentes. O metamorfismo é de fácies xisto verde. Destaca-se, neste domínio, a estrutura do Anticlinório de Pinhão, uma dobra assimétrica de grande porte, com cerca de 25 Km de amplitude, recortada por falhas inversas (Humphrey & Allard, 1969; Campos Neto & Brito Neves, 1987; D'el-Rey Silva, 1995).

No domínio Macururé a foliação S₂ mostra-se subhorizontal, sugerindo um predomínio de estruturas de *nappes*, às vezes com empurrões subhorizontais e dobramentos recumbentes, com vergência para o sul (Fig. 15). Predominam xistos (muscovita - quartzo - granada - feldspatos), metarritmitos e paragnaisses, com porfiroblastos de

granadas variando de 0,3 até 0,8 mm. A foliação principal mostra-se dobrada, com ondulações regionais quilométricas, que representam deformação polifásica. Localmente observa-se clivagem de crenulação. O metamorfismo, neste domínio, é da fácies anfíbolito. Granitos e granodioritos são freqüentes como corpos intrusivos (Oliveira et al, 2010). Ao norte, entre Propriá (SE) e Arapiraca (AL) ocorre o anticlinal assimétrico Jirau do Ponciano, com vergência para NNE, onde, no núcleo, afloram gnaisses migmatíticos do Embasamento recobertos por gnaisses e xistos do Grupo Macururé, de menor grau metamórfico. Nesta região, a foliação principal mergulha para o sul, sugerindo vergência para o norte.

Assim, predomina na Faixa Sergipana uma tectônica tangencial, com dobras, empurrões e *nappes* com vergência para sul, e zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais, associado a um metamorfismo da fácies xisto verde a anfíbolito.

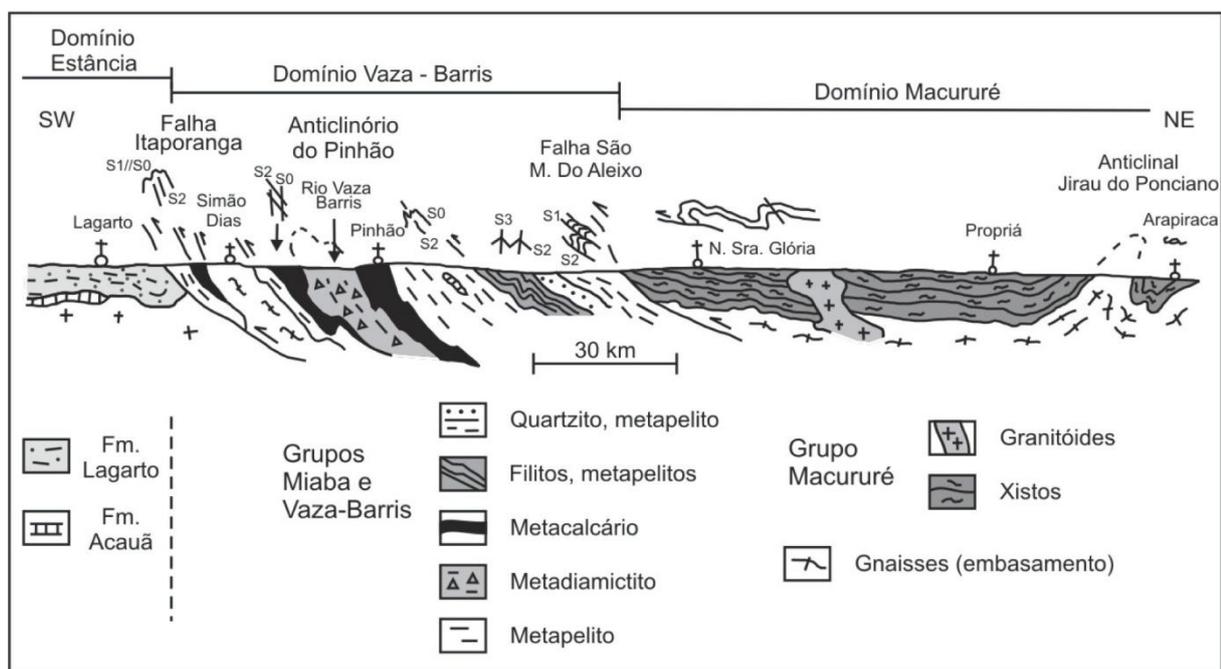


Figura 15. Seção estrutural da porção centro-sul da Faixa Sergipana, com indicação dos domínios litotectônicos. Segundo Uhlein et al. (2011b).

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise sedimentar das litofácies na Faixa Neoproterozóica Rio Preto (Formação Canabrinha, metadiamicritos, quartzitos e xistos) indica sedimentação gravitacional, com fluxos de detritos e correntes de turbidez, numa bacia marinha, associada a uma provável tectônica extensional sinsedimentar. A tectônica compressiva da faixa, mostra estrutura complexa, em leque assimétrico, formada provavelmente pela ação de tectônica tangencial (precoce) e transcorrente destrógrica

(tardia). A Faixa Neoproterozóica Riacho do Pontal mostra intercalações de unidades metassedimentares e metavulcânicas no Grupo Casa Nova, sugerindo contexto basal de margem passiva e possíveis remanescentes de crosta oceânica neoproterozóica. As litofácies foram envolvidas numa complexa deformação tangencial, vergente para o sul, e uma deformação transcorrente dextral de alta temperatura (Lineamento Pernambuco), predominando na região norte da Faixa. A Faixa Sergipana, na porção centro sul, é constituída pelos Grupos Miaba e Vaza-Barris.

No Grupo Vaza-Barris, mais espesso, ocorre a Formação Capitão–Palestina, com importante sedimentação gravitacional de leque submarino (metadiamicritos interpretados como fluxos de detritos). A sedimentação gravitacional subaquosa pode ter sido favorecida pelo evento glacial Marinoano. Para o topo, ocorre a Formação Olhos d'Água, com características de sedimentação carbonática plataformal e assinatura isotópica de carbonatos de capa pós-glaciação (*cap carbonate*), e a Formação Frei Paulo-Ribeirópolis, mostrando sedimentação detrítica plataformal. Estas unidades estão envolvidas em deformação transpressiva sinistral, com dobras, empurrões e zonas de cisalhamentos.

As faixas dobradas Rio Preto, Riacho do Pontal e Sergipana representam um sistema orogênico de mais de 1000 km de extensão, desenvolvido na margem norte do Cráton do São Francisco. As bacias precursoras das faixas dobradas envolvem expressiva sedimentação turbidítica em bacias marinhas profundas, do tipo rift (Rio Preto), margem passiva (Riacho do Pontal), e possivelmente já durante a fase colisional (Sergipana).

De forma semelhante, a inversão tectônica e metamorfismo dessas bacias, durante a Orogênese Brasileira, ocorreu diacronicamente, possivelmente iniciando-se pela Faixa Sergipana (~630 Ma), seguida pelas Faixa Riacho do Pontal (~555 Ma) e Rio Preto (600-540 Ma). Dessa forma, a margem norte do Cráton do São Francisco é terreno fértil para estudos nos campos da tectônica, geoquímica, geologia isotópica (Sm-Nd, C-O) e geocronologia (U-Pb), visando uma melhor compreensão entre as relações espaço-temporais entre os fenômenos sedimentares, magmáticos, metamórficos e estruturais nas três porções do sistema orogênico.

6. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão de bolsas de estudos e à Fundação de Amparo à Pesquisa de Minas Gerais (FAPEMIG) pelo apoio financeiro dentro do projeto CRA 505-06, assim como à FAPEMIG e à Vale pelo Projeto CRA–RDP-00120-10, intitulado *Geotectônica da Faixa Riacho do Pontal, Petrologia e Potencial Metalogenético dos Complexos Máficos-Ultramáficos de Brejo-Seco e Monte Orebe, Piauí*. Aos revisores anônimos da Geonomos.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alkmim F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (orgs.) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, p. 17-35.

- Alkmim F.F., Brito-Neves B.B., Castro-Alves J.A. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco. In: Dominguez J.M.L. & Misi A. (eds.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq, 45-62.
- Almeida F.F.M. 1967. Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. *Boletim DNP/DMG*, **241**: 36 p.
- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**: 349-364.
- Andrade Filho E.L., Neves J.P. & Guimarães J.T. (orgs) 1994. *Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil*. Folhas Santa Rita de Cássia (SC.23-Z-C) e Formosa do Rio Preto (SC.23-Y-D), escala 1:250.000. SME/CPRM, Brasília: 68 p.
- Angelim, L.A.A., 1988. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB, carta geológica, carta metalogenética, Escala 1:100 000 Folha SC.24-V-A-III, Santa Filomena, Estados de Pernambuco e Piauí. DNP/DMG, 146 p.
- Angelim, L.A.A., 2001 (*Org.*) Folha Aracaju – NW. Nota Explicativa. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Programa Levantamentos Geológicos do Brasil, CD-Rom.
- Arcanjo J.B.A. & Braz Filho P.A. 1994. O mapeamento geológico das folhas Curimatá/Corrente – Uma abordagem sobre os principais aspectos estruturais, estratigráficos e geomorfológicos. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú, *Boletim de Resumos Expandidos*, **2**:106-107.
- Arcanjo J.B.A. & Braz Filho P.A. (orgs.) 1999. *Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil*. Folhas Curimatá (SC.23-Z-A), Corrente (SC.23-Y-B-Parcial) e Xique-Xique (SC.23-Z-B-Parcial), escala 1:250.000. CPRM, Brasília: 84 p.
- Barbosa J.S.F. & Dominguez J.M.L. 1996. Mapa Geológico do Estado da Bahia, Texto Explicativo. SGM – UFBA, Salvador, 188 p.
- Barbosa J.S.F., Sabaté P., Marinho M.M. 2003. O Cráton do São Francisco na Bahia: uma síntese. *Rev. Bras. Geociências*, **33(1)**: 3-6.
- Brito-Neves B.B. de 1975. Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordestino. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, São Paulo, 198 p.
- Brito-Neves B.B., Sá J.M., Nilson A.A., Botelho N.F. 1996. A tafrogênese estateriana nos blocos Paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. *Geonomos*, **3**: 1-21.
- Brito-Neves B.B., Santos E.J., Van Schmus W.R., 2000. Tectonic history of the Borborema province. In: Tectonic Evolution of South América. Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A.(Editors). 31st International Geological Congress, 151 – 182 p.
- Brito-Neves B.B. & Pedreira da Silva A., 2008. Diamictitos e “Cap Dolomites” Sturtianos Sobre o Grupo Jacobina – Araras, Norte de Campo Formoso – Bahia. *Geol. USP Ser. Cient.*, São Paulo, **8(2)**: 11-27.
- Bouma A.H. 1962. *Sedimentology of some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- Burchette T. P. & Wright, V. P. 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology* **79**: 3-57.
- Campos Neto M. C. & Brito Neves B. B. 1987. Considerações sobre a organização e a geometria do sistema de dobramentos Sergipana. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 1., 1987. Salvador. *Bol. Resumo...* Salvador: SBG, 1987, p. 90-93.

- Caxito F.A. 2010. *Evolução tectônica da Faixa Rio Preto, Noroeste da Bahia / Sul do Piauí*. Dissertação de Mestrado, IGC-UFMG, Belo Horizonte, 151 p.
- Caxito F.A., Uhlein A. & Morales L.F.G. 2010. Compartimentação estrutural da Faixa Rio Preto (NW da Bahia), um leque assimétrico de dupla vergência desenvolvido durante a Orogênese Brasileira. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, Belém, *Anais*.
- Caxito F.A., Dantas E.L., Stevenson R. & Uhlein A. 2011a. Geochemical, detrital zircon (U-Pb) and Sm-Nd isotopic insights into the sedimentary provenance of the Rio Preto Fold Belt, Northeastern Brazil. In: Schmitt R.S., Trouw R., Carvalho I.S., Collins A. (eds). *Gondwana 14, Abstracts*, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, p. 31.
- Caxito F.A., Uhlein A., Dantas E.L., Stevenson R. & Pedrosa-Soares A.C. 2011b. Petrography, geochemistry and geochronology (U-Pb and Sm-Nd) of amphibolites from the Rio Preto Fold Belt, Northeastern Brazil: Possible remnants of a Paleoproterozoic (1.96 Ga) subduction-related oceanic crust? In: Schmitt R.S., Trouw R., Carvalho I.S., Collins A. (eds). *Gondwana 14, Abstracts*, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, p. 32.
- Caxito F.A., Uhlein A., Sanglard J.C.D., Gonçalves Dias T. & Mendes M.C.O. *no prelo*. Sistemas deposicionais e proposta de revisão estratigráfica da Faixa Rio Preto, noroeste da Bahia / sul do Piauí. *Revista Brasileira de Geociências*, no prelo.
- Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. Allen and Unwin, London, 450 p.
- Dardenne M.A. 2000. The Brasília fold belt. In: Cordani U.G. Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds). *Tectonic Evolution of South America*. Edição Especial do 31st International Geological Congress, p.231-263.
- Dantas, E.L., Brito-Neves, B.B. & Fuck, R.A. 2010. Looking for the oldest rocks of South America: Paleoproterozoic orthogneiss of the Sobradinho Block, northernmost foreland of the São Francisco Craton, Petrolina, Pernambuco, Brazil. VII SSAGI - South American Symposium on Isotope Geology, Brasília, p. 137-140.
- Davison I. & Santos R. A. 1989. Tectonic Evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny. *Precambrian Research*, **45**: 319-342.
- D'el-Rey Silva, L. J. H. 1995. Tectonic evolution of the Sergipano Belt, NE Brazil. *Rev. Bras. Geociências* **25**: 315-332.
- D'el-Rey Silva L. J. H. & McClay K. R. 1995. The Southern Part of the Sergipano Belt, NE Brazil: Stratigraphy and Tectonic Implications. *Rev. Bras. Geociências* **25**: 185-202.
- D'el-Rey Silva L. J. H. 1999. Basin infilling in the southern-central part of the Sergipano Belt, NE Brazil, and implications for the tectonic evolution of the Pan-African/Brasiliano cratons and Neoproterozoic sedimentary cover. *Journal of South American Earth Sciences*, **12**: 453-470.
- Egydio-Silva M. 1987. *O sistema de dobramentos Rio Preto e suas relações com o Cráton São Francisco*. Tese de doutorado, IGC-USP, São Paulo, 95 p.
- Egydio-Silva M., Karmann I. & Trompette R.R. 1989. Litoestratigrafia do Supergrupo Espinhaço e Grupo Bambuí no noroeste do estado da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, **19(2)**:101-112.
- Egydio-Silva M., Karmann I. & Trompette R.R. 1990. O sistema de dobramentos Rio Preto-borda NW do cráton do São Francisco. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*: **6**: 2658-2671.
- Fuck R.A., Jardim de Sá E.F., Pimentel M.M., Dardenne M.A. & Pedrosa-Soares A.C. 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: síntese do conhecimento. In: Dominguez J.M.L. & Misi A. (eds). *O Cráton do São Francisco*. SBG/SGM/CNPq, Salvador, 121-146.
- Gomes, F.E.M., 1990. Relações lito-estratigráficas e estruturais e evolução tectônica na Faixa Riacho do Pontal, região de Paulistana (PI). In SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, **36(6)**: 2843-2857.
- Gonçalves Dias T. & Mendes M.C.O. 2008. *Geologia da Faixa Rio Preto entre Formosa do Rio Preto e Malhadinha, Bahia*. Trabalho de Graduação, IGC-UFMG, Belo Horizonte, 62 p.
- Humphrey F. L. & Allard G. O. 1969. Geologia da área do domo de Itabaiana (SE) e sua relação com a geologia do geossinclinal de Propriá – Um elemento tectônico recém-conhecido no Escudo Brasileiro. Tradução de MUNNE, A. I., BARÃO, S. C. Rio de Janeiro, PETROBRAS/CENPES, 1969, 157 p. il.: mapa.
- Inda H.A.V. & Barbosa J.F. 1978. *Texto explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia*. SME/CPRM, Salvador, 97 p.
- Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the geochemical classification of the common volcanic rocks of orogenic areas. *Bulletin of the Geological Society of America*, **83**: 29-40.
- Jardim de Sá E.F. & Hackspacher P.C. 1980. Reconhecimento estrutural na borda noroeste do Cráton São Francisco. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário Camboriú, SC, *Anais*, **5**: 2719-2731.
- Jardim de Sá E. F., Moraes J. A. C., D'el-Rey Silva L. J. H. 1986. Tectônica tangencial na Faixa Sergipana. In: CONGR. BRAS. DE GEOLOGIA, 34., 1986. Goiânia... Goiânia: SBG, 1986. p. 1246-1259.
- Jardim de Sá E.F., Macedo M.H.F., Fuck R.A., Kawashita K. 1992. Terrenos proterozóicos na província Borborema e a margem norte do Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geociências*, **22(4)**: 472-480.
- Jardim de Sá, E.F., Macedo, M.H.F., Kawashita, K., Peucat, J.J., Leterrier, J., Fuck, R.A.. 1996. A suíte Serra da Esperança: intrusões alcalinas sintectônicas aos *nappes* brasileiros na Faixa Riacho do Pontal, NE do Brasil. In: 39 Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Salvador, 6: 499-501.
- Marimon, M.P.C. 1990. Petrologia e litogeoquímica da seqüência plutono-vulcanosedimentar de Brejo Seco, Município de São João do Piauí. Universidade Federal da Bahia, Curso de Pós-Graduação, Dissertação de Mestrado, Salvador, 102 p.
- Moraes J.F.S. 1992. *Petrologia das rochas máficas-ultramáficas da seqüência vulcanosedimentar de Monte Orebe, PE-PI*. Universidade Federal da Bahia, Curso de Pós-Graduação, Dissertação de Mestrado, 98 p.
- Moutinho da Costa L.A., Portela A.C.P., Marchetto C.M.L., Santos E.L., Meneguesso G. & Stein J.H. 1971. *Projeto Leste do Tocantins / Oeste do Rio São Francisco – LETOS*. DNPM/CPRM/PROSPEC, Relatório Final Integrado, Petrópolis, Rio de Janeiro, 300 p.
- Oliveira R.G. de 1998. Arcabouço geotectônico da região da Faixa Riacho do Pontal, Nordeste do Brasil: dados aeromagnéticos e gravimétricos. Dissertação de Mestrado, IG-USP, 157 p.
- Oliveira E. P., Carvalho M. J., Nascimento R. S., McNaughton N. 2005. Evolution of the Neoproterozoic Sergipano Orogenic Belt, NE Brazil: detrital zircon geochronology and Sm/Nd isotopes on metasedimentary rocks unravel part of the story. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 3., 2005. Salvador. *Short Papers...* Salvador: SBG, 2005. p. 166-169.
- Oliveira E. P., Toteu S. F., Araújo M. J., Carvalho M. J., Nascimento R. S., Bueno J. F., McNaughton N., Basili G. 2006. Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE

- Brazil) and the Yaoundé belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Sciences* **44**: 470-478.
- Oliveira E. P., Windley, B.F., Araújo, M.N.C., 2010. The neoproterozoic sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research*, **181**: 64-84.
- Oliveira E.P., Uhlein A., Caxito F.A. & Egydio-Silva M., 2011. Metalogenia da Província Borborema Meridional –Faixas Sergipana, Riacho do Pontal e Rio Preto. In: *Metalogenia das Províncias Tectônicas do Brasil*. CPRM, No prelo.
- Pearce J.A. 1975. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, **25**: 41-67.
- Pearce J.A. & Cann J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, **19**: 290-300.
- Saes G.S. & Vilas Boas G.S. 1983. Fácies sedimentares da Formação Lagarto, Pré-Cambriano Superior do Extremo Nordeste da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências* **13(4)**: 263-270.
- Saes G.S. & Vilas Boas G.S. 1986. Fácies sedimentares e modelo de sedimentação da Formação Acauã, Pré-Cambriano Superior do Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **16(3)**: 294-300.
- Sanglard J.C.D., Uhlein A., Caxito F.A. & Suckau G.L. 2008. Estratigrafia e sistemas deposicionais da Faixa Rio Preto. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 44, Curitiba, *Anais*, p. 14.
- Santos A.R., Meneses P.R., Santos U.P. 1977. Sensoriamento remoto aplicado ao mapeamento geológico regional - Folha Rio São Francisco. Dissertação de Mestrado, INPE, São José dos Campos, 168 p.
- Santos E.J., Van Schmus W.R., Kozuch M., Brito-Neves B.B., 2010. The Cariris Velhos tectonic event in Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**: 61-76.
- Santos R. A., Martins A. A. M., Neves J. P., Leal, R. A. (Org.). 1998. Geologia e recursos minerais do Estado de Sergipe. Brasília, CPRM/CODISE, 157 p. 1 mapa, col. Escala 1:250.000 (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB).
- Schobbenhaus C. 1996. As tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, estado da Bahia: Revisão e novas propostas. *Revista Brasileira de Geociências*, **26(4)**: 265-276.
- Schobbenhaus C., Campos D.A., Derze G.R., Asmus H.E. 1995. Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Minerais, escala 1:2.500.000, MME/DNPM, 2ª. Ed., Brasília.
- Sial A.N., Ferreira V.P., Silva Filho M.A., Gaucher, C., Soares D.R., Pimentel, M.M., Lacerda, D.L., Gantois G. 2006. Chemostratigraphy of two Neoproterozoic cap carbonates of the Sergipano belt (northeastern Brazil). In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 5., 2006. Punta del Este. *Short Papers...*, Punta del Este: ALGU, 2006, p. 314-317.
- Sial A.N., Dardenne M.A., Misi A., Pedreira A., Ferreira V.P., Silva Filho M.A., Uhlein A., Pedrosa-Soares A.C., Santos R.V., Egydio-Silva M., Babinski M., Alvarenga, C. J. S., Pimentel, M. M. 2009. The São Francisco Paleococontinent. Chapter 8. In: GAUCHER, C.; SIAL, A. N.; HALVERSON, G.; FRIMMEL, H. (orgs.). *Neoproterozoic - Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a Focus on Southwestern Gondwana*. Londres, Elsevier.
- Sial A.N., Gaucher C., Silva Filho M.A., Ferreira V.P., Pimentel M.M., Lacerda L.D. Emannel V., Silva Filho E.V., Cezario W. 2010. C-Sr-isotope and Hg chemostratigraphy of Neoproterozoic cap carbonates of the Sergipano Belt, Northeastern Brazil. *Precambrian Research*, **182**: 351-372.
- Silva Filho M. A., Bomfim L. F. C., Santos R. A., Leal R. A., Santana A. C., Braz Filho P. A. 1979. Geologia do Geossinclinal Sergipana e do seu embasamento. Alagoas, Sergipe e Bahia. Brasília, MME/DNPM, 131 p. 1 mapa, col. Escala 1:500.000 (Projeto Baixo São Francisco/Vaza Barris).
- Trompette R.R.; Uhlein, A.; Egydio-Silva, M.; Karmann, I. 1992. O cráton brasileiro do São Francisco – uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, **22(4)**: 481-486.
- Trompette R.R. 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma)*. Pan-African-Brazilian aggregation of South America and Africa. A.A. Balkema, Rotterdam.
- Uhlein A. 1991. Transição cráton – faixa dobrada: o exemplo do Cráton do São Francisco e Faixa Araçuaí, Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais. Tese de Doutorado, IG-USP, 295 p.
- Uhlein A., Alvarenga C.J.S., Trompette R.R., Dupont H.S.J.B., Egydio-Silva M., Cukrov N. & Lima O.N.B. 2004. Glaciação neoproterozóica sobre o cráton do São Francisco e faixas dobradas adjacentes. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (orgs.) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Beca, São Paulo, p. 539-553.
- Uhlein A., Egydio-Silva M., Caxito F.A., Sanglard J.C.D., Suckau G.L., Mendes M.C.O., Gonçalves Dias T. & Uhlein G.J. 2008. As faixas dobradas da margem norte do Cráton do São Francisco: estratigrafia e tectônica. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 44, Curitiba, *Anais*, p. 6.
- Uhlein A., Caxito F.A., Egydio-Silva M., Barbosa J., 2011a. As faixas dobradas Rio Preto e Riacho do Pontal. In: Barbosa J. et al. (eds), *Geologia da Bahia*, Capítulo IX. No prelo.
- Uhlein A., Suckau G.L., Sanglard J.C.D., Caxito F.A. 2011b. Estratigrafia e evolução sedimentar de diamictitos e carbonatos neoproterozóicos no Domínio Vaza-Barris, Faixa de Dobramentos Sergipana, Nordeste do Brasil. *Geonomos*, **19(1)**: 1-9.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P., Babinski, M., 1995. U-Pb and Sm-Nd geochronological studies of the Eastern Borborema province, Northeast Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**: 267-288.
- Vauchez, A., & Egydio-Silva, M. 1992. Termination of a continental-scale strike-slip fault in partially melted crust: the West Pernambuco shear zone, northeast Brazil. *Geology*, **20**: 1007-1010 p.