

Análise estrutural da sequência Permiano-Jurássico da Bacia do Parnaíba – região de Araguaína (TO): geometria, cinemática e evolução da deformação

Structural analysis of Permian-Jurassic sequence of Parnaíba Basin – Araguaína region, state of Tocantins (TO): geometry, kinematic positioning and evolution of the deformation

André Luis Spisila | Fernando Mancini | Eduardo Salamuni | Leonardo Fadel Cury | Marco Antonio Thoaldo Romeiro

resumo

A Bacia do Parnaíba, no Norte/Nordeste do Brasil, é uma bacia intracratônica com forma aproximadamente elíptica, e cuja borda oeste apresenta particularidades expressas em feições estruturais e controles estratigráficos e litológicos. Esta bacia apresenta cinco sequências deposicionais: as sequências siluriana, mesodevoniana-eocarbonífera, neocarbonífera-eotriássica, jurássica e cretácea. O Grupo Balsas contém as formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, constituindo a sequência neocarbonífera-eotriássica, e a sequência jurássica é representada pela Formação Pastos Bons, uma unidade depositada em ambiente fluviolacustre sobre basaltos da Formação Mosquito. Este trabalho é uma proposta de evolução da deformação a partir do Permiano, no contexto da borda oeste desta bacia, por meio do estudo da geometria e cinemáticas de estruturas tectônicas, aplicando o modelo Riedel e critérios estabelecidos por Mohr-Coulomb. Os trabalhos de campo foram realizados entre os municípios de Araguaína (TO) e Carolina (MA), e os resultados obtidos por meio de análise estratigráfica e estrutural, com o auxílio de imagens de sensores remotos

e dados aerogeofísicos potenciais. São propostas quatro fases de deformação distintas. A fase D1 é caracterizada pela deformação sindeposicional à Formação Pedra de Fogo com transcorrências destrais de direção NW-SE associadas a falhas normais, inversas e dobras geradas com compressão σ_1 na direção N-S, e pode ser correlacionada com esforços das orogenias responsáveis pela formação do Pangaea no final do Permiano. A fase D2 é caracterizada por bandas de deformação de direção NE-SW, com cinemática dextral e sinistral e componente distensional, geradas durante o Triássico. A intrusão das rochas da Formação Mosquito possivelmente está relacionada à fase de deformação D3, com caráter distensional de direção E-W, e resulta na geração de falhas normais de direção N-S com componente dextral, associadas a transcorrências sinistrais de direção NE-SW e destrais de direção NW-SE, correlacionadas à abertura do Atlântico Norte. A última fase de deformação, D4, compreende falhas normais e transcorrentes destrais de direções E-W e NE-SW, geradas quando o σ_1 assume a posição E-W e, possivelmente, está relacionada com a propagação de tensões da Subducção Andina.

Palavras-chave: deformação rúptil | paleotensão | análise de bacias

abstract

The western edge of Parnaíba Basin, an approximately elliptical shaped intracratonic basin located in northern and northeastern Brazil, has particular structural, stratigraphic and lithologic controls. Five depositional sequences are recognized from the Silurian, Mesodevonian-Eocarboniferous, Neocarboniferous-Eotriassic, Jurassic and Cretaceous periods. The Neocarboniferous-Eotriassic Sequence contains the Balsas Group (Piauí, Pedra de Fogo, Motuca and Sambaíba formations) and the Jurassic Sequence contains the Pastos Bons Formation, deposited in a fluvio-lacustrine environment over Mosquito Formation basalts. In this context, the present study aims to discuss the evolution of Permian deformation at the basin's western edge, based on geometric and kinematic structural analysis, applying the Riedel model and Mohr-Coulomb criteria. Fieldwork were carried out nearby Araguaína (State of Tocantins) and Carolina (State of Maranhão), and results obtained from stratigraphic and structural analysis, besides help from remote sensing imagery and aerogeophysical data. Four deformational phases are proposed. D1 deformational phase, characterized by synsedimentary deformation structures on the Pedra de Fogo Formation, which are dextral strike-slip faults with NW-SE trending associated with normal faults, reverse faults and folds, related to N-S oriented σ_1 tensor, correlated to the orogeny responsible for the formation of Pangea at the end of the Permian. NE-SW trending characterizes D2 deformational phase, with dextral and sinistral kinematic positioning with a extensional component formed by a triassic event. Intrusions from Mosquito Formation are probably associated to E-W trending extensional event, D3 deformational phase, resulting in the generation of N-S trending normal faults with dextral strike-slip component, and NE-SW trending sinistral strike-slip faults and NW-SE trending dextral strike-slip faults, related to the North Atlantic opening. The last deformational phase, D4, includes normal and dextral strike-slip faults with E-W trending, as well as dextral NE-SW trending strike-slip faults, with E-W oriented σ_1 tensor, possibly related to the Andean subduction.

(Expanded abstract available at the end of the paper).

Keywords: brittle deformation | paleostress | basin analysis |

introdução

A Bacia do Parnaíba, localizada no Norte/Nordeste do Brasil, é uma bacia sedimentar intracratônica, com forma aproximadamente elíptica, cuja borda oeste atual apresenta complexo padrão tectônico com possíveis reativações de estruturas do embasamento, responsáveis pelo encaixamento das rochas sedimentares, e não representa, portanto, o limite original de deposição, mas, sim, um limite de origem tectônica (Suguio e Fúlfaro, 1977).

Os primeiros trabalhos foram realizados na década de 1910 e intensificados a partir de 1930 pela exploração de recursos energéticos (Paiva e Miranda, 1937; Plummer, 1946; Campbell, 1949). Trabalhos regionais foram realizados por Kegel (1953, 1965), Mesner e Wooldridge (1964), Rodrigues (1995), Carozzi *et al.* (1975), Suguio e Fúlfaro (1977), Coimbra (1983), Caputo (1984), Caputo e Lima (1984), Cunha (1986), Góes (1995), Lima Filho (1999), Santos e Carvalho (2004), entre outros. Apesar dos vários esforços de levantamento de dados realizados na bacia, ela é ainda pouco conhecida e apresenta desafios para a compreensão de sua evolução estrutural, principalmente dos processos de reativações de estruturas preexistentes e caracterização cinemática de eventos rúpteis, sobretudo em sua borda oeste, e a relação com orogenias globais.

Desta forma, o presente trabalho discute o contexto geológico desta porção da bacia, na região entre os municípios de Araguaína (TO) e Carolina (MA), e apresenta uma proposta de evolução da Sequência Permiano-Jurássico mediante a análise de paleotensão. A discussão dos resultados é realizada por meio da interpretação de dados indiretos de sensores remotos, cartográficos e geofísicos, e dados diretos de campo (litológicos e estruturais).

métodos e fundamentação teórica

Foram utilizadas para a análise estratigráfica seções verticais levantadas em campo e sua correlação com seções de trabalhos anteriores e

poços estratigráficos (Pinto e Sad, 1986). Para a correlação estratigráfica da Formação Pedra de Fogo foram utilizados como base os trabalhos de Faria Junior e Truckenbrodt (1980) e Pinto e Sad (1986). O arcabouço estrutural regional foi construído com o auxílio de lineamentos extraídos de imagens de radar, satélite e dados geofísicos potenciais, além da correlação e compilação de dados da bibliografia. Imagens *shuttle radar topography mission* (SRTM) foram utilizadas com pseudoiluminação em quatro direções azimutais distintas (45°, 315°, 0° e 90°), e imagens CBERs (Satélite Sino-Brasileiro de Recursos Terrestres), módulo Câmera Imageadora de Alta Resolução (CCD), foram usadas com junção de bandas de modo empilhado em sistema de cores ativas (RGB). Lineamentos extraídos de dados aeromagnéticos e aerograviméticos foram interpretados após a implementação de técnicas de realce de anomalias de campos potenciais (transformação de magnitudes magnéticas e desvio padrão normalizado, de acordo com Gerovska e Araúzo-Bravo (2006) e Cooper e Cowan (2006), respectivamente). Com base nas interpretações das estruturas magnéticas e gravimétricas foi aplicada a técnica semiquantitativa da deconvolução de Euler (Thompson, 1982) para estimar a profundidade das fontes anômalas.

Para análise estrutural foi realizada a descrição de estruturas rúpteis, sistemas de juntas e falhas, conforme sua geometria, espaçamento, abertura, preenchimento e indicadores cinemáticos, no caso das falhas. Estes indicadores cinemáticos em superfície de deslizamento foram classificados de acordo com as características morfológicas e geométricas (Doblas, 1998), sendo que os principais indicadores observados em campo foram estrias de atrito, crescimento mineral, degraus, fraturas escalonadas e sigmoides.

Os mesmos critérios são utilizados na descrição de bandas de deformação em arenitos. Estas bandas são zonas externas caracterizadas por reajuste dos grãos e do espaço poroso (Aydin, 1978) e podem ser caracterizadas em bandas de deformação individual, grupos de bandas de deformação e superfícies de descolamento (Aydin e Johnson, 1983). Neste trabalho, não foram realizados estudos petrográficos para a identificação das bandas em relação a contextos cinemáticos (cisalhamento, dilatação e compactação) conforme classificação de Aydin *et al.* (2006) e Fossen *et al.* (2007). São necessários estudos mais detalhados

em trabalhos futuros, pois alguns autores sugerem que as bandas de compactação se formam perpendiculares à direção de compressão máxima pelo modo anticrack ou fechamento (Antonellini e Pollard, 1995; Eichhubl *et al.*, 2010).

Para a análise do estado de tensão (σ_1 , σ_2 e σ_3) foram considerados os critérios estabelecidos por Mohr-Coulomb (Price e Cosgrove, 1990), onde a relação entre os vetores pode ser definida utilizando-se a cinemática das falhas juntamente com a posição espacial do plano principal (Ragan, 1985), e o aplicativo Sigmas (Freitas *et al.*, 2005; Freitas, 2006) para a determinação das paleotensões, onde os eixos σ_1 e σ_3 estão inseridos em um plano auxiliar que contém o vetor referente ao movimento (estria) e também o vetor normal ao plano de falha (polo do plano de falha). O eixo σ_1 apresenta um ângulo α em relação ao vetor movimento, normalmente 30° para fraturas rúpteis em corpos isotrópicos (Ragan, 1985). O eixo σ_3 é posicionado em um ângulo β , complementar a α , a partir do mesmo referencial de origem e rotacionado no sentido oposto. O eixo σ_2 encontra-se contido no plano de falha e é posicionado de maneira perpendicular ao vetor movimento.

Também foi considerada a relação angular entre fraturas contemporâneas com base em modelos físicos desenvolvidos por Naylor *et al.* (1986) e as classificações de Anderson (1951).

contexto geológico e geotectônico

A Bacia do Parnaíba recobre uma área de aproximadamente 600.000km² no Norte-Nordeste brasileiro e possui estratos correlacionados a outras bacias, como Gabão e Gana, na África (Caputo e Lima, 1984). A bacia é bordejada pela Província Borborema a leste, Província Tocantins a oeste e, ao sul, pelo Maciço Mediano de Goiás e Bacia Sanfranciscana. Em seu depocentro, possui cerca de 3.500m de espessura (Milani e Zalán, 1999). O embasamento da bacia, em sua borda oeste, é representado por metassedimentos da Faixa Araguaia da Província Tocantins (fig. 1).

A origem e a evolução da Bacia do Parnaíba estão relacionadas à formação da Plataforma Sul-Americana, onde eventos deformacionais

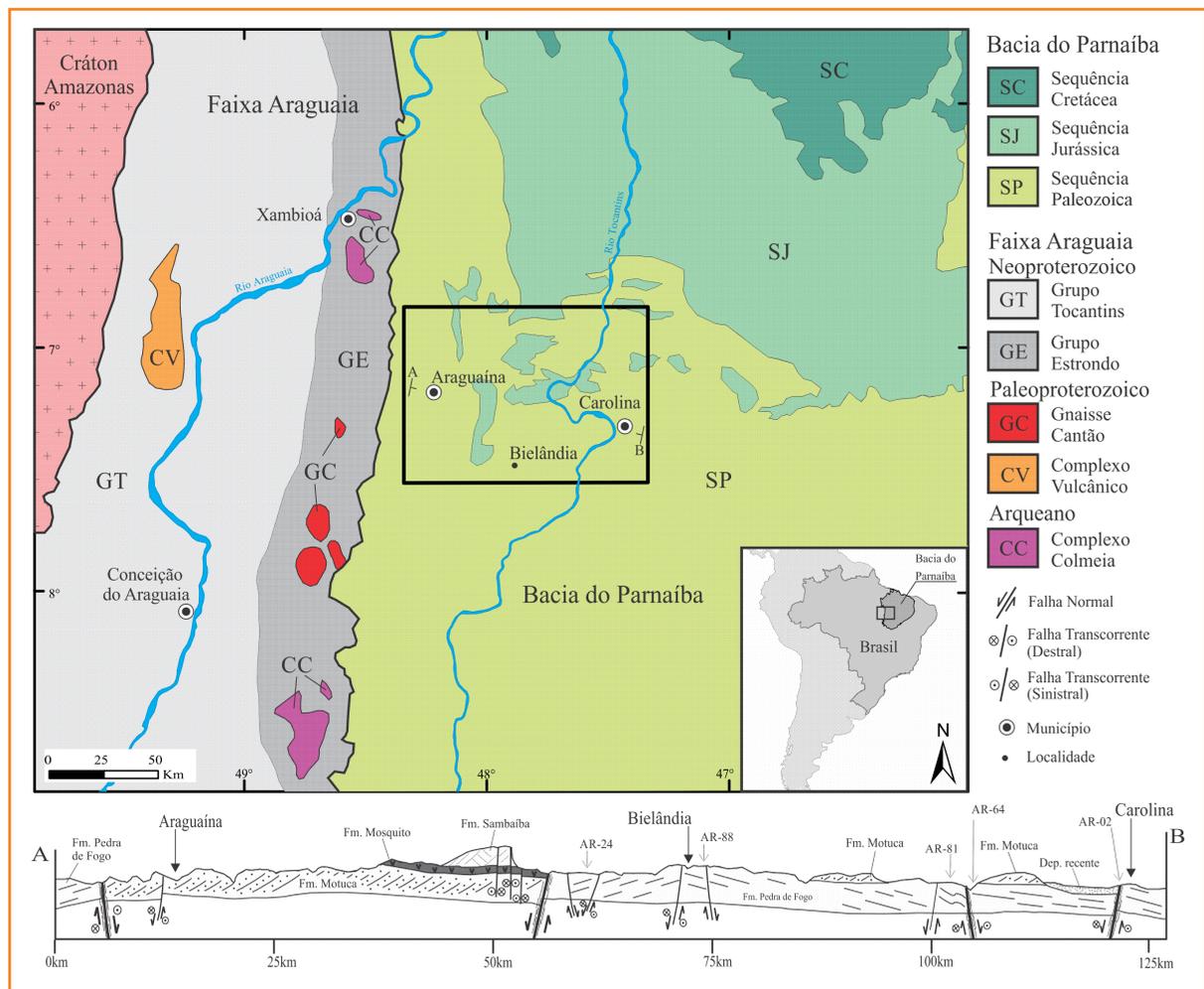


Figura 1 – Mapa simplificado da porção oeste da Bacía do Parnaíba e embasamento adjacente, correspondente às rochas metassedimentares da Faixa Araguaia. Compilado e modificado de Góes (1995), Alvarenga et al. (2000), Vasconcelos et al. (2004) e Faraco et al. (2004). O retângulo preto representa a área de estudo. Perfil litoestrutural esquemático construído com base nos dados obtidos em campo.

Figure 1 – Simplified map of the Parnaíba Basin's western edge and basement, corresponds to Araguaia Belt metasedimentary rocks. Compiled and modified from Góes (1995), Alvarenga et al. (2000), Vasconcelos et al. (2004) and Faraco et al. (2004). The black rectangle represents the study area. Litho-structural diagram profile is based on fieldwork data.

geraram inúmeras estruturas que após o Ciclo Brasileiro-Pan-Africano funcionaram como planos de fraqueza para reativações (Caputo et al. 2006). Oliveira e Mohriak (2003) interpretam que a origem da Bacía do Parnaíba está relacionada a riftes precursores gerados ao longo de uma dessas linhas de fraqueza pré-cambriana e que zonas de falhas associadas ao Lineamento Transbrasiliano tiveram papel fundamental para a geração de feições grabeniformes e controle inicial dos depocentros. O Lineamento Transbrasiliano representa um sistema de falhas transcorrentes subverticais

destrais de direção geral N30°E (Schobbenhaus Filho et al., 1975), que, segundo Cunha (1986), exerceu controle estrutural da sedimentação até o Pensilvaniano, e a partir do Permiano a sedimentação foi controlada por outros mecanismos tectonoestruturais, que imprimiram centros deposicionais aleatórios na bacía.

O Continente Gondwana, e consequentemente a Plataforma Sul-Americana, sofreu uma complexa história evolutiva de processos de aglutinação e tafrogênese, que influenciaram a configuração de sua massa continental e a deformação

não só das rochas cristalinas, como das coberturas sedimentares. Esta história a partir do Carbonífero-Permiano no Norte da América do Sul é registrada em três eventos principais.

A Orogenia Herciniana se desenvolveu durante o Carbonífero Superior, com a fusão do Continente Laurásia com o Continente Gondwana na formação do Supercontinente Pangea (Caputo *et al.*, 2006; Brito Neves, 1999). Esta orogênese ocorreu diacronicamente entre a região sul da Europa e leste dos Estados Unidos com o Norte e Nordeste da África e posterior propagação para o Sul dos Estados Unidos, em consequência da colisão com o Norte da América do Sul (Orogenia Ouachita), ainda no Pensilvaniano (Caputo *et al.*, 2006; Pindell, 1985), com esforços compressivos aproximadamente de sul para norte (Moreno *et al.*, 2000; Faure *et al.*, 1996) que possivelmente se estenderam até o final do Permiano com esforços próximos a NW-SE (Pindell, 1985; Faure *et al.*, 1996). Ainda segundo Caputo *et al.*, (2006), a Bacia do Parnaíba não sofreu influência das orogênias no Norte do Continente Gondwana (Orogenia Ouachita), pois características estratigráficas e estruturais das unidades sedimentares, como ausência de discordâncias angulares e acumulação de ciclos evaporíticos, seriam mais indicativas de variação climática e do nível do mar do que influência tectônica, sugerindo que a bacia permaneceu tectonicamente estável neste período.

Entre o Triássico e o Jurássico ocorre o início da dispersão do Pangea, com a quebra da América do Norte da Europa e do Norte do Gondwana e a abertura do Oceano Atlântico Norte, por meio de eventos distensivos E-W a NW-SE (Pindell *et al.*, 2005) e, posteriormente no Cretáceo, há a quebra do Gondwana e a separação dos continentes Sul-Americano e Africano e abertura do Oceano Atlântico Sul (Pindell, 1985; Pindell *et al.*, 2005). Nos dois casos, do Atlântico Norte e Sul, o início da quebra é marcado por significantes eventos vulcânicos basálticos sobre os continentes ainda unidos, registrados na Plataforma Sul-Americana pelas formações Penatecaua (Bacia do Amazonas) e Mosquito (Bacia do Parnaíba), relacionadas à abertura do Atlântico Norte, e pelas formações Serra Geral (Bacia do Paraná) e Sardinha (Bacia do Parnaíba), relacionadas à abertura do Atlântico Sul.

Por fim, a convergência do Continente Sul-Americano com a placa do Oceano Pacífico propicia a instalação da Orogenia Andina, intensificada

pelo início da subducção da Placa de Nazca. Como consequência dos esforços compressivos E-W ocorre o soerguimento da cordilheira, intensa erosão e consequente inversão da drenagem dos Andes para o Oceano Atlântico (Pindell e Tabbut, 1995). Cortés e Angelier (2005) descrevem a evolução da paleotensão na porção norte da cordilheira, do Cretáceo Superior ao presente, com regime de compressão E-W a WSW-ENE atuando do Cretáceo Superior ao Paleoceno, que evolui para as condições atuais, com compressão de NW-SE a WNW-ESE.

litoestratigrafia

A litoestratigrafia adotada para a bacia é a proposta de Vaz *et al.* (2007), que regionalmente apresenta cinco sequências deposicionais. A sequência siluriana é representada pelo Grupo Serra Grande, que compreende as formações Ipu, Tianguá e Jaicós, depositadas em um ambiente predominantemente continental e subordinadamente marinho (plataforma rasa). A sequência seguinte, mesodevoniana-eocarbonífera, denominada Grupo Canindé, apresenta as formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti, e marca um período de transgressão na bacia, predominando deposição em ambiente marinho. O Grupo Balsas, composto pelas formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, constitui a sequência neocarbonífera-eotriássica, que representa uma grande regressão na bacia, culminando com os depósitos desérticos continentais da Formação Sambaíba. No início do Jurássico, os derrames vulcânicos registrados na Formação Mosquito, cronocorrelatos à abertura do Oceano Atlântico Norte, são seguidos pela deposição em ambiente fluviolacustre da Formação Pastos Bons, estratigraficamente sotoposta às intrusões cretáceas da Formação Sardinha. As formações Codó, Grajaú, Corda e Itapecuru representam a sequência final de deposição na Bacia do Parnaíba, com deposição continental e marinha em ambiente desértico, lagunar e estuarino.

Localmente, a região entre os municípios de Araguaína (TO) e Carolina (MA) compreende rochas das unidades neocarbonífera-eotriássica e jurássica, que englobam litotipos do Grupo Balsas e da Formação Mosquito, além de depósitos colúvio-aluvionares recentes. O Grupo Balsas, proposto por Góes *et al.* (1989), é composto pelo complexo

clástico evaporítico, dividido em quatro formações: Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba. A Formação Mosquito foi definida por Aguiar (1969 Góes e Feijó, 1994).

Para a correlação estratigráfica da Formação Pedra de Fogo foram utilizados como base os trabalhos de Faria Junior e Truckenbrodt (1980), que propõem a subdivisão da formação em Membro Sílex Basal, Membro Médio e Membro Trisidela (superior), e de Pinto e Sad (1986), que realizaram uma revisão estratigráfica da Formação Pedra de Fogo, renomeando os três membros para Membro Inferior, Membro Médio e Membro Superior, proposta utilizada como nomenclatura para o posicionamento estratigráfico dos afloramentos descritos em campo neste trabalho.

Em afloramentos do Membro Inferior da Formação Pedra de Fogo ocorrem porções siltosas cinza, avermelhadas ou arroxeadas, com laminação plano-paralela, intercaladas com níveis de arenitos, cinza a amarelados e finos a médios, com estratificação plano-paralela, marcas onduladas e cruzadas tabulares ou tangenciais na base. Ocorrem ainda argilitos cinza, cinza-esverdeados ou ocre, com laminação plano-paralela, bem como intercalações de camadas de silexito horizontais com espessura decimétrica (entre 10cm e 30cm), interpretadas como camadas evaporíticas substituídas, além de conglomerado com clastos de silexito.

Associadas às rochas do Membro Inferior há concreções silicosas, com diâmetro entre 1cm e 5cm, principalmente nos níveis argilosos maciços. Essas concreções, possivelmente eodiagenéticas, sugerem um ambiente árido durante a deposição da Formação Pedra de Fogo.

As seções confeccionadas para representar os afloramentos descritos do Membro Inferior apresentam, de forma geral, sucessões agradacionais, como na seção AR-81 (fig. 3c), por vezes sugerindo, como na seção AR-02 (fig. 3b), uma tendência de granocrescência ascendente.

O Membro Médio da Formação Pedra de Fogo é reconhecido na área pela seção AR-88 (fig. 3e), com predomínio de camadas de siltitos cinza, cinza-esverdeados, avermelhados a arroxeados, por vezes ocre, com estratificação plano-paralela, ondulada ou cruzada com baixo ângulo de mergulho (máximo 10°), associadas a lentes de arenitos, com granulação média a fina, mal selecionados, com matriz siltica e estratificação cruzada de médio a alto ângulo (até 30°),

com granodecrescência ascendente das camadas de arenito e aumento na quantidade de pelitos.

A transição entre o Membro Médio e o Membro Superior da Formação Pedra de Fogo ocorre, em geral, de forma agradacional (AR-64, fig. 3d), e o Membro Superior (seção AR-24, fig. 3a) apresenta geomorfologia de *cuestas*, condicionadas por frequentes camadas de arenito. Tem como principal característica feições que sugerem diminuição da lâmina de água (*coarsening-up*), possivelmente indicando as últimas influências da ação do mar na deposição de sedimentos no intervalo Permiano-Triássico, condicionadas pela variação do nível do mar, ocorrida em um ambiente de plataforma rasa a costeira.

Os afloramentos descritos apresentam siltitos cinza-escuro a roxos, intercalados com argilitos marrons a avermelhados, com estratificação plano-paralela a maciça. Esta sucessão pelítica ocorre capeada por arenitos finos a médios, bem silicificados, com estratificação maciça a ondulada. Associados às camadas psamíticas, ocorrem níveis de coquinas e de silexito.

A Formação Motuca apresenta predominantemente arenito avermelhado, fino a médio, com alto grau de esfericidade e seleção moderada, com estratificação cruzada tabular e tangencial na base, de médio a grande porte. São observadas associações entre arenito médio a fino, ora com matriz silto-argilosa e estratificação cruzada tabular de pequeno porte a ondulada e ora com argilitos maciços (lamitos), por vezes siltitos maciços ou com laminação plano-paralela.

A Formação Sambaíba é composta por arenito avermelhado a amarelado, médio a grosso, bem selecionado, com pouca ou nenhuma matriz, com estratificação cruzada de grande porte, remetendo a um ambiente eólico de deposição durante o Meso-Neotriássico.

A Formação Mosquito apresenta diabásio preto a cinza-escuro, maciço ou com amígdalas, e, em algumas porções, disjunções colunares. A forma de ocorrência mais comum na área de estudo é em blocos ou afloramentos alterados. Em alguns pontos, é observada a relação de contato entre o diabásio e o arenito sobreposto. Este arenito é fino a médio, com estratificação plano-paralela, cimentação de óxido de ferro, por vezes com magnetita e planos ferruginosos, e com maior grau de silicificação.

A relação de contato entre os arenitos (Formação Sambaíba) e diabásios da Formação Mosquito é pouco homogênea, apresentando contatos tanto bruscos, como irregulares e feições *inter-trap*. Estas relações de contato indicam que, pelo menos na área de estudo, o alojamento da Formação Mosquito ocorreu na forma de intrusão, porém próximo à superfície. Diques clásticos também ocorrem e são compostos por arenitos finos a médios, avermelhados, com espessura entre 20cm e 30cm, dispostos de forma retilínea a caótica.

arcabouço geofísico-estrutural

Kegel (1965) ressalta as diferenças significativas entre os contatos das margens oriental e ocidental da Bacia do Parnaíba e descreve que na margem ocidental o embasamento possui direção preferencial N-S, que a coluna estratigráfica do Paleozoico não é tão completa e relativamente mais simples que a das áreas centrais e orientais da Bacia do Parnaíba, e que "tudo indica maior inquietação do desenvolvimento estrutural daquela

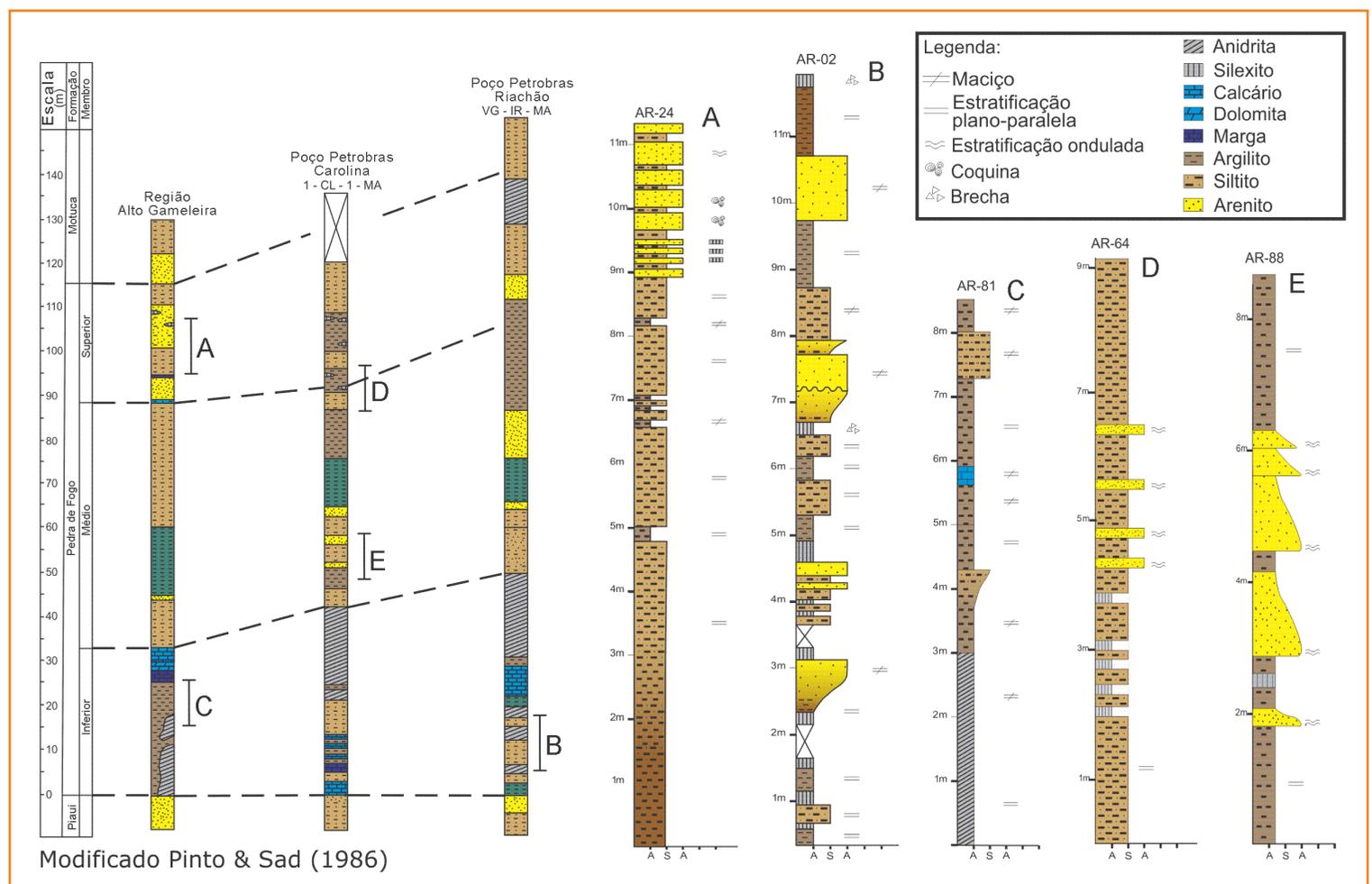


Figura 2 – Seções estratigráficas verticais da Formação Pedra de Fogo construídas com dados de campo (direita) e correlação com os poços de Riachão e Carolina e seção estratigráfica da região do Alto Gameleira construída por Pinto e Sad (1986). As letras (A, B, C, D e E) correspondem à possível posição estratigráfica das seções construídas neste trabalho em relação aos poços e à seção construída por Pinto e Sad (1986).

Figure 2 – Vertical stratigraphic sections of Pedra de Fogo Formation (right) constructed from fieldwork data and correlation with Riachão and Carolina wells and vertical stratigraphic section from Pinto and Sad (1986). Letters correspond to stratigraphic position of the sections made in this study.

área, [...] revelando o forte rebaixamento da base da bacia". Araújo e Olivatti (2001), no relatório da Folha Araguaína (SB.22 – Z – D. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – CPRM), e Coimbra (1983) descrevem a tectônica rúptil na Faixa Araguaia presente através de falhas de direção N-S, NW-SE e NE-SW, as quais foram reativadas durante a sedimentação paleomesozoica da Bacia do Parnaíba, e ressaltam a importância das falhas N-S, que propiciaram o desenvolvimento de *horsts* e grábens tanto na Faixa Araguaia como na borda oeste da bacia. A estruturação com direção N-S na Faixa Araguaia também é mencionada por Delgado *et al.* (2003), que interpretam esta orientação como resultado de superfícies de deslizamento/descolamento e cisalhamentos de baixo ângulo. Estas superfícies marcariam o limite entre as unidades litotectônicas da faixa, as quais são seccionadas por outro conjunto de estruturas de direção NW-SE.

Milani e Zálan (1998) definem as estruturas regionais da bacia, do Cambro-Ordoviciano ao Cretáceo, indicando na borda oeste falhas normais de direção predominante N-S, interpretadas como de idade jurássica. Costa *et al.* (1991) admitem dois eventos tectônicos distensionais que afetariam a Bacia do Parnaíba em idades distintas, com registros diferenciados. O primeiro evento, com idade ordoviciana, com distensão NW-SE, é representado por falhas transcorrentes e falhas normais associadas. O segundo evento, com distensão ENE-WSW, teve início no Jurássico, desenvolveu falhas transcorrentes de direção NW-SE, além de incorporar movimentos distensionais às falhas N-S preexistentes. Além disso, durante o Paleozoico, eventos tectônicos reativam antigas zonas de fraqueza, criando *horsts* e grábens, e assim condicionando a deposição de sedimentos até o Triássico (Araújo e Olivatti, 2001). A figura 2 apresenta uma compilação das estruturas propostas por diversos autores para a região de estudo, com os traçados das estruturas reinterpretados por meio da análise de imagens de sensores remotos e dados aerogeofísicos.

A contribuição magnética sobre a Faixa Araguaia pode ser caracterizada por alternâncias de relevos magnéticos suaves a moderados ($\lambda \approx 25\text{km}$ a 75km), cujas anomalias principais tendem a se alinhar preferencialmente na direção geral E-W com variações secundárias para NE-SW (semelhantes a vergamentos estruturais). Sobre a área recoberta

pela borda oeste da Bacia do Parnaíba ocorrem alternâncias de um relevo magnético suave a moderado ($\lambda \approx 25\text{km}$ a 75km), porém perturbado por um relevo magnético nervoso ($\lambda \approx 7\text{km}$ a 15km), cujas anomalias diferem da unidade anterior por se alinharem preferencialmente para NE-SW e por uma importante tendência N-S localizada no limite entre as duas unidades. A estimativa de profundidade das fontes magnéticas aponta profundidades médias superiores a 5km no domínio geral da Faixa Araguaia, enquanto nas estruturas magnéticas no domínio da borda oeste da Bacia do Parnaíba as profundidades médias são da ordem de 3km , com fontes isoladas com profundidades superiores a 5km e direção NE-SW.

O domínio gravimétrico da Faixa Araguaia é caracterizado por um amplo baixo gravimétrico interrompido por um amplo alto ao norte desse domínio geotectônico. A leste (domínio da Bacia do Parnaíba) predomina um relevo gravimétrico moderado que alterna anomalias de altos e baixos gravimétricos, que tendem a se alinhar na direção N-S próximo à borda oeste da Bacia do Parnaíba e ficam dispersos em tendências NE a NW mais a leste. As estimativas de profundidades das fontes gravimétricas para a Faixa Araguaia são caracterizadas por um amplo baixo gravimétrico, sendo possível observar uma importante feição N-S, cujas profundidades superam 10km . No limite com a Bacia do Parnaíba predominam profundidades que variam entre 5km e 10km (*trends* N-S) e localmente superiores a 10km (NW-SE).

análise estrutural

As atitudes de fraturas apresentam planos orientados preferencialmente na direção N10-30E e subordinadamente nas direções N40-60W e E-W. Planos que sugerem movimento transcorrente apresentam direções principais N40-60W e N30-50E. Para planos de falhas com movimento normal, a direção principal é N10-20E, com variação para N-S e subordinadamente E-W. Falhas inversas apresentam direção preferencial E-W.

Com base nos critérios estabelecidos e na interpretação dos dados litoestruturais coletados em campo, é apresentada uma proposta de evolução deformacional para a área de estudo, com a individualização de quatro fases de deformação em função do reconhecimento de diferentes estilos estruturais, associados à análise cinemática.

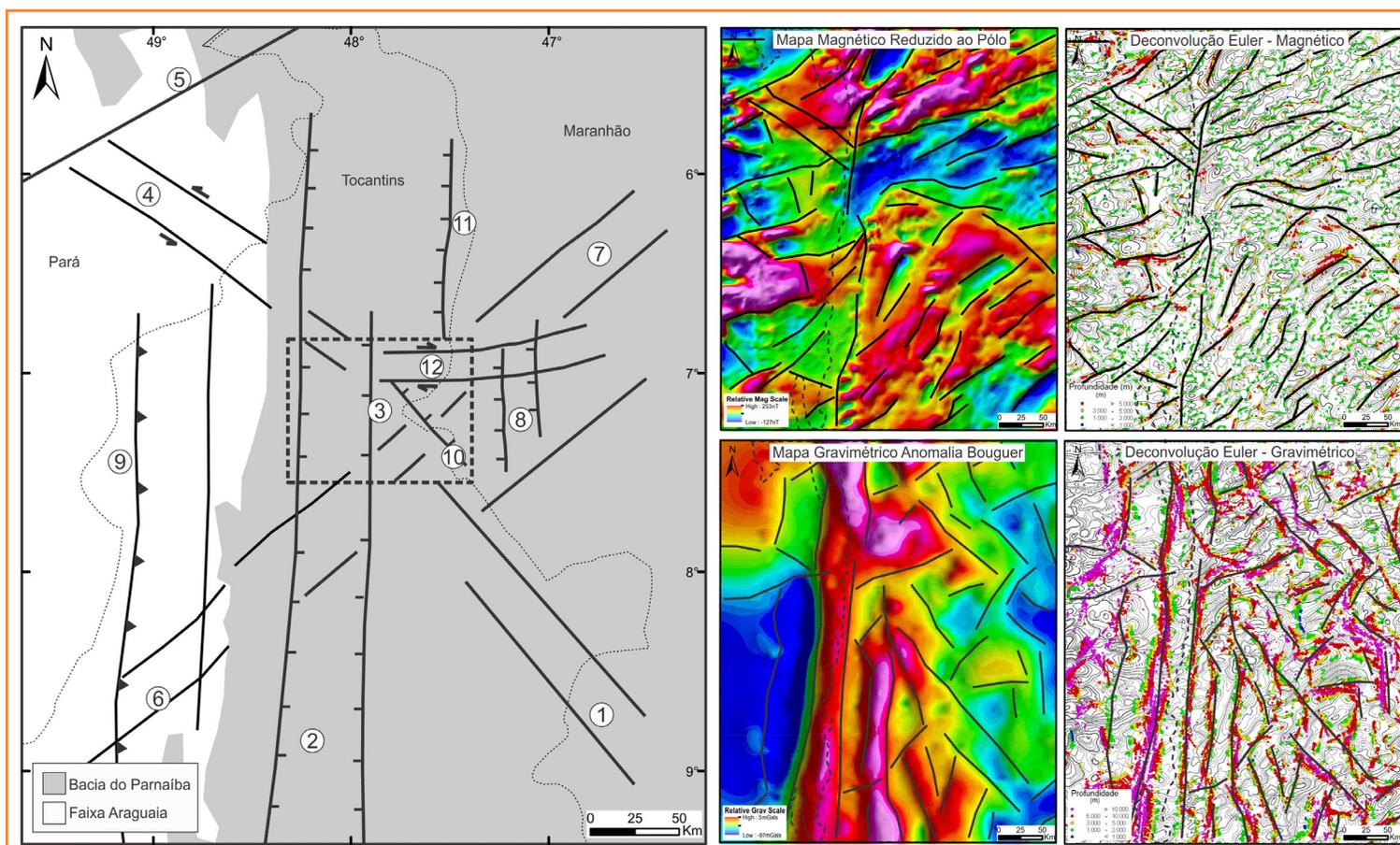


Figura 3 – Arcabouço estrutural compilado de dados bibliográficos, com as estruturas reinterpretadas por meio de dados de sensores remotos e aerogeofísicos. 1 – Alinhamento Belmonte-Xambioá (Correia, 1990); 2 – Falhas normais jurássicas (Milani e Zalán, 1998); 3 – Sistema distensivo Vanderlândia (Costa et al., 1996); 4 – Lineamento Iriri-Martínios (Abreu e Hasui, 1978; Alvarenga et al., 2000); 5 – Alinhamento Pimenta Bueno-São Luís (Correia, 1990); 6 – Zona de cisalhamento extensional (Vasconcelos et al., 2004); 7 – Zona de cisalhamento extensional (Faraco et al., 2004); 8 – Sistema distensivo Itaueiras-Rejeitado (Costa et al., 1996); 9 – Falhas de cavalgamento (Vasconcelos et al., 2004); 10 – Falhas normais carboníferas (Milani e Zalán, 1998); 11 – Sistema distensivo Estreito-São José (Costa et al., 1996); 12 – Sistema transcorrente Carolina-Pedra Caída (Costa et al., 1996). O retângulo tracejado representa a área de estudo.

Figure 3 – Structural framework compiled from bibliographic data, remote sensing and geophysical data. 1 – Belmonte-Xambioá Alignment (Correia, 1990); 2 – Jurassic normal faults (Milani and Zalán, 1998); 3 – Extensional system Vanderlândia (Costa et al., 1996); 4 – Iriri-Martínios alignment (Abreu and Hassui, 1978 and Alvarenga et al., 2000); 5 – Pimenta Bueno-São Luís Alignment (Correia, 1990); 6 – Extensional shear zone (Vasconcelos et al., 2004); 7 – Extensional shear zone (Faraco et al., 2004); 8 – Extensional system Itaueiras-Rejeitado (Costa et al., 1996); 9 – Thrust faults (Vasconcelos et al., 2004); 10 – Carboniferous normal faults (Milani and Zalán, 1998); 11 – Extensional system Estreito-São José (Costa et al., 1996); 12 – Transcurrent system Carolina-Pedra Caída (Costa et al., 1996). Dashed rectangle represents study area.

fase de deformação D1

A fase de deformação D1 é proposta com base nas estruturas observadas somente em afloramentos da sucessão clástica-evaporítica da Formação Pedra de Fogo. Esta fase é definida por falhas transcorrentes destrais de direção NW-SE. As falhas compatíveis com o arranjo Riedel apresentam fraturas Y com direção N50-60W e cinemática dextral, associadas a fraturas sintéticas primárias (R) com formas escalonadas e direção

N25-40W. As fraturas sintéticas secundárias (P) apresentam-se ora de forma escalonada, ora em formas sigmoidais, com direção preferencial N60-75W. O arranjo é completado por fraturas antitéticas R' com direção N10-25E (fig. 4a). Falhas inversas apresentam rejeitos decimétricos (até 30cm) com direção entre N60W e E-W (fig. 4b). Dobras suaves a fechadas no acamamento apresentam eixo (β) próximo a N300/08 (fig. 4c). Falhas normais com planos de direção entre N-S

e N30E e mergulhos variados ocorrem, sugerindo deformação sin-deposicional à Formação Pedra de Fogo, com dobras em camadas de silexito geradas pela movimentação de falhas em arranjos do tipo *horst* e gráben, em alguns casos com crescimento de seção (fig. 4d). Em afloramentos do Membro Médio da Formação Pedra de Fogo ocorrem diques clásticos de direção preferencial NNE-SSW, compostos por arenito fino e com 2cm a 50cm de espessura, geralmente retilíneos, concordantes às fraturas distensionais (*T*) do conjunto de estruturas definidas para a fase deformacional D1. Também ocorrem diques de direção NW-SE com sugestão de movimento destal (fig. 5).

fase de deformação D2

A fase de deformação D2 é reconhecida pela presença de estruturas em afloramentos das

Formações Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, e caracterizada por bandas de deformação com direção preferencial NE-SW. Com a evolução da deformação ou pela compartimentação da mesma, as estruturas principais passam a ter direção preferencial NNE-SSW a NE-SW. Em arenitos da Formação Pedra de Fogo são observadas fraturas principais *Y* de direção N55E, na forma de pequenas bandas anastomosadas com caráter distensional, associadas às fraturas sintéticas escalonadas *R* e sigmoidais *P* de direção N35E e N70E, respectivamente. Completam o arranjo fraturas antitéticas *R'* dispostas de forma anastomosada com direção preferencial N-S, com movimento destal e componente normal. O sistema completo caracteriza uma zona de falha com movimento sinistral.

Arenitos da Formação Motuca apresentam grupos de bandas de deformação anastomosadas, com espessuras centimétricas a decimétricas,

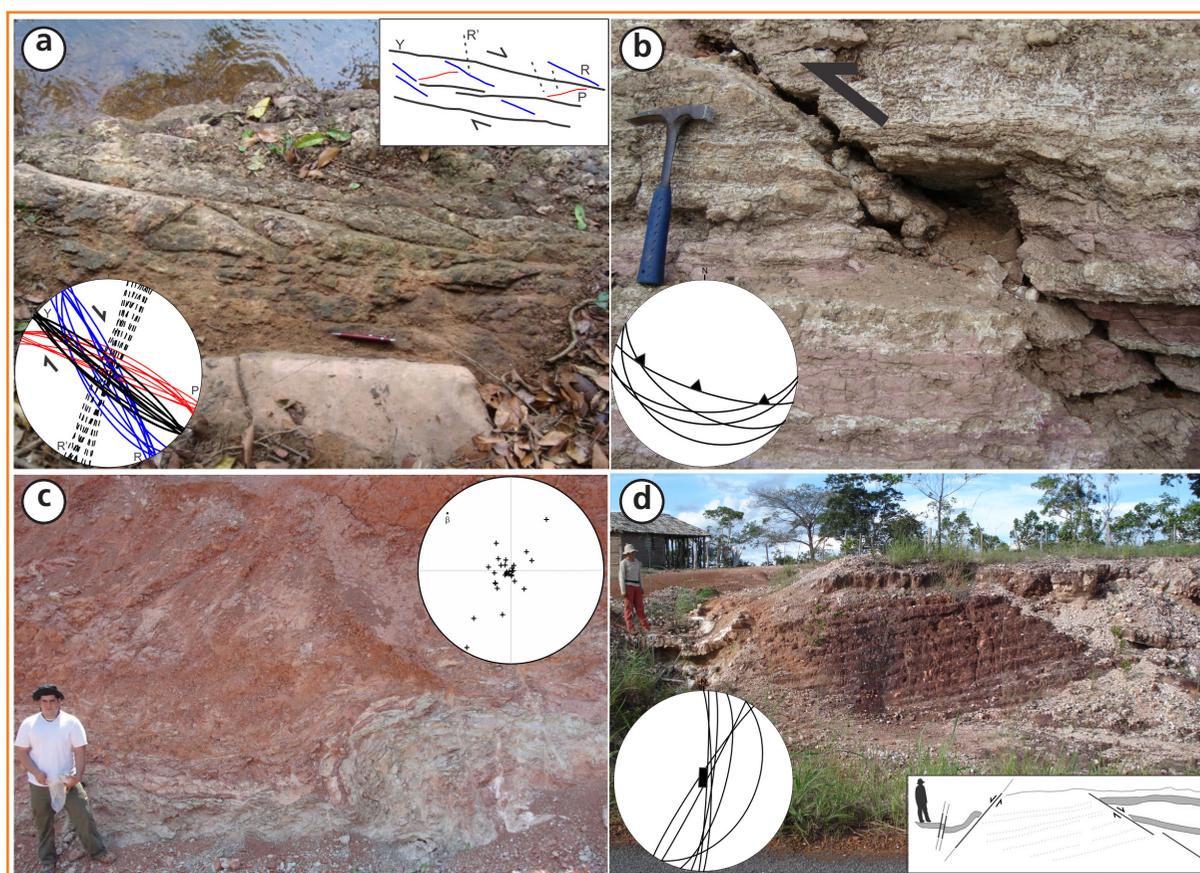


Figura 4 – Estruturas correspondentes à fase de deformação D1 em afloramentos da Formação Pedra de Fogo. (a) Falha transcorrente destal (visão em planta); (b) falha inversa (visão em perfil); (c) dobra cerrada a fechada (projeção polar); (d) feição do tipo *horst*.

Figure 4 – D1 deformational phase structures on Pedra de Fogo Formation. (a) Dextral strike-slip faults; (b) inverse fault; (c) tight to close fold; (d) horst structure.



Figura 5 – Diques clásticos em siltitos do Membro Médio da Formação Pedra de Fogo.

Figure 5 – Clastic dikes in siltstones of Middle Member on Pedra de Fogo Formation.

preenchidas por material arenoso e direção preferencial N15E (Y), associadas a fraturas sintéticas *R* de direção N30E com formas escalonadas e sintéticas *P* de direção N05E em feições sigmoidais. Fraturas antitéticas *R'* ocorrem internamente às bandas, com pouca continuidade lateral e com direção N75E (fig. 5a). Em arenitos da Formação Sambaíba, ocorrem grupos de bandas de deformação de direção N30E que apresentam fraturas internas com orientação N50E em formas escalonadas *R* e fraturas sintéticas secundárias *P* na forma de sigmoides com planos de direção N-S, remetendo a um caráter dextral de movimentação, com fraturas antitéticas *R'* ocorrendo de forma subordinada. As bandas de deformação possuem larguras centimétricas, entre 5cm e 10cm, e são preenchidas por material arenoso (fig. 5b).

fase de deformação D3

A fase de deformação D3 tem como característica principal estruturas com caráter

distensional, principalmente de direção NS, como falhas normais e diques clásticos. As direções N-S, NE-SW e NW-SE ocorrem para falhas com movimentos dextrais e sinistrais, porém a componente normal é sempre observada na estruturação. O regime distensional condiciona e controla a ocorrência de litologias e gera grande quantidade de diques clásticos de arenitos nos diabásios. Esta fase é reconhecida principalmente em afloramentos das formações Motuca, Sambaíba e Mosquito, mas também ocorre em afloramentos da Formação Pedra de Fogo.

Planos de falhas com direção N-S a NW-SE contendo estrias verticalizadas a subverticalizadas são observados em afloramentos das formações Motuca, Sambaíba e Mosquito (figs. 6a e 6b). Também na direção N-S são observados diques clásticos de arenitos (fig. 6d) e falhas transcorrentes sinistrais com direção N45E, com estrias subverticalizadas (N235/45), em rochas da Formação Mosquito (fig. 6c).

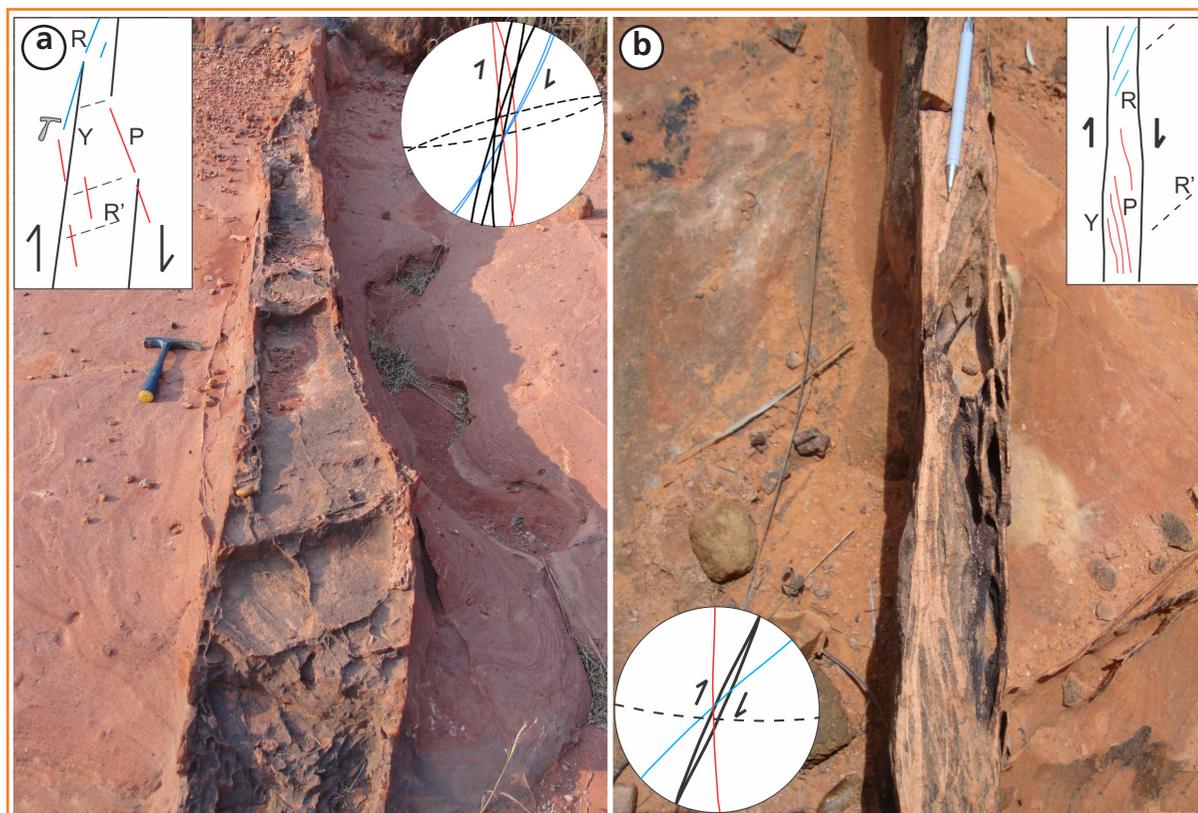


Figura 6 – Bandas de deformação (visão em planta) com cinemática dextral em afloramentos da Formação Motuca (a) e Formação Sambaíba (b).

Figure 6 – Dextral deformational bands in outcrops on Motuca Formation (a) and Sambaíba Formation (b).

fase de deformação D4

A fase de deformação D4 compreende falhas normais e transcorrentes destrais de direção E-W e NE-SW, reconhecidas em afloramentos das formações Pedra de Fogo, Motuca, Sambaíba e Mosquito, além de fraturas preenchidas por calcita que foram observadas em depósitos cenozoicos.

Sistemas de falhas normais de direção preferencial E-W ocorrem de forma sistemática, associados às falhas inversas, com a mesma direção e zonas de falha de direção NW-SE e movimento dextral, descritas na fase de deformação D1, indicando reativação destes planos (fig. 7). Transcorrências de direção próxima a N45E ocorrem associadas a fraturas sintéticas primárias *R* de direção ENE-WSW e sintéticas secundárias *P* de direção NE-SW, sugerindo movimento dextral para esta associação de estruturas. Fraturas anti-téticas *R'* também podem ocorrer com direção N-S (fig. 8). Estas transcorrências apresentam planos

retilíneos, penetrativos, com caráter distensional. Nestes planos, frequentemente são observados cristais de calcita, com estrias de atrito e degraus, também indicando movimento dextral.

cronologia da deformação e discussão dos resultados

Por meio da análise dos conjuntos de estruturas e respectivas cinemáticas, associados ao estado de tensão para a geração de cada conjunto, é possível sugerir e individualizar quatro fases de deformação, reconhecidas em rochas da Bacia do Parnaíba na área de estudo, sintetizadas na figura 9. Estas fases são nomeadas de D1 a D4. Seções estratigráficas verticais construídas com dados de superfície e correlacionadas com seções de

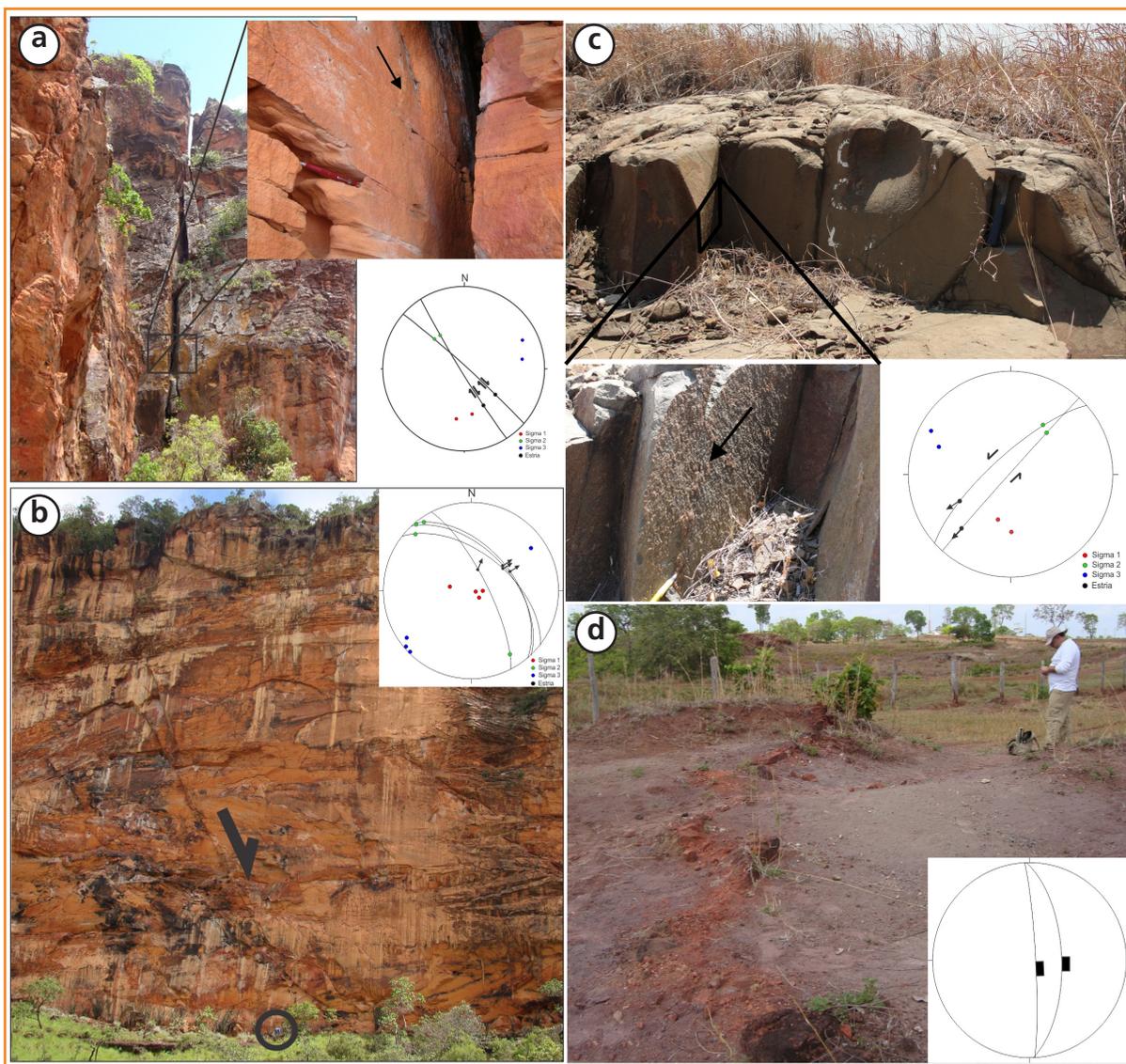


Figura 7 – Estruturas com caráter distensional associadas à fase de deformação D3. Falha destrel (a) e falha normal (b) em arenitos da Formação Sambaíba, e falhas sinistrais com planos estriados (c) e diques clásticos (d) em rochas da Formação Mosquito. O círculo na porção inferior da figura 7b indica a escala da foto (uma pessoa).

Figure 7 – Extensional structures from D3 deformation phase. Dextral strike-slip fault (a) and normal fault (b) on Sambaíba Formation sandstones, and sinistral strike-slip fault (c) and clastic dikes (d) on Mosquito Formation. Circle on figure 7b indicates the scale (a person).

trabalhos anteriores e perfis de poços contribuíram para o posicionamento das fases de deformação através da relação de corte, sendo a fase D1 na Formação Pedra de Fogo durante o Permiano; a fase D2 no intervalo Triássico/Jurássico; o magmatismo da Formação Mosquito foi correlacionado com a fase D3; e sugerindo-se uma tectônica recente para a fase D4.

A fase de deformação D1 tem como principal característica o regime transtensional,

reconhecido pelas falhas transcorrentes destrelas oblíquas de direção NW-SE associadas a falhas inversas de direção WNW-ESE a E-W, dobras suaves no acamamento e falhas normais N-S, geradas por compressão de direção N-S (σ_1). Esta deformação possui caráter penecontemporâneo à deposição/diagenese da Formação Pedra de Fogo durante o Permiano. Diques clásticos são descritos no Membro Médio da Formação Pedra de Fogo, e, mesmo não sendo observada a relação vertical e

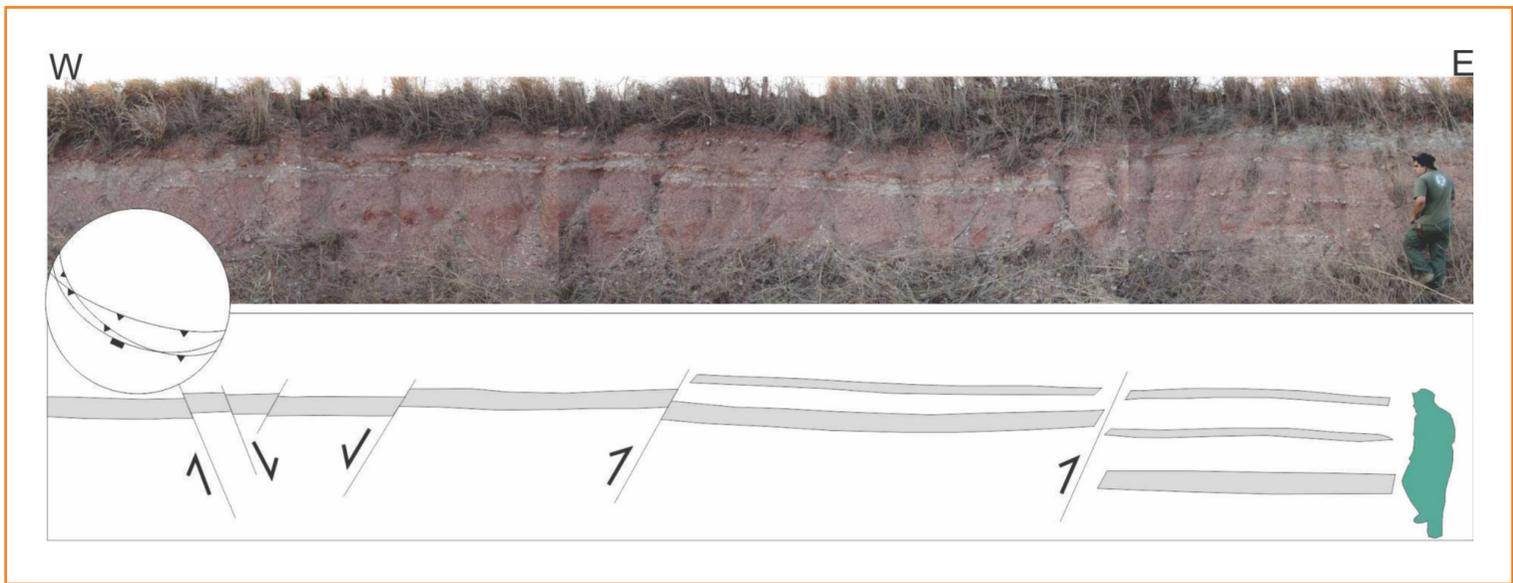


Figura 8
Arranjo de falhas normais e inversas em afloramento de argilitos intercalado a arenitos da Formação Pedra de Fogo.

Figure 8
Normal and inverse faults on Pedra de Fogo Formation in mudstone and sandstone outcropping.

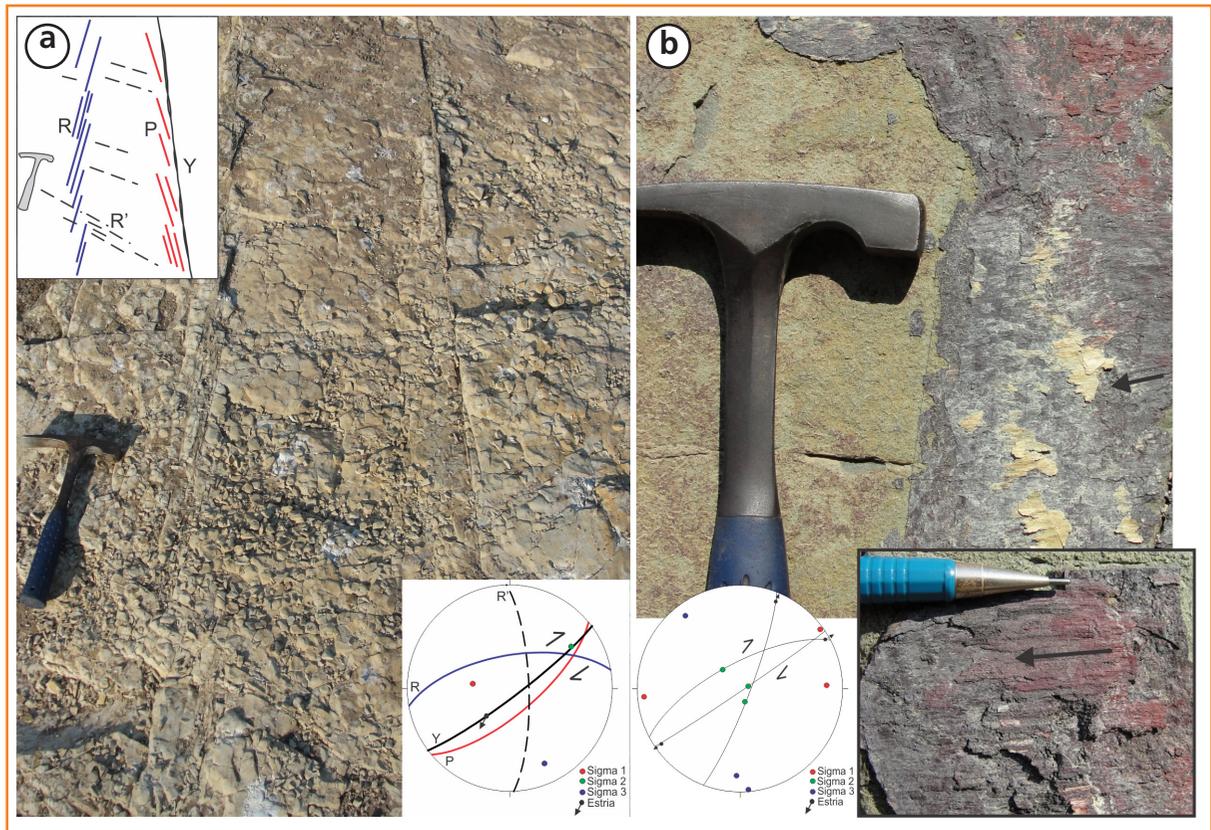


Figura 9 – (a) Falhas transcorrentes dextrais com planos preenchidos com calcita em siltitos da Formação Pedra de Fogo (visão em planta) e (b) diabásio da Formação Mosquito (visão em perfil) com detalhe de calcita sintaxial no plano de falha.

Figure 9 – (a) Dextral strike-slip fault planes filled with calcite on Pedra de Fogo Formation (plan view), and (b) calcite growth lineations on fault plane of Mosquito Formation mafic volcanic rocks (front view).

lateral com os estratos, a orientação preferencial dos diques e a restrição de ocorrência em afloramentos do Membro Médio sugerem que correspondam a sismos.

A evolução deste regime apresenta caráter distensional e marca o início da fase de deformação D2 durante o Triássico. Esta fase apresenta estruturas de direção NE-SE com cinemática sinistral e posição de σ_1 próximo a NNE-SSW. Com a evolução ou compartimentação da deformação, o tensor σ_1 apresenta-se na direção NE-SW, acarretando a geração de bandas de deformação de direção NNE-SSW e movimento dextral.

Possivelmente, as fases de deformação D1 e D2 são contínuas e podem estar associadas a reflexos da Orogenia Herciniana na porção norte do Gondwana, indicando um relaxamento crustal ao final desta orogenia (fase D2) após o auge da colisão no Permiano (fase D1). As estruturas e respectivos paleotensores são relativamente compatíveis com os modelos propostos por Pindell (1985), para a região do Golfo do México, e Faure *et al.* (1996), que propuseram uma reconstrução da paleotensão durante a Orogenia Alégoniana na porção norte dos Apalaches no Canadá, que sugere esforços compressivos de direção aproximadamente N-S durante o Permiano na fusão dos continentes Laurásia e Gondwana, com variação na orientação do paleotensor para WNW-ESE no final do Permiano. A discrepância entre os modelos propostos por esses autores para o final do Permiano e o modelo apresentado neste trabalho, sendo pela ausência de registros da deformação por um paleotensor de orientação WNW-ESE ou a proposta aqui apresentada de um paleotensor de orientação NNE-SSW durante o Triássico, pode ser reflexo da atenuação dos esforços devido à distância da Bacia do Parnaíba em relação à orogênese em sua fase final, com a mudança da tectônica frontal para escapes laterais. Estudos mais detalhados nas bandas de deformação nos arenitos das formações Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba podem contribuir para a construção de um modelo mais refinado da orientação do paleotensor durante o intervalo Permiano/Triássico. Caputo *et al.* (2006) defendem a estabilidade tectônica na Bacia do Parnaíba durante o Carbonífero-Permiano com base no empilhamento estratigráfico e ausência de elementos que indiquem quebra no registro sedimentar. Porém, o registro rúptil na unidade permiana da bacia demonstra não só a influência

dos eventos orogênicos na deformação dos litotipos, como possivelmente influenciou a sedimentação, pelo menos na borda oeste da bacia, registrada pela deformação penecontemporânea à Formação Pedra de Fogo.

A fase D3 é definida pela verticalização do σ_1 , acarretando a construção de falhas puramente normais. Sistemas transcorrentes dextrais e sinistrais, de direção NW-SE e NE-SW, respectivamente, possivelmente gerados durante o evento D1, teriam sido reativados nesta fase, condicionados a paleotensor σ_3 a E-W. Esta fase de deformação é correlacionada à abertura do Atlântico Norte durante os esforços precursores da fissão do Continente Pangea, associados a eventos distensivos E-W a NW-SE (Pindell *et al.*, 2005). Este evento acarretou a efusão de lavas basálticas típicas de distensão crustal (Caputo *et al.*, 2006), registrada na Bacia do Parnaíba pela Formação Mosquito, com registro de sua atividade após a quebra do Continente Gondwana, como observado nas estruturas que cortam as rochas básicas da Formação Mosquito.

A última fase de deformação reconhecida na área, D4, é representada por zonas distensionais de direção E-W, por vezes com movimento dextral. Esse movimento também ocorre em falhas transcorrentes de direção preferencial NE, relacionadas ao posicionamento da compressão (σ_1) a E-W e distensão (σ_3) a N-S, reflexo da propagação dos esforços responsáveis pelo soerguimento da Cordilheira Andina na porção norte da Plataforma Sul-Americana (Pindell e Tabbutt, 1995; Cortés e Angelier, 2005), e afeta todas as unidades estudadas. Possivelmente, são reflexos da reativação de estruturas geradas durante os eventos D1, D2 e D3, ou mais antigas.

A evolução da deformação para a porção oeste da Bacia do Parnaíba proposta neste trabalho é compatível com os modelos de Santos *et al.* (2011) propostos para a porção sul da Bacia do Amazonas, demonstrando que o registro das orogenias ocorre em toda a porção norte da Plataforma Sul-Americana ou em grande parte dela.

As estruturas do arcabouço tectônico/geofísico da área apresentam íntima correlação com as estruturas observadas em escala de afloramento, tanto na direção quanto na cinemática. Estas estruturas corroboram a interpretação de que a Bacia do Parnaíba possui a borda oeste tectonizada. Falhas normais de direção NS, que controlam

sobremaneira a morfologia da borda da bacia, possuem estimativa de profundidade em dados gravimétricos que ultrapassa 10km e podem ser reflexo de estruturas herdadas do embasamento e reativadas durante o Permiano. Estimativa de fontes magnéticas sugerem profundidades acima de 5km em estruturas da Faixa Araguaia e na Bacia do Parnaíba, e possuem estruturas correspondentes nas fases de deformação pós-Permiano (fases D2, D3 e D4).

conclusões

Este estudo documentou o registro da deformação nas rochas da borda oeste da Bacia do Parnaíba a partir do Permiano. Falhas transcorrentes

destrais e sinistrais, falhas normais e falhas inversas são a maioria das estruturas tectônicas observadas entre os municípios de Araguaína (TO) e Carolina (MA). A utilização dos critérios de Riedel e Mohr-Colomb permitiu a individualização de quatro fases deformacionais: uma mais antiga, de idade permiana e compressão próxima a N-S, relacionada à Orogenia Herciniana, seguida por uma possível rotação para NE-SW durante o Triássico durante as fases finais desta orogenia. Uma drástica mudança de regime ocorre durante o Jurássico, com orientação do paleotensor σ_3 a E-W, causada pelos processos transtensivos precursores da quebra do Continente Pangea. A fase deformacional mais recente é caracterizada por compressão E-W relacionada ao processo orogenético da Cadeia Andina, que domina a Placa Sul-Americana a partir de sua individualização, fazendo com que antigas zonas de fraqueza sofram reativações.

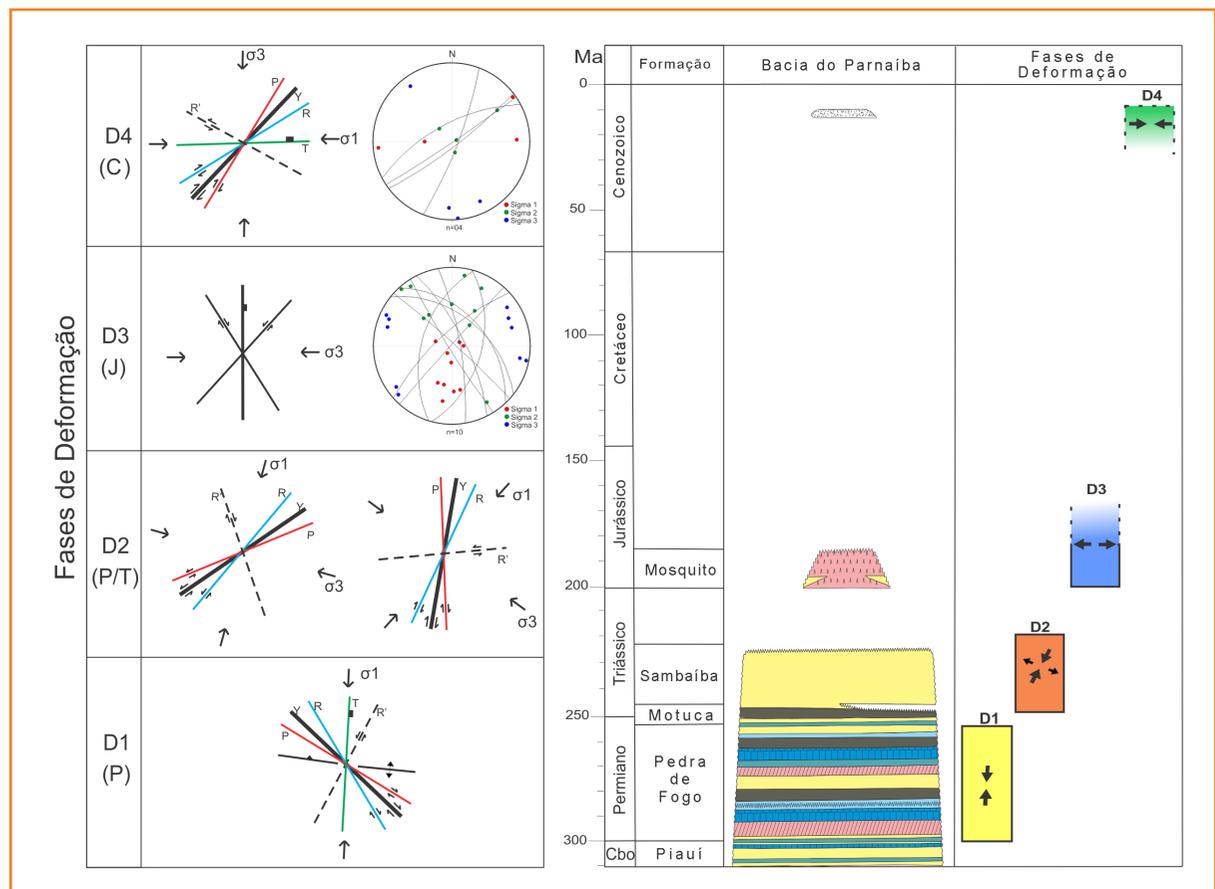


Figura 10 – Posição temporal das fases de deformação propostas no presente trabalho. Coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba modificada de Vaz et al. (2007).

Figure 10 – Temporal position of deformational phases proposed in this paper. Parnaíba Basin stratigraphic chart modified from Vaz et al. (2007).

agradecimentos

À Petrobras, em especial à extinta Profex, pelo apoio financeiro, à UFPR e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia-UFPR, pelo apoio institucional, e aos revisores e avaliadores que contribuíram expressivamente para a construção deste trabalho.

referências bibliográficas

- ABREU, F. A. M.; HASUI, Y. Evolução estrutural do super-grupo Baixo Araguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1978, Recife. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1978. v. 1, p. 257-269.
- ALVARENGA, C. J. S.; MOURA, C. A. V.; GORAYEB, P. S. S.; ABREU, F. A. M. Paraguayan Araguaia Belts. In: CORDINI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Ed.). **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro: Departamento Nacional de Produção Mineral, 2000. p. 183-193.
- ANDERSON, E. M. **The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain**. 2. ed. Edinburg: Oliver and Boyd, 1951. 206 p.
- ANTONELLINI, M.; POLLARD, D.D. Distinct element modeling of deformation bands in sandstone. **Journal of Structural Geology**, New York, v. 17, n. 8, p. 1165-1182, Aug. 1995.
- ARAÚJO, V. A.; OLIVATTI, O. (Org.). **Araguaína**: folha SB.22-Z-D, estados do Tocantins/Pará. Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT, 2001. 1 CD-ROM. Escala 1:250.000.
- AYDIN, A.; BORJA, R.I.; EICHHUBL, P. Geological and mathematical framework for failure modes in granular rock. **Journal of Structural Geology**, New York, v. 28, n. 1, p. 83-98, Jan. 2006.
- AYDIN, A.; JOHNSON, A. M. Analysis of faulting in porous sandstones. **Journal of Structural Geology**, New York, v. 5, n. 1, p. 19-31, 1983.
- AYDIN, A. Small faults formed as deformation bands in sandstones. **Pure and Applied Geophysics**, Basel, v. 116, n. 4, p. 913-930, July 1978.
- BRITO NEVES, B. B. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrecionário andino. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 29, n.3, p. 379-392, 1999.
- CAMPBELL, D. F. **Relatório preliminar sobre a geologia da Bacia do Maranhão**. Rio de Janeiro: Conselho Nacional do Petróleo, 1949. 160 p.
- CAPUTO, M. V. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil**. 1984. 582 f. Thesis (PhD) – University of California, Santa Barbara, 1984.
- CAPUTO, M. V.; REIS, D. E. S.; BARATA, C. F.; PEREIRA, L. C. Evolução tectônica da Bacia do Parnaíba, qual é a influência das orogenias? In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., 2006, Belém. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 2006. p. 6-10.
- CAPUTO, M. V.; LIMA, E. C. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande: Bacia do Parnaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. v. 2. p. 725-739.
- CAROZZI, A. V.; FALKENHEIN, F. U. H.; CARNEIRO, R. G.; ESTEVES, F. R.; CONTREIRAS, C. J. A. **Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão**. Rio de Janeiro: PETROBRAS/CENPES/DINTEP, 1975. 89 p. (Ciência Técnica Petróleo, Exploração de Petróleo, 7).
- COIMBRA, A. M. **Estudo sedimentológico e geoquímico do Permo-Triássico da Bacia do Maranhão**. 1983. 150 f. Tese (Doutorado)- Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1983.
- COOPER, G. R. J.; COWAN, D. R. Enhancing potential field data using filters based on the local phase. **Computers and Geosciences**, New York, v. 32, n. 10, p. 1585-1591, Dec. 2006.
- CORREIA, E. A. **Diamantes e kimberlitos do sul e leste da Bacia do Parnaíba (Brasil)**. 1990.

- 167 f. Tese (Doutorado)-Universidade do Porto, Porto, 1990.
- CORTÉS, M.; ANGELIER, J. Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): implications on plate kinematics of the South Caribbean region. **Tectonics**, Washington, v. 24, n. 1, p. 1-27, Feb. 2005.
- COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; FERREIRA JUNIOR, C. R. P.; BEZERRA, P. E. L.; COSTA, M. L.; FERNANDES, J. M. G. Neotectônica da Região Amazônia: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 4, n. 2, p. 23-44, 1996.
- COSTA, J. B. S.; BORGES, M. D. S.; IGREJA, H. L. S. D.; HASUI, Y. Aspectos da evolução tectônica da Bacia do Parnaíba e sua relação com o arcabouço pré-cambriano. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., 1991. Rio Claro. **Resumos...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1991. p. 96-98.
- CUNHA, F. M. B. **Evolução Paleozoica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico**. 1986. 107 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1986.
- DELGADO, I. M.; SOUZA, J. D.; SILVA, L. C.; SILVEIRA FILHO, N. C.; SANTOS, R. A.; PEDREIRA, A. J.; GUIMARÃES, J. T.; ANGELIM, L. A. A.; VASCONCELOS, A. M.; GOMES, I. P.; LACERDA FILHO, J. V.; VALENTE, C. R.; PERROTA, M. M.; HEINECK, C. A. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (Ed.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, 2003. p. 227-258.
- DOBLAS, M. Slickenside kinematic indicators. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 295, n. 1-2, p. 187-197. Sept. 1998.
- EICHHUBL, P.; HOOKER, J.N.; LAUBACH, S.E. Pure and shear-enhanced compaction bands in Aztec Sandstone. **Journal of Structural Geology**, New York, v. 32, n. 12, p. 1873-1886, Dec. 2010.
- FARACO, M. T. L.; MARINHO, P. A. C.; VALE, A. G.; COSTA, E. J. S.; MAIA, R. G. N.; FERREIRA, A. L.; VALENTE, C. R.; LACERDA FILHO, J. V.; MORETON, L. C.; CAMARGO, M. A.; VASCONCELOS, A. M.; OLIVEIRA, M.; OLIVEIRA, I. W. B.; ABREU FILHO, W. A.; GOMES, I. P. In: SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J. H.; SANTOS, J. O. S.; ABRAM, M. B.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G. M. M.; VIDOTTI, R. M.; RAMOS, M. A. B.; JESUS, J. D. A. (Coord.). **Carta Geológica do Brasil ao milionésimo**:folha SB.22, Araguaia. Brasília: CPRM, 2004. CD-ROM.
- FARIA JUNIOR, L. E. C.; TRUCKENBRODT, W. Estratigrafia e petrografia da Formação Pedra de Fogo Permiano da Bacia do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980. v. 2, p. 739-754.
- FAURE, S.; TREMBLAY, A.; ANGELIER, J. Alleghanian paleostress reconstruction in the northern Appalachians: intraplate deformation between Laurentia and Gondwana. **Geological Society of America Bulletin**, New York, v. 108, n. 11, p. 1467-1480, Nov. 1996.
- FOSSEN, H.; SCHULTZ, R. A.; SHIPTON, Z.K. Deformation bands in sandstone: a review. **Journal of the Geological Society**, London, v. 164, n. 4, p. 755-769, May 2007.
- FREITAS, R. C. **Análise estrutural multitemática do sistema petrolífero Irati - Rio Bonito, Bacia do Paraná**. 2006. 116 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2006.
- FREITAS, R. C.; ROSTIROLLA, S. P.; FREITAS, D. C. Desenvolvimento de um aplicativo para determinação de paleotensões pelo critério de Mohr-Coulomb. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 10., 2005, Curitiba. **Resumos...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 2005. p. 517-520.
- GEROVSKA, D.; ARAÚZO-BRAVO, M. J. Calculation of magnitude magnetic transform with high centrality and low dependence on the magnetization vector direction. **Geophysics**, v. 71, n. 5, p. 121-130, Sept./Oct. 2006.
- GÓES, A. M. O.; FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n.1, p. 57-67, jan./mar. 1994.
- GÓES, A. M. **A Formação Poti (Carbonífero inferior) da Bacia do Parnaíba**. 1995. 171 f. Tese

(Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

GÓES, A. M. O.; SOUZA, J. M. P.; TEIXEIRA, L. B. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. In: SEMINÁRIO DE INTERPRETAÇÃO EXPLORATÓRIA, 1., 1989, Angra dos Reis. **Anais...** Rio de Janeiro: PETROBRAS/ DEPEX, 1989. p. 25-34.

KEGEL, W. Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**, Rio de Janeiro, v. 141, p. 1-48, 1953.

KEGEL, W. **A estrutura geológica do nordeste do Brasil**. Rio de Janeiro: Departamento Nacional da Produção Mineral, 1965. 43 p. (Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, 227).

LIMA FILHO, F. P. **A sequência Permo-Pensilvaniana da Bacia do Parnaíba**. 1999. 155 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

MESNER, J. C.; WOOLDRIDGE, L. C. P. Maranhão Paleozoic basin and Cretaceous coastal basins, north Brazil. **Bulletin of American Association of Petroleum Geologists**, Tulsa, v. 48, n. 9, p. 1475-1512, Sep. 1964.

MILANI, E. J.; ZÁLAN, P. V. Brazilian Geology: the geology of Paleozoic Cratonic Basins and Mesozoic interior rifts of Brazil. In: AAPG INTERNATIONAL CONFERENCE AND EXHIBITION, 1998, Rio de Janeiro. **Abstracts...** Rio de Janeiro: American Association of Petroleum Geologists, 1998. 184 p.

MILANI, E. J.; ZÁLAN, P. V. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. **Episodes**, Ottawa, v. 22, n. 3, p. 199- 205, Sep. 1999.

MORENO, F. A.; MICKUS, K. L.; RANDY KELLER, G. Crustal structure and location of the Ouachita orogenic belt in northern Mexico. **Geofísica Internacional**, México, v. 39, n. 3, p. 229-246, 2000.

NAYLOR, M. A.; MANDL, G.; SUPESTEIJN, C. H. K. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. **Journal of Structural Geology**, New York, v. 8, n. 7, p. 737-752, 1986.

OLIVEIRA, D. C.; MOHRIAK, W. U. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 20, n. 3-4, p. 351-383, Mar./Apr. 2003.

PAIVA, G.; MIRANDA, J. Carvão mineral do Piauí. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**, Rio de Janeiro, v.20, 1937. 92 p.

PINDELL, J. L. Alleghenian reconstruction na subsequente evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean. **Tectonics**, Washington, v. 4, n. 1, p. 1-39, 1985.

PINDELL, J. L.; KENNAN, L.; MARESCH, W. V.; STANEK, K.; DRAPER, G.; HIGGS, R. **Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions**: tectonics control on basin development in Proto-Caribbean margins. Venezuela: The Geological Society of America, 2005. (Special Paper, 394). p. 7-52.

PINDELL, J.L.; TABBUT, K.D. Mesozoic-Cenozoic Andean paleogeography and controls on hydrocarbon systems. In: TANKARD, J. A.; SUÁREZ, SORUCO R.; WELSINK, H. J. (Ed.). **Petroleum Basins of South America**. Tulsa: The American Association of Petroleum Geologists, 1995. p. 101-128. (AAPG Memoir, 62).

PINTO, C. P.; SAD, J. H. G. Revisão da estratigrafia da Formação Pedra de Fogo, borda sudoeste da Bacia do Parnaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1986. v. 1, p. 346-358.

PLUMMER, F.B. Bacia do Parnaíba. In: CONSELHO NACIONAL DO PETRÓLEO (Brasil). **Relatório de 1944. Rio de Janeiro, 1946**. p. 87-134.

PRICE, N. J.; COSGROVE, J. W. **Analysis of geological structures**. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. 502 p.

RAGAN, D. M. **Structural geology**: an introduction to geometrical techniques. 3. ed. New York: J. Wiley, 1985. 393 p.

RODRIGUES, R. **A geoquímica orgânica da Bacia do Parnaíba**. 1995. 225 f. Tese (Doutorado em

Geociências)- Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1995.

SANTOS, M. E. C. M.; CARVALHO, M. S. S. **Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís**. 2. ed. Rio de Janeiro: CPRM, 2004. 211 p.

SANTOS, T. B.; MANCINI, F.; ROSTIROLLA, S. P.; BARROS, C. E. M.; SALAMUNI, E. Registro da deformação pós-paleozoica na Bacia do Amazonas, Região de Itaituba (PA). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 41, n. 1, p. 95-107, mar. 2011.

SCHOBENHAUS FILHO, C.; GONÇALVES, J. H.; SANTOS, J. O. S.; ABRAM, M. B.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G. M. M.; VIDOTTI, R. M.; RAMOS, M. A. B.; JESUS, J. D. A. (Ed.). **Carta Geológica do Brasil ao milionésimo**: folha SC.22, Tocantins. Brasília: CPRM, 1975. 58p.

SUGUIO, K.; FÚLFARO, V. J. Geologia da margem ocidental da Bacia do Parnaíba (Estado do Pará). **Boletim IG**, São Paulo, v. 8, p. 31-54, 1977.

THOMPSON, D. T. EULDPH: a new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. **Geophysics**, v. 47, n. 1, p. 31-37, Jan. 1982.

VASCONCELOS, A. M.; RIBEIRO, J. A. P.; COLARES, J. Q. S.; GOMES, I. P.; FORGIARINI, L. L.; MEDEIROS, M. F. (Coord.). **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo**: folha SB.23, Teresina. Brasília: CPRM, 2004. 1 CD-ROM.

VAZ, P. T.; REZENDE, N. G. A. M.; WANDERLEY FILHO, J.R.; TRAVASSOS, W.A. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 253-263, nov. 2007.

expanded abstract

The Parnaíba Basin, an approximately elliptical shaped intracratonic basin of 600,000km² located in northern and northeast Brazil, with its origin and evolution related to formation of the South American Platform and associated to precursor rifts correlated with Transbrasiliano Lineament, has in its western edge particular structural, stratigraphic and lithologic controls. Five depositional sequences are recognized from the Silurian, Mesodevonian-Eocarboniferous, Neocarboniferous-Eotriassic, Jurassic and Cretaceous periods. The Neocarboniferous-Eotriassic Sequence contains the Balsas Group, consisting of Piauí Formation, with sandstones, shales, siltstones and cherts deposited in fluvial and aeolian processes; the Pedra de Fogo Formation, has green and purple shales, occasionally with fossil wood and plants or carbonaceous levels, limestones, siltstones, sandstones and cherts, deposits restricted to coastal environment with variations in sea level; the Motuca Formation is composed of sandstones, siltstones, shales and evaporite levels (limestone and anhydrite), deposited in fluvial, aeolian and lacustrine processes in arid conditions; the Sambaíba Formation contains well sorted sandstones typical aeolian desert environment, and the Jurassic Sequence contains the Pastos Bons Formation, deposited in a fluvio-lacustrine environment between two magmatic events, basic volcanic rocks of the Mosquito Formation associated with the North Atlantic Ocean opening, and basic volcanic rocks of the Sardinha Formation, associated with the South Atlantic Ocean opening. In this context, the present study aims to discuss the evolution of Permian deformation at the basin's western edge, based on geometric and kinematic structural analysis, applying the Riedel model and Mohr-Coulomb criteria. Fieldwork carried out nearby Araguaína (State of Tocantins) and Carolina (State of Maranhão) provided outcrop data, stratigraphic and structural analysis, on the Pedra de Fogo, Motuca, Sambaíba and Mosquito formations, besides quaternary deposits. Potential methods such as remote sensing imagery (SRTM and CBERs) and aerogeophysical data (gravity and magnetic data) were also used and contributed to the construction of the structural framework. Four deformational phases are proposed. D1 deformational phase, characterized by synsedimentary

deformation structures in the Pedra de Fogo Formation, which are dextral strike-slip faults with NW-SE trending, associated with normal faults, reverse faults and folds, related to N-S oriented σ_1 tensor, correlated to the orogeny responsible for the formation of Pangea at the end of the Permian. Dextral band deformation of NE-SW trending characterizes D2 deformational phase, formed by a triassic extensional event. Intrusions from the Mosquito Formation are probably associated to E-W trending extensional event, D3 deformational phase, resulting in the generation of N-S trending normal faults with dextral strike-slip component, and NE-SW trending sinistral strike-slip faults, related to the North Atlantic opening. The last deformational phase, D4, is recognized by normal and dextral strike-slip faults with E-W trending, as well as dextral NE-SW trending strike-slip faults, with E-W oriented σ_1 tensor, possibly related to the Andean subduction.

autores



André Luis Spisila

Companhia de Pesquisa de Recursos
Minerais (CPRM)

Pesquisador em Geociências
Gerência de Recursos Minerais

andre.spisila@cprm.gov.br

André Luis Spisila é graduado em Geologia pela Universidade Federal do Paraná (UFPR) e Mestre em Geologia Exploratória, linha de pesquisa análise de bacias, pelo Programa de Pós-Graduação em Geologia da UFPR. Ingressou como pesquisador em Geociência do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) em 2014, na Gerência de Recursos Minerais da Superintendência Regional de Recife, com atuação em projetos de mapeamento geológico e de recursos minerais, estudos estruturais e geotectônicos associados a mineralizações e potencial metalogenético na Província Borborema.



Fernando Mancini

Universidade Federal do Paraná (UFPR)
Departamento de Geologia

ferman@ufpr.br

Fernando Mancini é graduado em Geologia e Mestre em Geociências pelo Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP). Professor de Geologia nas Universidades Mackenzie e São Judas Tadeu de 1994 a 1998. Desde 1999 atua como professor assistente no Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná (UFPR) nas áreas de estratigrafia, análise de bacias e geologia histórica e do Brasil.



Eduardo Salamuni

Universidade Federal do Paraná (UFPR)
Departamento de Geologia

salamuni@ufpr.br

Eduardo Salamuni é graduado em Geologia pela Universidade Federal do Paraná (UFPR) e Mestre e Doutor em Geologia Regional pela Universidade Estadual Paulista (Unesp). Ingressou como professor do Departamento de Geologia da UFPR em 1993 e como professor do curso de pós-graduação em Geologia em 2000. É docente nas áreas de geologia estrutural, geotectônica e mapeamento geológico. Exerceu o cargo de diretor-presidente do Serviço Geológico do Paraná-Mineropar entre 2003 e 2011. É chefe do Departamento de Geologia da UFPR, e sua linha de pesquisa principal abrange a tectônica do Cenozoico do Sul do Brasil, com ênfase na Neotectônica.



Leonardo Fadel Cury

Universidade Federal do Paraná (UFPR)
Departamento de Geologia

cury@ufpr.br

Leonardo Fadel Cury é graduado em Geologia em 2001 pela Universidade Federal do Paraná e possui mestrado (2003) e doutorado (2009) pelo Programa de Geoquímica e Geotectônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Desde agosto de 2008 exerce o cargo de professor adjunto no Departamento de Geologia da UFPR em disciplinas da área de cartografia geológica. Tem experiência em projetos de pesquisa com ênfase em mapeamento geológico, litogeoquímica, geocronologia e geotectônica.



Marco Antonio Thoaldo Romeiro

Centro de Pesquisas e Desenvolvimento
Leopoldo A. Miguez de Mello P&D em
Geociências

Geologia Estrutural e Geotectônica

marcothoaldo@petrobras.com.br

Marco Antonio Thoaldo Romeiro é graduado pela Universidade Federal do Paraná (UFPR) desde 2009. Cursou especializações em geofísica e graduou-se Mestre pela UFPR em 2014, com pesquisa em geofísica aplicada a estudos geotectônicos. Geólogo na Petrobras desde 2010, atua na análise e interpretação de dados gravimétricos e magnetométricos aplicados ao estudo de bacias sedimentares.