

Análise Estrutural do Grupo Rio Pardo - Sudeste do Estado da Bahia

Structural analysis of the Rio Pardo Group - southeast of Bahia state

Marcos Egydio-Silva¹ (megydios@usp.br), Ivo Karmann² (ikarmann@usp.br),
Roland Trompette³ (roland.trompette@sfr.fr)

¹Departamento de Mineralogia e Geotectônica - Instituto de Geociências - USP
R. do Lago 562, CEP 05508-080, São Paulo, SP, BR

²Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental - Instituto de Geociências - USP, São Paulo, SP, BR

³Docente Aposentado da Universidade de Aix-en-Provence, Aix-en-Provence, FR

Recebido em 18 de janeiro de 2011; aceito em 17 de agosto de 2011

RESUMO

O Grupo Rio Pardo está localizado no sudeste do Estado da Bahia e geologicamente, marca a transição entre o Cráton do São Francisco e a Faixa Araçuaí. Trata-se de uma sequência metassedimentar de baixo grau metamórfico, de idade meso a neoproterozoica, depositadas sobre um embasamento de idade paleoproterozoica a arqueana. O Grupo Rio Pardo é constituído das seguintes unidades litoestratigráficas, da base para o topo: *Formação Panelinha* formada por metapsefitos e metagrauvacas; *Subgrupo Itaimbé*, compreendendo as Formações *Camacã* (metapelitos e lentes carbonáticas), *Água Preta* (metarenitos e metassiltitos), *Serra do Paraíso* (metacarbonatos e quartzitos) e *Santa Maria Eterna* (metacarbonatos e quartzitos). No topo desta sequência, discordantemente sobre as anteriores, depositou-se a *Formação Salobro*, constituída de metapelitos e metapsefitos. O Grupo Rio Pardo está dividido em duas unidades litoestruturais, separadas pela falha inversa Rio Pardo-Água Preta com transporte tectônico para nordeste. A Unidade Litoestrutural 1, que abrange o setor norte, possui características autóctones com estruturas associadas à primeira fase de deformação. A Unidade Litoestrutural 2, localizada a sudoeste da falha inversa, caracteriza um bloco subautóctone com dobramentos fechados relacionados à segunda fase de deformação. Um terceiro evento deformacional está registrado na borda oeste da bacia. A vergência tectônica do Grupo Rio Pardo para NE se explica pela mudança do regime deformacional e da orientação dos eixos principais da deformação no decorrer do evento orogênico colisional brasileiro no setor norte da faixa Araçuaí, onde o transporte tectônico para norte serviu de motor para a deformação no Grupo Rio Pardo.

Palavras-chave: Grupo Rio Pardo; Faixa Araçuaí; Análise estrutural; Vergência Tectônica; Transição Cráton/Faixa Dobrada.

ABSTRACT

The Meso- to Neoproterozoic Rio Pardo Group is located in the southeastern region of the Bahia State and consists of low-grade metasedimentary rocks deposited on Paleoproterozoic to Archean basement. From the base to the top, the metasedimentary rocks are grouped into the following sequences: *Panelinha Formation* consisting of coarse-grained immature clastics; the overlying *Itaimbé Subgroup* which is made up of the *Camacã Formation* (metapelites with local carbonates), the *Água Preta Formation* (fine-grained metapsamites and local carbonate lenses), *Serra do Paraíso Formation* (metacarbonates and quartzites) and the *Santa Maria Eterna Formation* (metaconglomerates and metacarbonates). The *Salobro Formation* was deposited unconformably on this sequence and consists of coarse-grained immature and local fine-grained clastic rocks. The Rio Pardo Group was affected by three successive folding events, which were recorded in two litho-structural units. The litho-structural unit 1 is located in the northeastern part of the basin, and the litho-structural unit 2, in the southwestern part of the basin. These units are separated by the Rio Pardo-Água Preta inverse fault, trending NW-SE and dipping SW. The first unit is autochthonous and monophasic and displays open folds and slaty cleavage, changing gradually towards southwest into large overturned folds with axial plane schistosity. The second unit is polyphasic and shows large folds with NE vergence. A third folding is represented by folds and foliations present at the western margin of the basin. The NE vergence of the Rio Pardo Group can be explained by changes in the deformation regime and in the direction of the principal axis of deformation in the north sector of the Araçuaí belt during the Brazilian collision orogen. The tectonic transport to the north could be the cause of deformation of the Rio Pardo Group.

Keywords: Rio Pardo Group; Araçuaí belt; Structural analysis; Tectonic Vergence; Craton-Fold belt transition.

INTRODUÇÃO

O Cráton do São Francisco (Almeida, 1977) é uma entidade tectônica de consolidação pré-brasiliana, cujos limites atuais foram impostos e definidos no decorrer da orogênese Pan-Africana/Brasiliana (~600 Ma).

As faixas de dobramentos que o bordejam compreendem: a Faixa Sergipana, situada no limite nordeste, com prolongamento para oeste, pelas faixas Riacho do Pontal e Rio Preto, esta última pode, provavelmente, encontrar-se sob a cobertura cretácea da Formação Urucuia e ligar-se à Faixa Brasília, que se constitui no limite oeste do Cráton. Ao longo da borda sudeste/leste, desenvolve-se a faixa Araçuaí que representa a continuidade norte da Faixa Ribeira.

Na definição e delimitação do Cráton do São Francisco, o Grupo Rio Pardo (Pedreira, Souto, Azevedo, 1969) situa-se em seu limite sudeste (Figura 1).

O Grupo Rio Pardo constitui uma sequência metassedimentar, de grau metamórfico baixo e idade meso a neoproterozoica. Tectonicamente, localiza-se entre o Cráton e a Faixa Araçuaí, em uma região de transição entre as duas unidades geotectônicas (Figura 2).

A bacia do Rio Pardo foi considerada como uma bacia marginal (Almeida, 1977), e seu limite com o Cráton do São Francisco dar-se-ia ao longo da falha de Itapebi, a qual corresponderia ao limite norte da Faixa Araçuaí, situando o Grupo Rio Pardo como cobertura do cráton. Entretanto, Gonçalves, Neves e Bruni (1977) e Siqueira, Gonçalves e Neves (1978) sugerem que os metassedimentos do Grupo Rio Pardo fazem parte da Faixa Araçuaí.

Karmann (1987) e Karmann, Egydio-Silva e Trompette (1989) propõem a subdivisão tectônica da bacia do Rio Pardo em duas unidades litoestruturais, as quais estão relacionadas a um zoneamento com características deformacionais distintas, são elas: i) a unidade setentrional, localizada em um ambiente cratônico a pericratônico, cuja cobertura metassedimentar apresenta características autóctones e ii) a unidade meridional, caracterizada por apresentar intenso dobramento, com encurtamentos significativos, evidenciando um tectonismo parautóctone a alóctone.

Este trabalho tem por objetivo apresentar a estruturação do Grupo Rio Pardo, em cada uma de suas diferentes unidades litoestruturais, caracterizando sua geometria e cinemática, com o intuito de melhor compreender a história deformacional (estrutural) de uma região pericratônica, limítrofe entre o cráton do São Francisco e a Faixa Araçuaí.

Esta análise estrutural tem também como meta discutir e interpretar o significado dos diferentes sentidos das vergências tectônicas entre a Faixa Araçuaí e as rochas do Grupo Rio Pardo, tendo em vista que ambas as deformações foram geradas durante o mesmo evento tectônico, no decorrer do Ciclo Brasileiro.

CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

A litoestratigrafia do Grupo Rio Pardo é, ainda hoje, motivo de controvérsia e debate. Três a cinco formações foram identificadas e superpostas de diferentes maneiras (Pedreira, Souto, Azevedo, 1969; Pedreira, 1976, 1991; Siqueira, Gonçalves, Neves, 1978).

Karmann (1987) e Karmann, Egydio-Silva e Trompette (1989) descrevem sobre a evolução do conhecimento geológico da região sul do estado da Bahia, e destacam o trabalho de Pedreira, Souto e Azevedo (1969), por ser o primeiro a elaborar um mapa geológico integrado da região. Esses autores propõem designar essa sequência metassedimentar de Grupo Rio Pardo, reconhecendo cinco unidades litoestratigráficas, a saber: as formações Panelinha (base), Camacã, Salobro, Água Preta e Serra do Paraíso (topo).

A litoestratigrafia do Grupo Rio Pardo foi redefinida por Karmann (1987) e Karmann, Egydio-Silva e Trompette (1989), subdividindo a sequência metassedimentar, da base para o topo, nas seguintes unidades estratigráficas: Formação Panelinha, Subgrupo Itaimbé e Formação Salobro. O Subgrupo Itaimbé, denominação de Karmann, Egydio-Silva e Trompette (1989), reúne as Formações Camacã, Água Preta, Serra do Paraíso e Santa Maria Eterna, as três primeiras foram inicialmente propostas por Pedreira, Souto e Azevedo (1969).

Karmann, Egydio-Silva e Trompette (1989) detalharam as unidades litoestratigráficas, mostrando seções tipo, descrições litológicas e possíveis ambientes de sedimentação do Grupo Rio Pardo. Na base do Grupo tem-se metapessitos e metapsamitos imaturos da Formação Panelinha, depositados em leques aluviais associados a um relevo acidentado, consequência de uma tectônica distensional e abatimentos de blocos crustais. Em direção ao topo tem-se a Formação Camacã, em contato normal sobre os metaconglomerados da Formação Panelinha e as Formações Água Preta, Serra do Paraíso e Santa Maria Eterna, que constituem variações faciológicas laterais, compondo o Subgrupo Itaimbé.

A Formação Salobro, topo da sequência do Grupo Rio Pardo, recobre a Formação Camacã no setor setentrional da bacia, é produto de uma fase epirogenética do embasamento, que ocasionou fluxos detríticos subaquáticos com caráter turbidítico. Esta Formação, constituída por metassedimentos clásticos imaturos, foi depositada sobre o Subgrupo Itaimbé (principalmente sobre a Formação Camacã) com um importante diastema em sua base (Karmann, Egydio-Silva, Trompette, 1989).

Em uma correlação litoestratigráfica do Grupo Rio Pardo com as rochas da Bacia do São Francisco, a Formação Panelinha e o Subgrupo Itaimbé seriam equivalentes ao Grupo Chapada Diamantina e às unidades superiores do Supergrupo Espinhaço, as quais teriam sido formadas no

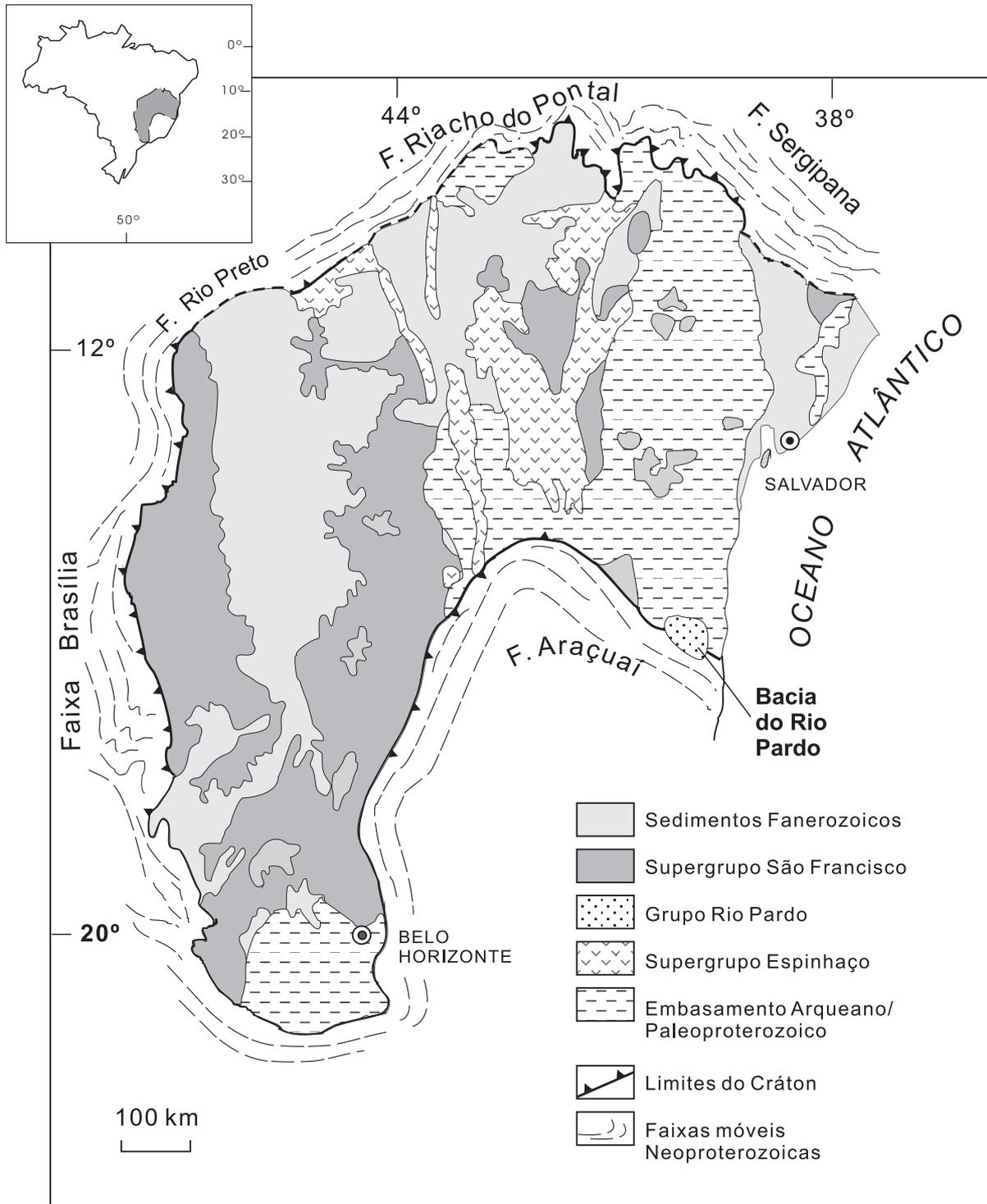


Figura 1. O Crátón do São Francisco com suas faixas marginais e a localização do Grupo Rio Pardo.

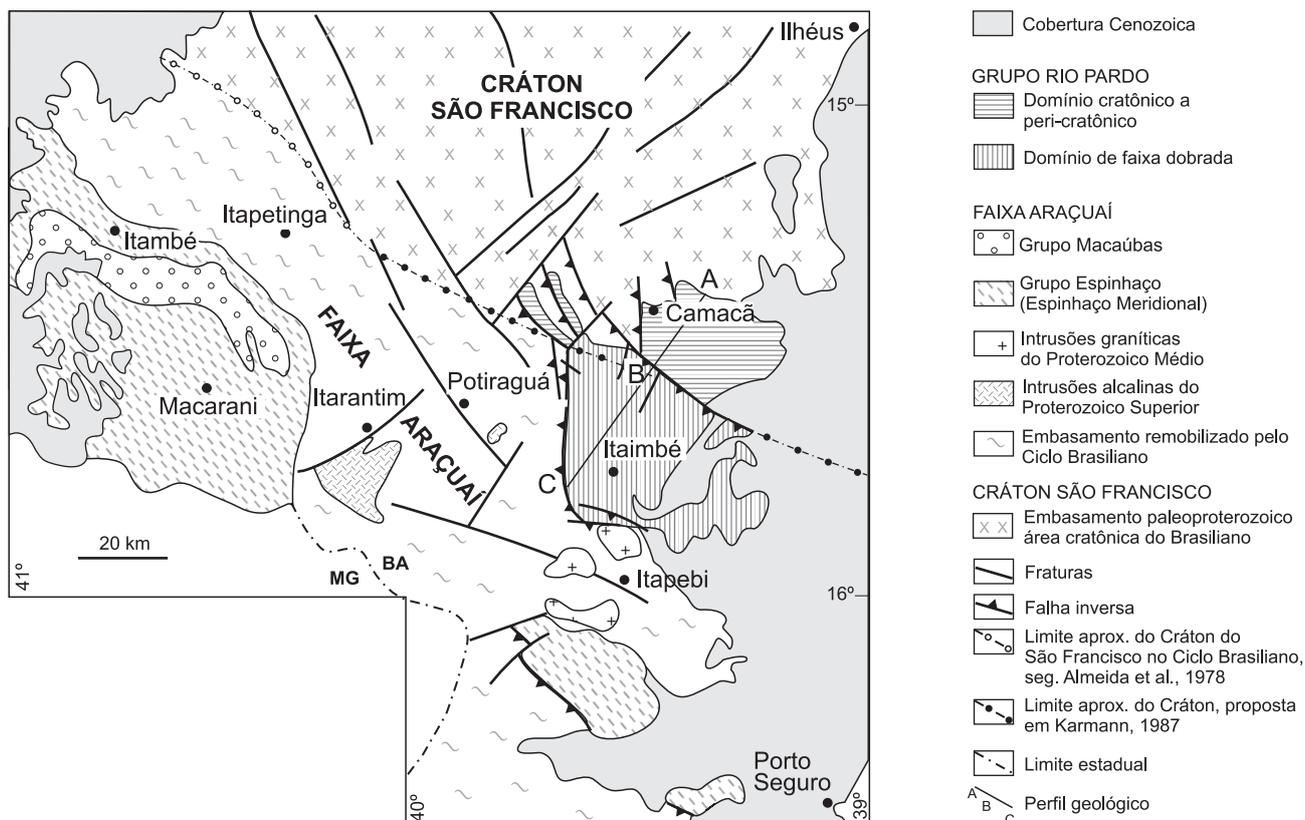


Figura 2. Contexto regional e tectônico do Grupo Rio Pardo entre a faixa Araçuaí e o embasamento paleoproterozoico.

Mesoproterozoico, enquanto que a Formação Salobro seria o equivalente estratigráfico da Formação Bebedouro e da parte superior do Grupo Macaúbas e basal do Grupo Bambuí. Este tipo de correlação já havia sido proposta em trabalhos pioneiros como os de Oliveira e Leonardos (1943) e Almeida (1954, 1964).

O Grupo Rio Pardo não dispõe de dados geocronológicos detalhados e atualizados. Cordani (1973) obteve idades K/Ar em torno de 470 Ma para os metapelitos do Grupo Rio Pardo e uma isócrona Rb/Sr com alinhamento de 630 ± 170 Ma. Este autor correlacionou a segunda idade ao metamorfismo epizonal regional e a primeira ao levantamento epirogenético da área.

Babinski et al. (2005) obtiveram a idade de 875 ± 9 Ma em zircões detríticos provenientes da Formação Bebedouro, sendo, portanto interpretada como sendo a idade máxima de sedimentação.

Admitindo as correlações estratigráficas elaboradas por Karmann, Egydio-Silva, Trompette (1989) como adequadas, sugere-se que a Formação Salobro tenha uma idade máxima de sedimentação da mesma ordem de grandeza

da encontrada para a Formação Bebedouro, reportando assim as unidades subjacentes, de fato, ao Mesoproterozoico.

COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA

Falhas inversas marcam os limites da bacia do Grupo Rio Pardo, e a compartimentam em dois conjuntos distintos (Karmann, Egydio-Silva, Trompette, 1989). Na porção sul, as falhas inversas possuem vergência para N-NE, enquanto que na borda oeste, as falhas são oblíquas e apresentam um componente transcorrente destal e um componente inverso com vergência para E-NE. Estas falhas estão associadas a esforços compressivos relacionados a diferentes fases deformacionais, porém devidos à tectônica monocíclica brasileira (~600 Ma).

Em seu interior, o Grupo Rio Pardo é seccionado, na direção NW-SE, por uma importante falha inversa, denominada Rio Pardo - Água Preta, que apresenta vergência para NE (Karmann, 1987). Esta falha, de importância regional, divide a bacia em dois compartimentos tectônicos distintos (Figura 3).

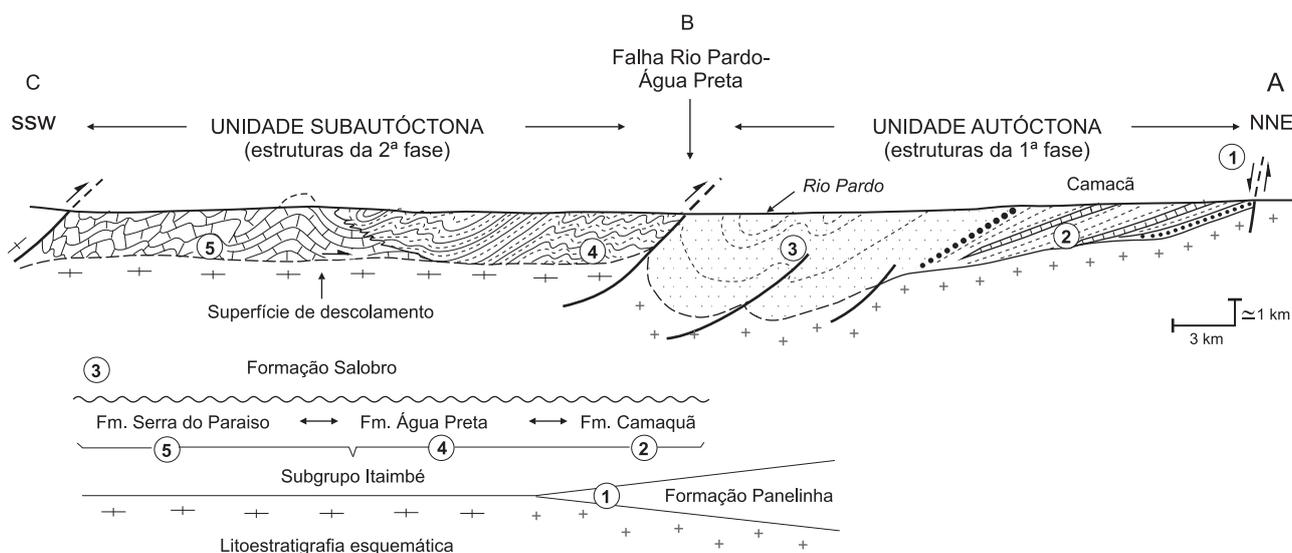


Figura 3. Seção litoestrutural esquemática do Grupo Rio Pardo (modificado de Karmann, 1987).

O bloco ao norte desta discontinuidade, isto é, o setor setentrional da bacia, corresponde à zona pericratônica. É considerada como uma unidade autóctone, caracterizada pela presença de dobramentos relacionados a uma primeira fase de deformação, a qual gera foliações plano-axiais do tipo clivagem disjuntiva, clivagem ardósiana e/ou uma xistosidade fina.

Ao sul deste acidente tectônico, no compartimento meridional, os dobramentos principais são decorrentes de fases deformacionais posteriores, mais novas do que a presente no bloco norte. As foliações plano-axiais são do tipo espaçada, com o predomínio da clivagem de crenulação, e localmente contínua, desenvolvendo uma xistosidade. Esse compartimento é interpretado como uma unidade subautóctone.

Esta distinção regional da tectônica permite definir dois conjuntos litoestruturais, denominados aqui de Unidades Litoestruturais I e II (*UL I e UL II, respectivamente*). Cada unidade litoestrutural é composta por diferentes litologias (litofácies), as quais apresentam pequenas variações no grau metamórfico e no padrão deformacional, correspondendo assim a um determinado ambiente tectônico.

Unidade Litoestrutural I (UL I) - Zona Pericratônica - Unidade Autóctone

A Unidade Litoestrutural I ou Zona Pericratônica corresponde ao setor norte-nordeste da bacia do Grupo Rio Pardo, envolvendo a Formação Panelinha, basal, a Formação

Camacã pertencente ao Subgrupo Itaimbé, e a Formação Salobro (Figuras 3 e 4).

O limite norte da UL I com o embasamento é feito através de contatos normais e tectônicos, do tipo falhas normais (Figura 3). A sul, o limite com a Unidade Litoestrutural II ocorre através da falha inversa Rio Pardo - Água Preta, a qual coloca a Formação Água Preta, estratigraficamente inferior, sobre a Formação Salobro (Figura 3).

A Unidade Litoestrutural I (*UL I*) é caracterizada, em sua porção norte, por uma estrutura geral monoclinial, mergulhando para sudoeste, com dobramentos mesoscópicos, em forma de flexuras e dobras abertas simétricas e assimétricas com seu flanco norte mais desenvolvido. O dobramento se intensifica no sentido sudoeste, onde culmina com a formação de megadobras inversas com vergência para nordeste (Figura 3).

O acamamento dos metapelitos desta zona pericratônica, os quais pertencem à Formação Camacã, do Subgrupo Itaimbé, possuem direção variável entre N40-70°W, acompanhando a borda norte da bacia, e mergulhos desde alguns poucos graus até 60°, predominantemente para sudoeste. A estrutura da Formação Camacã se ajusta a um dobramento cilíndrico assimétrico, da primeira fase de deformação, com eixo sub-horizontal na direção N120° e plano axial N60°W/30°SW (Figura 5a), com marcante vergência para nordeste.

A maior concentração dos pólos do acamamento S_0 no quadrante NE reflete o estilo monoclinial referido acima. Os poucos planos com mergulhos para NE representam os

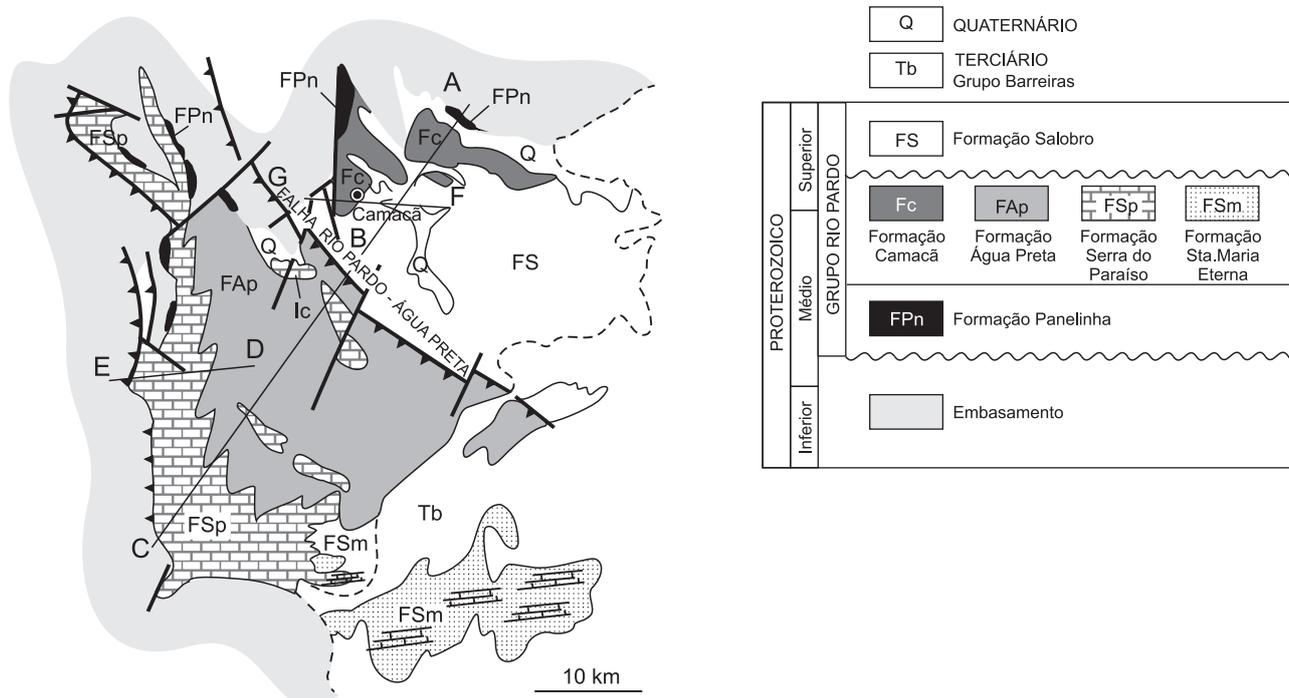


Figura 4. Mapa geológico do Grupo Rio Pardo com a localização da seções geológicas (Karmann, Egydio-Silva, Trompette, 1989).

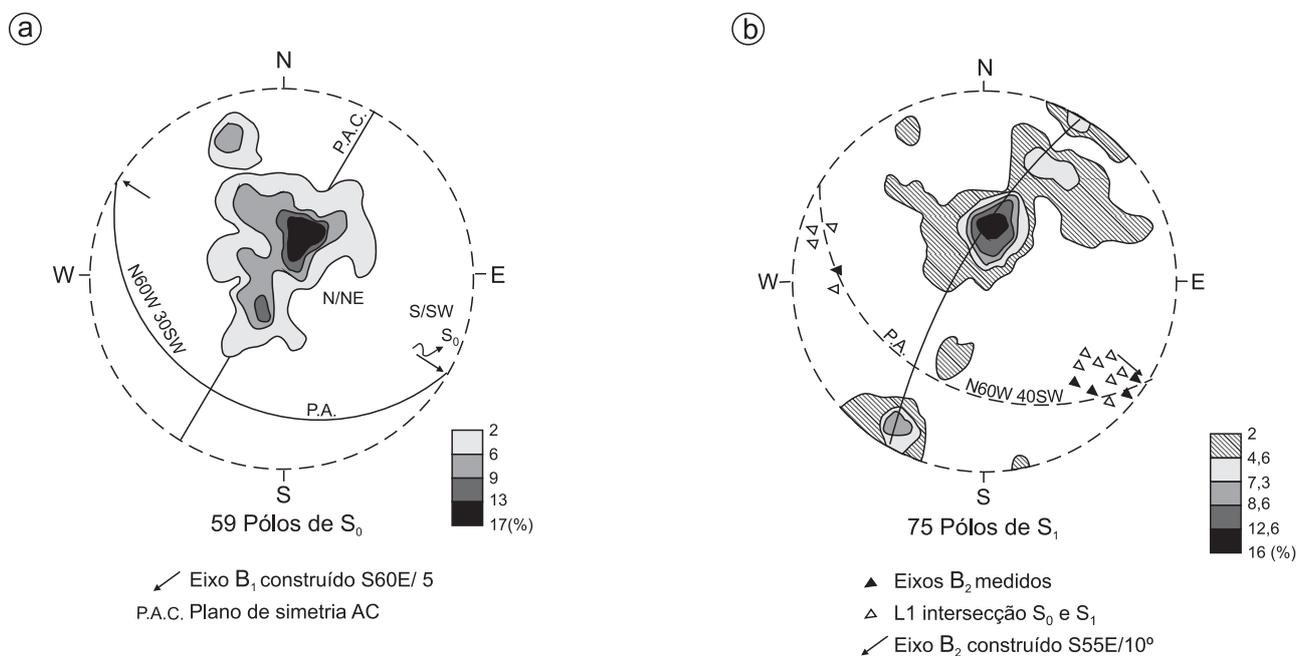


Figura 5. a. Curvas de isofreqüência de pólos da estratificação (S_0) da Formação Camacã-Subgrupo Itaimbé. b. Curvas de isofreqüência dos pólos do acamamento (S_0) da Formação Salobro, eixos de dobras da primeira fase e lineação de intersecção das superfícies S_0 e S_1 .

flancos menores e mais inclinados de dobras sinformais assimétricas com flanco norte mais desenvolvido. Estas dobras estão raramente expostas em afloramentos, sendo detectadas principalmente pela variação de mergulhos ao longo de vários afloramentos menores seguidos. Na borda oeste da bacia do Rio Pardo, as camadas tornam-se verticais a subverticais devido a falhamentos transcorrentes e inversos que elevaram blocos do embasamento, causando o arasto e dobramento da cobertura (Figura 6).

Os metapsamitos da Formação Salobro acompanham, na porção setentrional, a estrutura reconhecida na unidade estratigráfica subjacente, a Formação Camacã. No setor sul da seção, ao longo da BR-101, constata-se uma sequência de dobras inversas, de comprimento de onda quilométrico, detectadas através das medidas do acamamento S_0 em comparação com as atitudes da foliação plano-axial S_1 (Figuras 5b). Estas dobras assimétricas exibem vergência para NE com planos axiais em torno de $N40-50^\circ W/40-50^\circ SW$. Em projeção estereográfica ajusta-se a um dobramento cilíndrico assimétrico (Figuras 5b e 7a).

Os eixos de dobras menores, assim como lineação de intersecção entre as superfícies S_0 e S_1 na Unidade Litoestrutural I possuem mergulhos suaves, entre 5° e 20° para as direções $N120-140^\circ$ e $N280-290^\circ$ (Figuras 5b e 7a). Estas dobras inversas, segundo a classificação de Fleuty (1964) são do tipo moderadamente inclinadas e caimento fraco. Seus perfis são de dobras abertas a fechadas (ângulos interflancos variáveis de 80° a 50°).

Os dobramentos da Unidade Litoestrutural I são truncados pela falha inversa Rio Pardo - Água Preta, que marca o limite sul dessa unidade.

A partir dos dados acima expostos, conclui-se que a Formação Camacã, do Subgrupo Itaimbé, e a Formação Salobro possuem a mesma geometria e o mesmo estilo de dobramento, indicando que entre a epirogênese da Formação Camacã e a deposição dos sedimentos da Formação Salobro não ocorreu evento deformacional de dobramento. O primeiro evento deformacional é, portanto posterior à deposição da Formação Salobro.

O encurtamento da Unidade Litoestrutural I, devido ao dobramento da primeira fase, é da ordem de 15%, o que levou (Karmann, 1987) a considerar essa unidade com características autóctones.

Foliação Plano Axial

A foliação plano-axial na Unidade Litoestrutural I exibe uma evolução gradativa, tornando-se mais desenvolvida no sentido sul/sudoeste, a partir da borda norte da bacia.

Os metapsefitos da Formação Panelinha, na porção setentrional da bacia, não apresentam foliação em escala de afloramento, mas em seção delgada observa-se uma

orientação de sericita e clorita contornando os grãos clásticos de quartzo. O aparecimento de uma clivagem ardosiana incipiente nos leitos argilosos, e de uma foliação disjuntiva, nas camadas silto-arenosas da Formação Camacã, ocorre igualmente no rumo sul - sudoeste. A clivagem ardosiana é uma foliação contínua, visível a olho nu, decorrente da orientação planar de sericita, enquanto a disjuntiva, nem sempre presente, caracteriza-se por *microlitons* de 0,5 a 2,0 cm separados por domínios de clivagem milimétricos. A clivagem ardosiana torna-se mais expressiva para o sul. A atitude predominante desta superfície penetrativa S_1 esta em torno de $N64^\circ W/35^\circ SW$ na Formação Camacã (Figura 7b).

Nos metapsamitos da Formação Salobro, observam-se, no setor norte, foliações do tipo disjuntiva e clivagem ardosiana, essa última devido à paralelização de sericita e clorita. A clivagem ardosiana grada para uma xistosidade fina no sentido de sudoeste, associada a um estiramento dos grãos de quartzo e feldspato. A xistosidade torna-se progressivamente mais intensa para sudoeste, com o desenvolvimento de sericita e clorita de dimensões maiores. A xistosidade torna-se então a superfície principal dos afloramentos, obscurecendo o estratificação/acamamento em camadas de metagrauvacas pouco laminadas e de granulação fina a media.

No setor meridional, nas proximidades da falha Rio Pardo - Água Preta, ocorre o desenvolvimento de uma foliação disjuntiva, com a mesma direção da xistosidade, porém com ângulo de mergulho maior. Esta superfície superimposta à xistosidade marca o início do segundo evento deformacional, com o desenvolvimento de uma superfície S_2 posterior.

Localmente, observa-se o desenvolvimento de uma clivagem disjuntiva com espaçamento centimétrico a decimétrico, afetando as superfícies S_0 , S_1 e S_2 , trata-se portanto de uma superfície local S_3 (Figura 8).

A clivagem ardosiana e a xistosidade (S_1) na Formação Salobro possuem atitude geral $N42^\circ W/40^\circ SW$.

A foliação S_1 na Unidade Litoestrutural I é o resultado de esforços compressivos com sentido NE no setor sul da bacia, que ocasionou um encurtamento da sequência sedimentar. Este encurtamento sofreu atenuação, conforme sua propagação de sul para norte, em função da absorção e dissipação da deformação pela cobertura sedimentar. Esta atenuação da deformação no sentido NE causou a diminuição da intensidade do dobramento e a passagem gradativa da xistosidade para clivagem ardosiana e clivagem disjuntiva já nas proximidades da borda norte.

Unidade Litoestrutural II (UL II)

A Unidade Litoestrutural II compõe o bloco ao sul da falha inversa Rio Pardo-Água Preta que secciona a bacia na direção NW-SE.

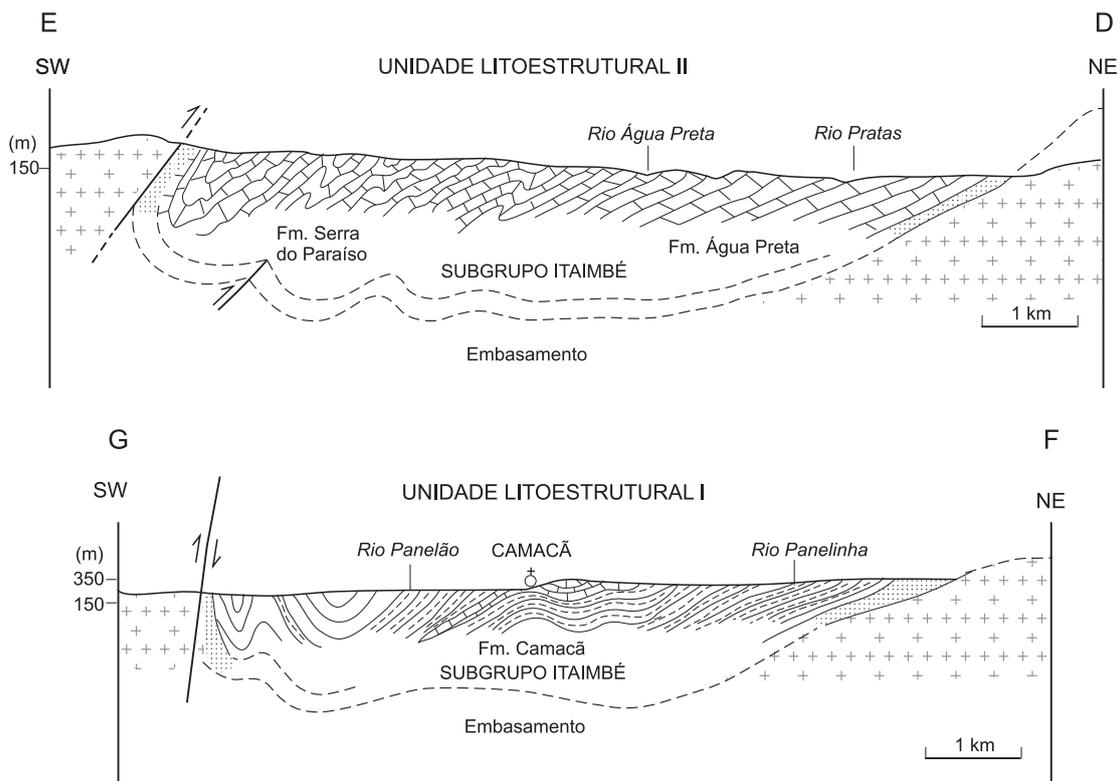


Figura 6. Seções geológicas das unidades Litoestruturais I e II com destaque para os limites de falhas no setor sudoeste da Bacia (Karmann, 1987).

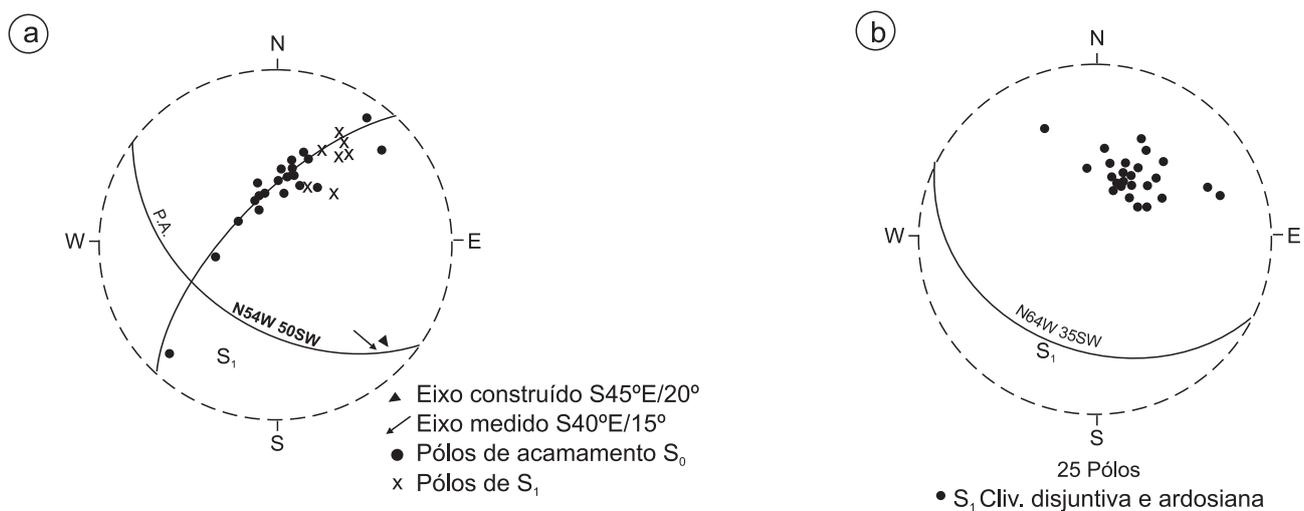


Figura 7. a. Representação polar das atitudes do acamamento (S_0) e da foliação S_1 da Formação Salobro, mostrando uma relação de flanco inverso. b. Pólos da foliação S_1 da Formação Salobro.



Figura 8. Clivagem disjuntiva S_3 , em alto ângulo com a estratificação (S_0) em metagrauvaca da Formação Salobro. A foliação S_3 é plano axial de dobras assimétricas.

O limite sul desta Unidade dá-se através de falhamentos inversos com transporte tectônico para N e NE, onde gnaisses e xistos do embasamento estão colocados sobre os metacarbonatos e quartzitos da Formação Serra do Paraíso, pertencente ao Subgrupo Itaimbé (Karmann, Egydio-Silva, Trompette, 1989). A borda oeste desta unidade é também predominantemente tectônica, com falhas transcorrentes e inversas com vergência para E a NE.

A deformação desta Unidade caracteriza-se por uma **primeira fase** de dobramento, evidenciada por uma foliação plano axial penetrativa, a qual encontra-se deformada por fases superpostas. Trata-se de uma foliação contínua (Passchier e Trouw, 1996), ora como uma clivagem ardósiana, ora como uma xistosidade. Dobras desta fase aparecem raramente na Unidade Litoestrutural II, são estruturas decimétricas fechadas a isoclinais, as quais estão redobradas pela fase posterior (Figura 9a).

A xistosidade S_1 , plano axial às dobras isoclinais D_1 , é formada por sericita e moscovita. Observa-se um aumento gradativo no tamanho das micas da foliação S_1 , que passam de sericita e moscovita fina para moscovita grossa e biotita, de NE para SW a partir da falha inversa. A superfície S_2 , que surge especificamente nas Formações Água Preta e Serra do Paraíso, possui atitude geral N60-65°W/60°SW (Figura 9b).

A **segunda fase** de deformação é a mais marcante na Unidade Litoestrutural II, responsável pela geração de dobras e foliações plano axiais dos tipos clivagem de crenulação, xistosidade e localmente uma foliação transposta devido ao incremento da deformação. Em afloramentos, predomina a foliação S_2 , uma clivagem de crenulação que também é observada em lâminas delgadas. A clivagem de crenulação é ondulada e irregular com trechos anastomosados, formada por filmes de pequenas palhetas de moscovita orientadas paralelamente ou enriquecida com material escuro composto provavelmente por quartzo e óxido de ferro (Figura 10). Estas superfícies irregulares recortam a rocha

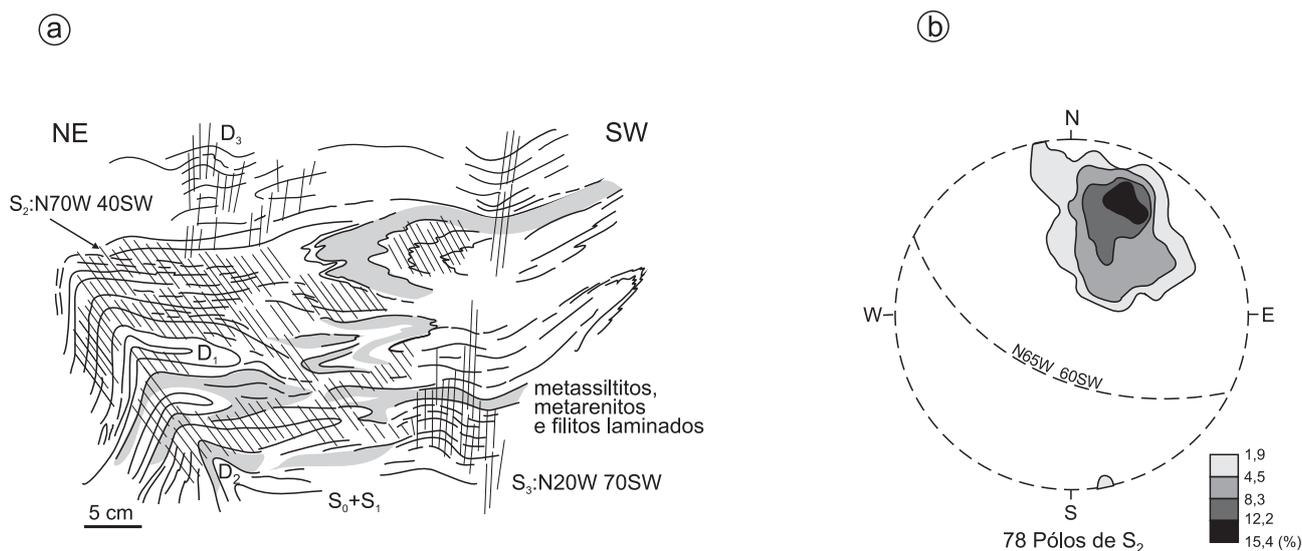


Figura 9. a. Dobras decimétricas da 1ª fase, redobradas pelas 2ª e 3ª fases de dobramentos, com o predomínio da foliação S_2 no afloramento. **b.** Curvas de isofrequência de pólos da S_2 nas formações Água Preta e Serra do Paraíso, Subgrupo Itaimbé (U.L. II).

em “microlitons” com espessuras entre 0,03 e 0,05 mm. Nas camadas de metarenitos, intercaladas nos metapelitos, a S_2 manifesta-se através de clivagem de crenulação grossa.

O segundo e principal evento deformacional dos setores centro-oriental e sul da bacia do Grupo Rio Pardo gerou dobras cujas superfícies dobradas se ajustam a um dobramento cilíndrico (Figura 11).

A vergência das dobras relativas a essa fase é para nordeste, com atitudes da foliação plano axial predominantemente em torno de $N60-75^\circ W/ 50-60^\circ SW$ (Figuras 9b, 11a e 11b)

Nos metarritmitos areno-argilosos da Formação Água Preta do Subgrupo Itaimbé, as dobras referentes à fase D_2 apresentam planos axiais e foliação S_2 com atitudes variando de $N60-80^\circ W/60-80^\circ SW$, localmente passando para inclinações mais moderadas (30° a $60^\circ SW$), e eixos B_2 com



Figura 10. Clivagem de crenulação S_2 em metassiltitos da Fm. Água Preta, U.L. II. Aumento de 20 x.

caimento sub-horizontal (0 a 10°) tanto para WNW como para ESE (Figuras 11, 12 e 13b). Em camadas mais espessas de metarenito micáceo, as dobras assemelham-se às da classe 1, subclasse 1A, com tendência a espessamento dos flancos e adelgaçamento da charneira (Figura 12a).

Nos estratos arenosos essas dobras se aproximam do tipo similar (classe 2 de Ramsay, 1967), entretanto, nas camadas pelíticas, ocorre adelgaçamento pronunciado dos flancos e espessamento de charneira (classe 3 de Ramsay, 1967) (Figura 13a).

Na região sul da Unidade Litoestrutural II, no domínio dos metacarbonatos e quartzitos da Formação Serra do Paraíso, a segunda fase de deformação formou dobras fechadas com planos axiais mergulhando forte para SW. Localmente observa-se feições de transposição associadas a dobras fechadas e isoclinais, com estiramento e rompimento de flancos e charneiras isoladas de estratos centimétricos de quartzito intercalados em metacalcários e metadolomitos (Figura 13a).

Ao longo da borda oeste e sudoeste da bacia, os metacalcários bandados e piritosos, com intercalações de lâminas pelíticas, exibem um variado conjunto de dobras, dos tipos similares fechadas e abertas, além de flexuras com clivagem de crenulação plano axial. Esta foliação foi atribuída à segunda fase de deformação, pois sua atitude geral ($N50^\circ W/30^\circ SW$) é coerente com a geometria da foliação S_2 no interior da bacia, sendo que o estilo das dobras é também semelhante ao das dobras D_2 anteriormente descritas, com eixos B_2 paralelos a lineação mineral (Figura 14).

As megadobras da segunda fase, (ver Figura 3) refletem o estilo observado nas dobras mesoscópicas ao longo dos afloramentos. O fechamento destas grandes dobras foi interpretado a partir das relações entre a superfície dobrada ($S_0 + S_1$) e a clivagem de crenulação ou xistosidade S_2 . Dependendo da litologia e sua posição em relação ao limite sul da bacia, há uma variação no estilo dos dobramentos da segunda fase de deformação. Em seu trecho inicial, logo a sul da falha inversa Rio Pardo-Água Preta, onde litologicamente predominam ritmitos síltico-arenosos com pelitos intercalados, a estrutura principal é a superfície S_2 , uma foliação do tipo clivagem de crenulação fina e penetrativa, que corta em ângulo um bandamento composicional (S_0/S_1) de espessura milimétrica a centimétrica, com dobras microscópicas e mesoscópicas, empregando em escala de afloramento, uma ondulação aberta e irregular à superfície S_0/S_1 .

No setor central da Formação Água Preta (UL II) (Figura 3), onde predominam camadas de metarenitos com espessura métrica, a deformação D_2 caracteriza-se por dobras abertas assimétricas com vergência para NE e que localmente passam a dobras mais fechadas.

No domínio sul, nos metacarbonatos e metapsamitos da Formação Serra do Paraíso, as megadobras D_2 tornam-se

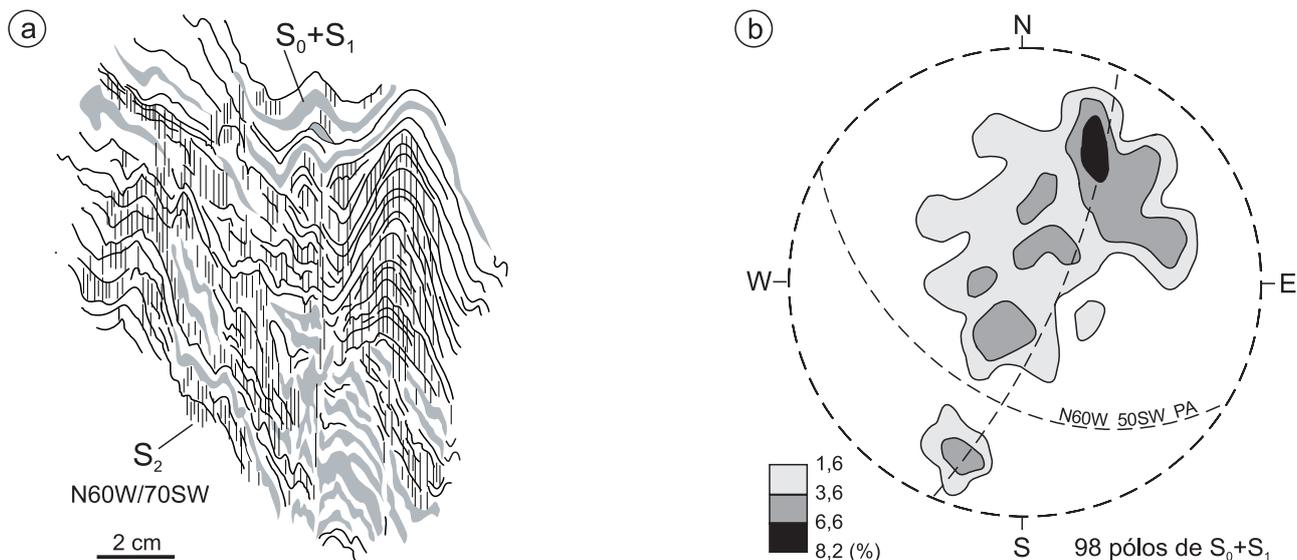


Figura 11. a. Dobramento da segunda fase em metarritmitos da Fm. Água Preta. b. Curvas de Isofrequência das superfícies (S_0+S_1) nas Fms. Água Preta e Serra do Paraíso.

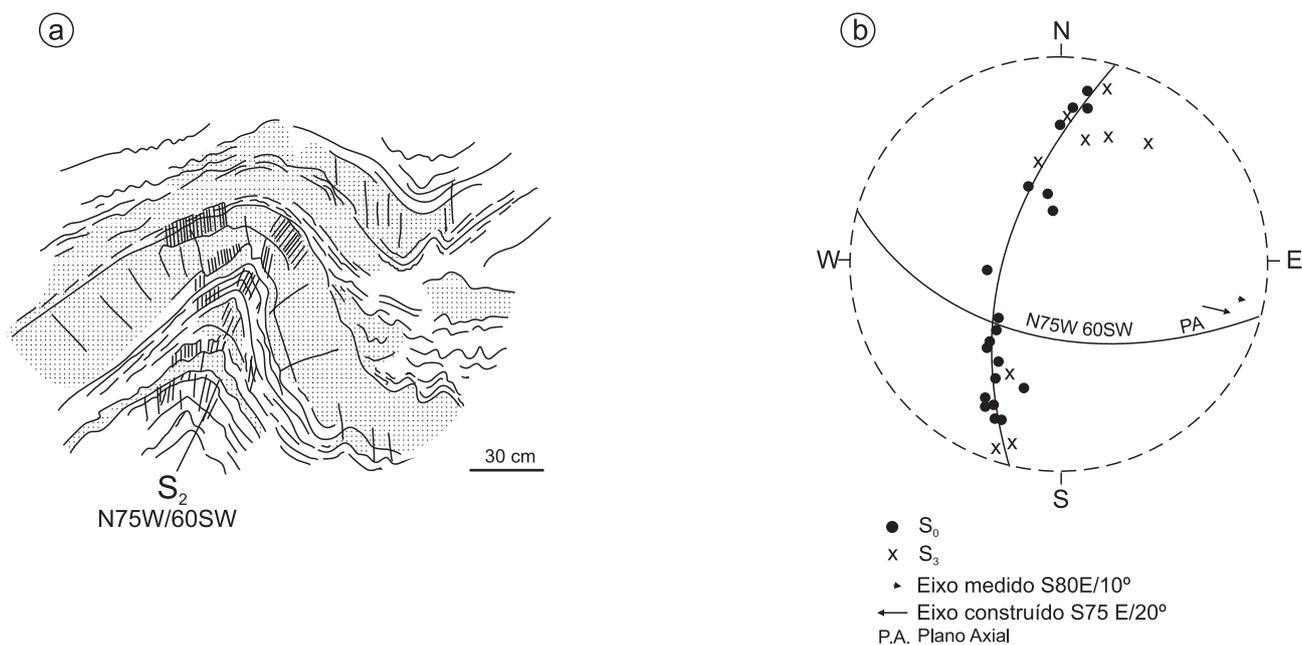


Figura 12. a. Dobras da subclasse 1A de Ramsay (1967) referente à segunda fase de dobramentos em camadas de meta-renito micáceo na Fm. Água Preta. Corte no plano AC da dobra. b. Projeção estereográfica das superfícies (S_0+S_1) dobradas pela segunda fase de dobramento.

mais fechadas, com estilo quase isoclinal, onde o bandamento composicional (S_0/S_1) frequentemente tende a um paralelismo com a superfície S_2 cujo mergulho varia entre 40 e 60° para SW.

A segunda fase de dobramento evidencia uma compressão no sentido de SW para NE, a mesma fase deformacional que gerou as estruturas na Unidade Litoestrutural I. Esta fase relaciona-se às falhas inversas com vergência

para NE, as quais são responsáveis por jogar o embasamento sobre os metassedimentos do Grupo Rio Pardo no limite sul da bacia.

O encurtamento associado a esta fase foi estimado em 35 a 40% (Karmann, 1987). Uma deformação dessa ordem de grandeza torna a Unidade Litoestrutural II com características subautóctones, tendo em vista que o embasamento não deve ter acompanhado o mesmo grau de achatamento sofrido pela cobertura metassedimentar, devido a suas propriedades reológicas distintas.

A **terceira fase de dobramento** na Unidade Litoestrutural II foi nitidamente observada em dois locais, onde constatou-se o redobramento de dobras da segunda fase de deformação.

No interior da gruta São Gotardo, a 65 km a sul de Teixeira do Progresso (BA), observa-se um padrão de dobramento dômico (Figuras 15a e 16). Os eixos B_2 medidos ao longo das cristas maiores destas superfícies dômicas, quando lançados em estereogramas configuram um círculo máximo (Figura 15d), indicando que essas estruturas lineares foram deformadas por um mecanismo de dobramento por cisalhamento (*shear folding*) (Ramsay e Huber, 1987) referente à fase três.

O corte perpendicular à foliação S_2 e paralelo ao eixo maior destes domos (Figura 17), produz perfis típicos de dobras similares, onde a foliação S_2 é plano axial. A seção ortogonal ao corte anterior, contendo o eixo maior dos domos, produz figuras elípticas, cujo eixo maior (Y) mede entre 15 a 30 cm, e o menor (Z) entre 8 e 12 cm (Figura 15c). Interpretou-se estas estruturas como sendo figuras de interferência do tipo 1 (domos e bacias) de Ramsay (1967).

As dobras similares expostas no plano XZ (Figura 15b) são consideradas de 2ª fase por acompanharem o estilo observados em outros locais da região e por possuírem, como plano axial, uma clivagem disjuntiva concordante com a superfície S_2 da área. As dobras abertas da 3ª fase ondulam as cristas da 2ª fase produzindo domos e bacias decimétricas. As dobras da 3ª fase possuem nessa região, eixos que oscilam entre 10° a 20° para N10 a 20° W e 10° para S10°W e plano axial N10 a 20W/ 50 a 60 SW (Figura 15d).

As dobras da 3ª fase são abertas com planos axiais em torno de N12W/58SW e eixos mergulhando de 5 a 20° para S10°E (Figuras 18a e 18b). As dimensões destas dobras D_3 variam de alguns centímetros até ondulação quilométrica conforme representação nas seções A-B (Figura 3).

De modo geral, ao longo da Unidade Litoestrutural II, com exceção da borda oeste, a terceira fase de deformação se manifesta, localmente, através de redobramentos, ou pela presença de uma clivagem de crenulação com direções entre NS e N20W e mergulhos altos.

As dobras da terceira fase, assim como a foliação plano axial S_3 , descritas acima, sugerem esforços compressivos

no sentido ENE como sugerido pela vergência tectônica para leste/nordeste. Os falhamentos oblíquos (transcorrentes e inversos) com direção geral NS e transporte tectônico para E-NE, que marcam intensamente a borda oeste da bacia, poderiam estar relacionados a essa compressão aproximadamente no rumo ENE.

Na Unidade Litoestrutural II, ainda em seu setor oeste, ocorrem dobramentos mesoscópicos fechados a isoclinais (Figura 19a), com planos axiais em torno de N20°W/75°SW e eixos de 10° a 30° para N20° - 30°W (Figura 19b), além de zonas transpostas onde somente se observa o bandamento composicional formado por estratos carbonáticos e quartzíticos com laminas pelíticas, trata-se da estratificação modificada pela transposição, que se encontra paralela a uma clivagem disjuntiva e xistosidade fina.

Dobras isoladas e intrafoliais com padrão dômico (Figura 20) foram interpretadas como dobras em bainha (*shear folds*) geradas por processos de cisalhamento simples associado ao dobramento fechado a isoclinal, com transposição local, devido à proximidade de falhas inversas e ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento. Estes dobramentos fechados com transposição e geração de dobras em bainha são atribuídos a terceira fase de dobramentos, pois estão associados à tectônica de compressão ~E-W e com vergência para ENE, responsável pelas dobras D_3 , localizadas no interior da bacia. A intensidade dessa tectônica é crescente de leste para oeste, atingindo o máximo grau de deformação junto aos falhamentos inversos e transcorrentes N-S da borda oeste, onde devido à transposição da fase 3, há uma quase total obliteração das estruturas pré-existentes, paralelizando as foliações S_1 e S_2 presentes anteriormente.

Conclui-se portanto, que ao longo do setor oeste da bacia há uma foliação plano axial com direção geral N10°-20°W e caimentos forte para SW (Figura 19b), caracterizada por uma xistosidade, clivagem de crenulação e uma foliação transposta, todas essas relacionadas à terceira fase de deformação. As megadobras representadas nas seções que cortam o limite oeste da bacia correspondem, portanto a dobras da 3ª fase (Figura 6).

SÍNTESE DA EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DO GRUPO RIO PARDO

A evolução tectônica da bacia do Grupo Rio Pardo se caracteriza por uma primeira fase de deformação gerada por esforços compressivos com direção geral NE-SW e vergência para NE (Figura 21a). Esta compressão produziu dobras com comprimento de onda quilométricos na Unidade Litoestrutural I, causando um encurtamento de aproximadamente 15%. Este encurtamento sofreu atenuação, conforme sua propagação de sul para norte, em função da absorção e dissipação da deformação pela cobertura

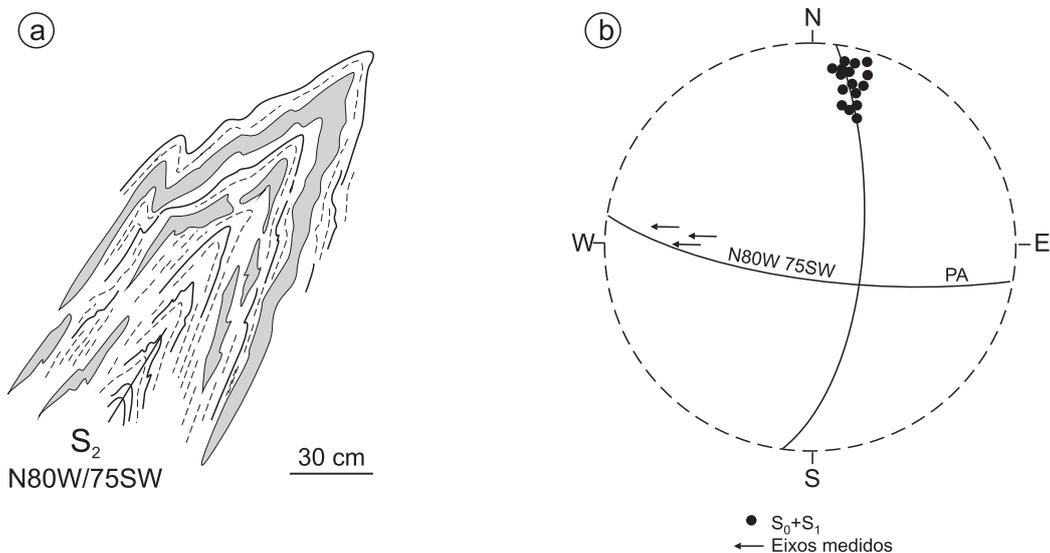


Figura 13. a. Dobras fechadas a isoclinais em metacalcários com camadas quartzíticas intercaladas. Corte no plano AC da dobra (Fm. Serra do Paraíso). b. Representação estereográfica das superfícies (S_0+S_1) e eixos B_1 (Fm. Serra do Paraíso).

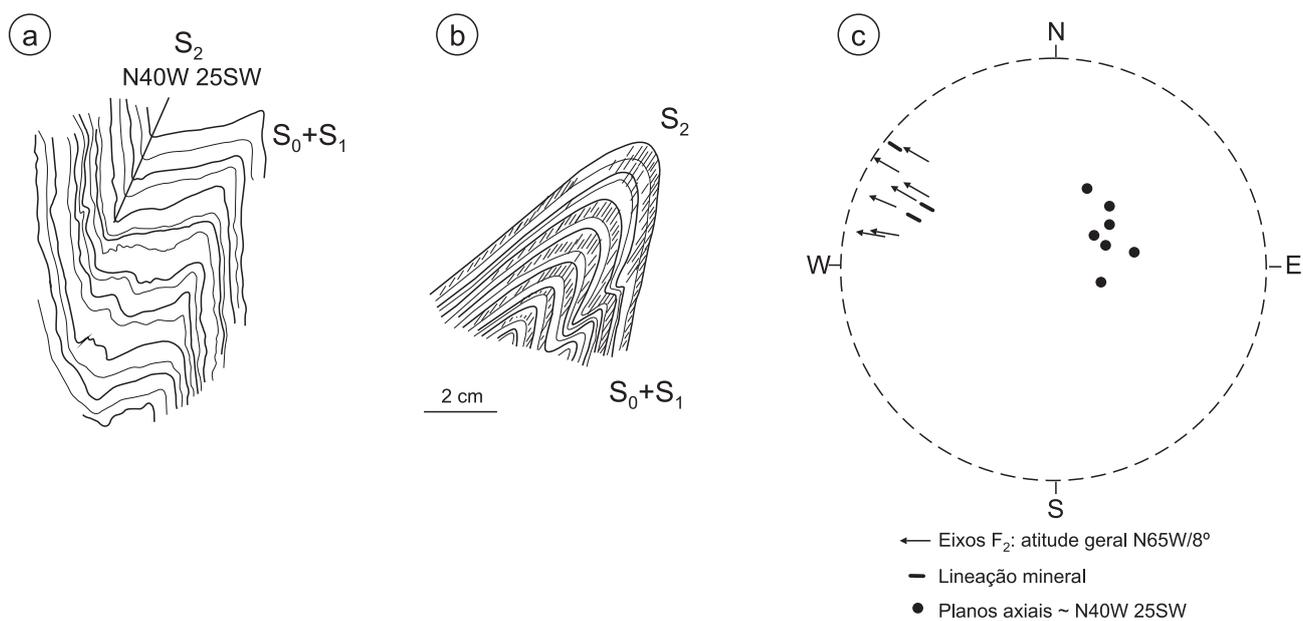


Figura 14. a. e b. Dobras da 2ª fase de dobramento, no setor oeste da bacia, Gruta Isabel - Fm. Serra do Paraíso. c. Estereograma correspondente aos pólos de S_2 e eixos das dobras (a) e (b).

sedimentar. Esta atenuação da deformação no sentido NE causou a diminuição da intensidade do dobramento e a passagem gradativa da xistosidade para clivagem ardósiana e clivagem disjuntiva já nas proximidades da borda norte da bacia.

O desenvolvimento da falha inversa Rio-Pardo-Água Preta, de direção NW-SE e vergência NE, deve ter se iniciado neste primeiro evento deformacional, juntamente com o rompimento do flanco inverso da grande dobra inversa da Formação Salobro. A baixa intensidade da deformação

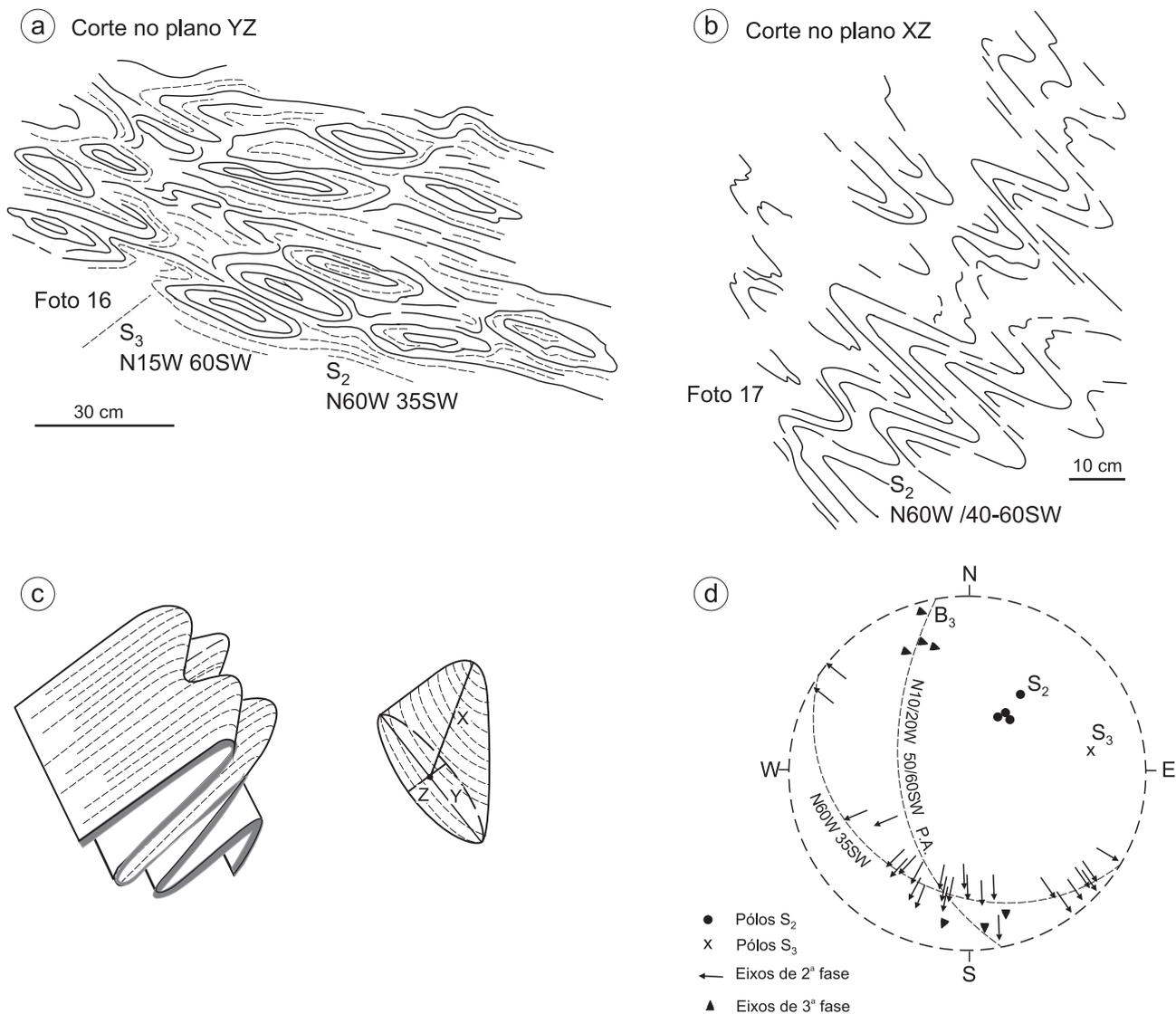


Figura 15. a. Padrão de interferência do tipo domos e bacias entre a 2ª e a 3ª fases de deformação na gruta São Gotardo, sul da Bahia. b. Sobras similares da fase 2 dobrando a superfície S₁. c. Dobras em bainha. d. Projeção estereográfica das estruturas planares e lineares das fases 2 e 3 de dobramentos.

e do encurtamento tornam a Unidade Litoestrutural I com características autóctones.

Um segundo evento de compressão, no mesmo sentido do primeiro, provavelmente devido a uma reativação dos esforços iniciais ou a sua continuidade, acarretou a superimposição da segunda e mais importante fase de deformação com o desenvolvimento de clivagem de crenulação plano axial a dobras fechadas e abertas com vergência para NE (Figura 21b). Esta deformação relativa à segunda fase esta impressa quase que exclusivamente na Unidade Litoestrutural II, onde causou um encurtamento entre 35 e 40%.

Registro destes esforços na Unidade Litoestrutural I são observados pela formação de clivagem de crenulação localmente, nas proximidades da falha inversa Rio-Pardo-Água Preta.

O fato da Unidade Litoestrutural II apresentar dobramentos de 2ª fase fechados, às vezes com planos axiais deitados e foliação localmente transposta, além de um encurtamento de até 40%, sugere que esta cobertura tenha sofrido um descolamento em relação ao embasamento, pois este não teria condições de acompanhar o mesmo grau de achatamento sofrido pela cobertura. Infere-se portanto, que



Figura 16. Padrão de interferência do tipo 1 (domos e bacias) entre a 2ª e a 3ª fases de dobramentos.



Figura 17. Dobras similares da fase 2 de dobramentos. Dobrando a superfície S_1 . Plano de tomada da fotografia é o plano AC da dobra.

a Unidade Litoestrutural II é no mínimo sub-autóctone. O agente causador destes esforços compressivos foram, provavelmente, os mesmos que causaram as falhas inversas do embasamento, com vergência para NE.

A terceira fase de deformação afetou a bacia com sentido de compressão para ENE (Figura 21c). Sua manifestação foi mais intensa na borda oeste da Unidade Litoestrutural II, associada aos falhamentos inversos e transcorrentes com direção N-S e vergência E-NE que jogaram cunhas do embasamento sobre os metassedimentos do Grupo Rio Pardo. No interior da bacia, principalmente na Unidade Litoestrutural II, a 3ª fase ocorre localmente com a formação de clivagem de crenulação e redobramento de dobras da 2ª fase. Este evento final de dobramento deve ter ocorrido em função da movimentação de blocos do embasamento ao longo de estruturas disruptivas pré-existentes com orientação N-S e N-NE.

DISCUSSÃO

Os metassedimentos que constituem o Grupo Rio Pardo foram deformados no Ciclo Brasileiro (~600 Ma), resultando em uma configuração estrutural caracterizada por três fases de deformação, conforme descritas anteriormente.

A vergência tectônica da deformação nas Unidades Litoestruturais do Grupo Rio Pardo é nordeste (NE) para as primeiras duas fases deformacionais e leste/nordeste (ENE) para a terceira fase, fato este que causa surpresa e motiva questões relevantes, tendo em vista uma comparação com a tectônica brasileira regional presente na porção leste do Brasil, região geologicamente conhecida como faixa Araçuaí.

Como compatibilizar um transporte tectônico para oeste, como é o que predomina na faixa Araçuaí, com uma vergência tectônica para norte/nordeste a qual esta presente no Grupo do Rio Pardo, sendo ambas as deformações contemporâneas, decorrentes do Ciclo Brasileiro?

A sul do Grupo Rio Pardo, na porção norte da faixa Araçuaí, afloram gnaisses kinzigíticos, ortognaisses, metassedimentos (quartzitos, rochas cálcio-silicáticas), metabásicas e grande batólitos de rochas granitoides pertencentes ao Complexo Jequitinhonha (Fontes et al., 1978; Litwinski, 1985; Siga Jr., 1986). Os gnaisses do Complexo Jequitinhonha apresentam idades entre 640 e 590 Ma (Rb/Sr rocha total) (Litwinski, 1985; Siga Jr., 1986). O Complexo Jequitinhonha é constituído de metassedimentos e granitoides de idade e deformação brasileiras.

A estruturação do Complexo Jequitinhonha apresenta algumas distinções em relação à deformação dos metassedimentos e granitoides localizados mais a sul na faixa Araçuaí, onde a tectônica de empurrão para oeste é o padrão deformacional marcante. Uhlein et al. (1998) mostraram

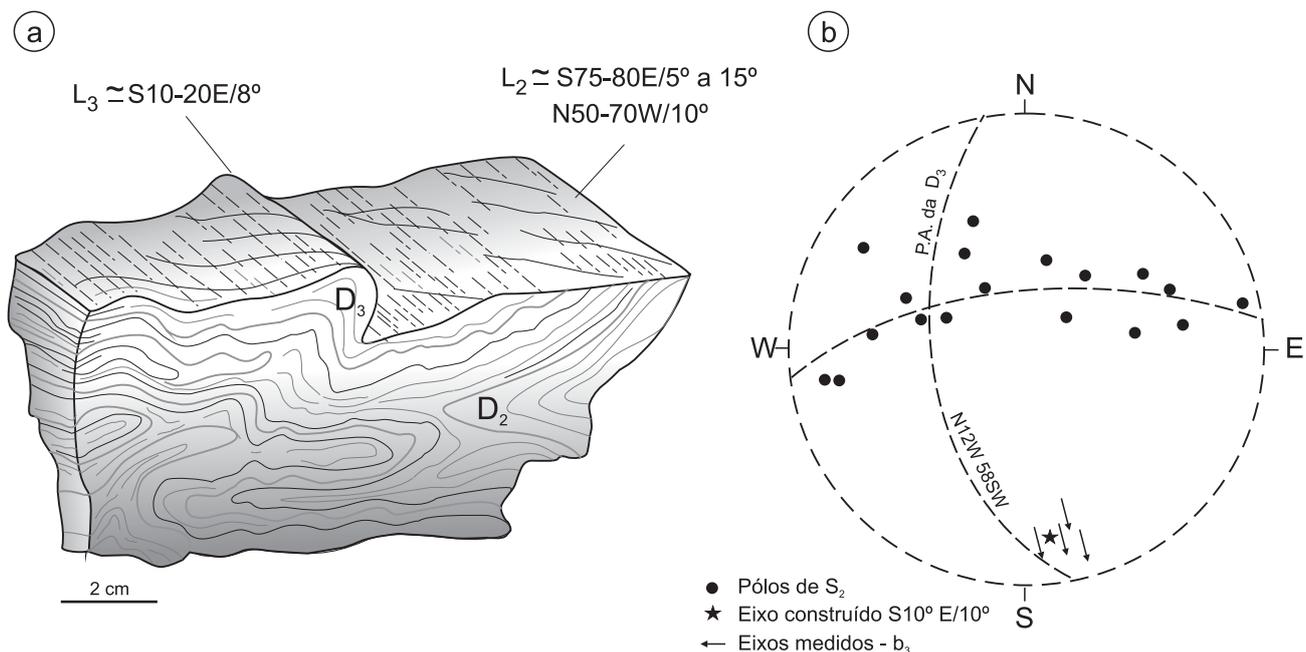


Figura 18. a. Desenho esquemático das dobras da fase 2 redobradas pela fase 3 de dobramento em metadolomitos xistosos. b. Projeção estereográfica referentes às estruturas planares e lineares da fase 3.

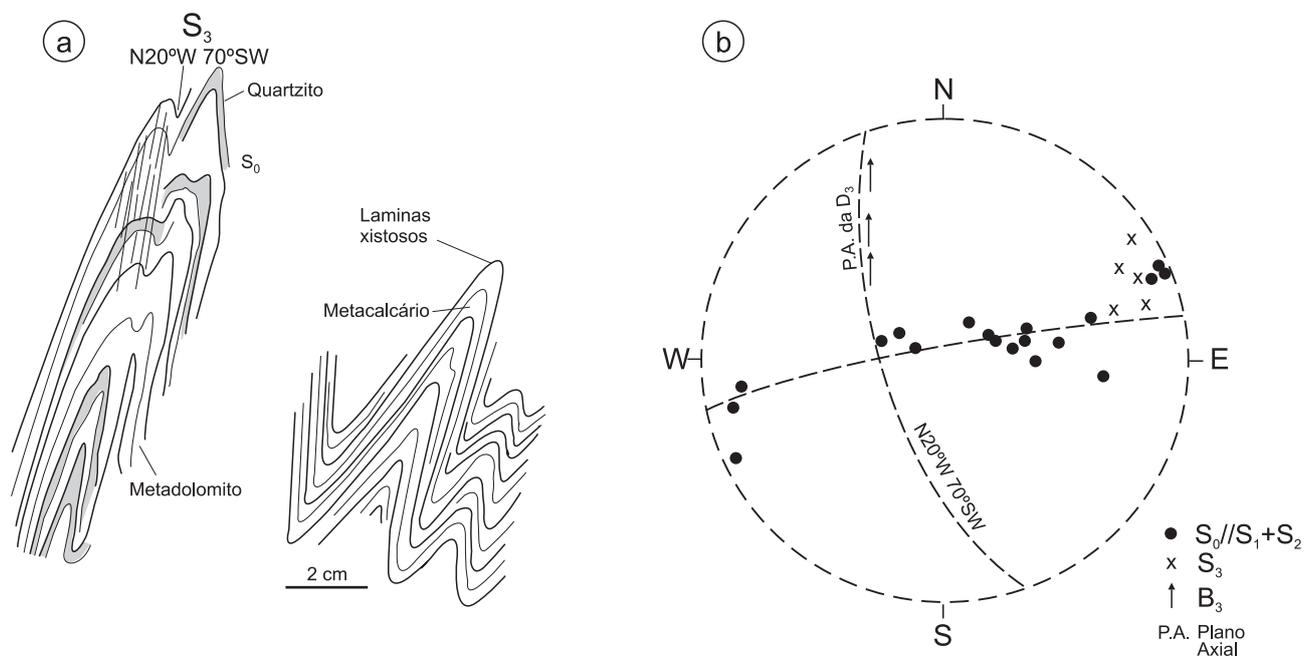


Figura 19. a. Esquemas das dobras da 3ª fase na porção oeste da bacia do Rio Pardo, Fm. Serra do Paraíso. b. Projeção estereográfica dos elementos geométricos referentes à 3ª fase de dobramento.

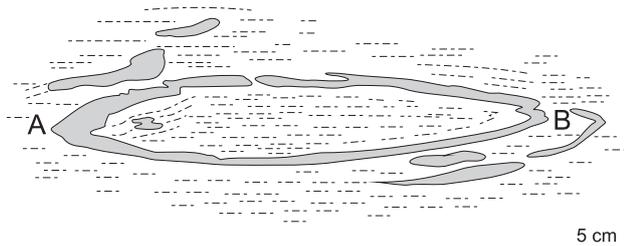


Figura 20. Metacalcário dolomítico com lâminas quartzíticas dobradas pela 3ª fase de deformação - dobras em bainha. Borda oeste da bacia do Rio Pardo. Eixo A: 30° para N20°W. Eixo B: 20° para S15°W.

que tanto no granito Rubim, intrudido no Complexo Jequitinhonha, que apresenta fluxo magmático de direção norte-sul, como também nos gnaisses encaixantes, que contêm lineações de estiramento mineral de atitude sub-horizontal para norte/nordeste, apresentam sentido do transporte tectônico para norte. Estes dados registram uma variação da cinemática ao longo da faixa Araçuai e em seu limite norte com o Grupo Rio Pardo. Há uma mudança significativa de uma tectônica de empurrão para oeste, a qual é devido a um encurtamento crustal leste-oeste, em decorrência da colisão entre os crátons do Congo e São Francisco no decorrer da orogênese brasileira, para uma tectônica de falhas transcorrentes de direção norte-sul, paralela ao orógeno.

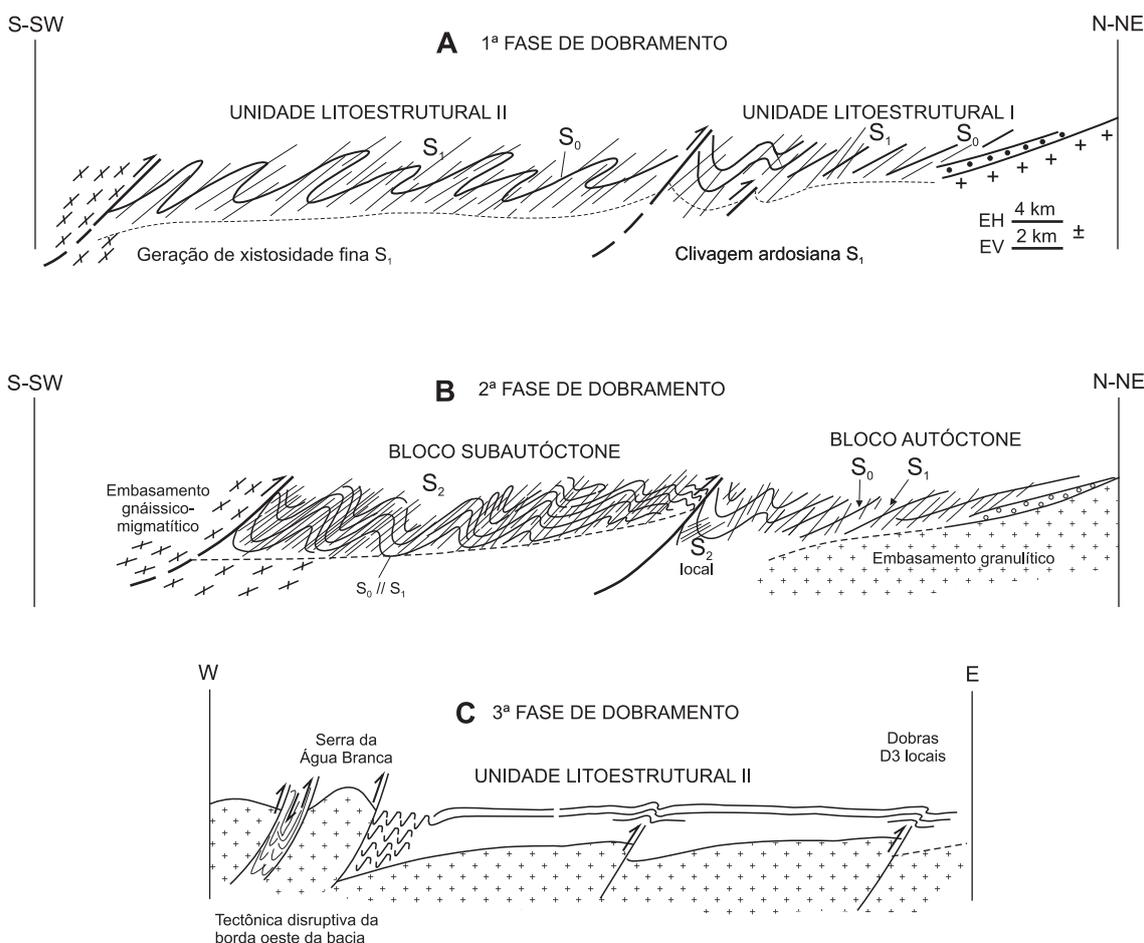


Figura 21. Esquema sobre a evolução estrutural do Grupo Rio Pardo. **A.** Deformação dos metassedimentos decorrentes da primeira fase de deformação. **B.** Deformação progressiva gerando estruturas referentes à segunda fase de deformação. **C.** Estruturação do Grupo Rio Pardo decorrente da deformação final.

O regime de deformação e a orientação dos eixos principais da deformação podem mudar de maneira significativa durante um único evento orogênico, pois a deformação pode variar de local para local devido a presença de heterogeneidades de escala continental no interior da litosfera (Vauchez, Tommasi, Egydio-Silva, 1994). Por exemplo, o contraste reológico/litológico entre uma placa litosférica e um cráton mais rígido com suas rochas constituintes pode controlar a extensão da deformação e o campo cinemático de grande área continental. A heterogeneidade reológica representada pelo cráton pode provocar a localização da deformação em zonas de cisalhamento relativamente estreitas (Vauchez, Tommasi, Egydio-Silva, 1994).

O setor norte da faixa Araçuai atua como uma zona de escape em decorrência da colisão brasileira entre os dois crátons. Uma variação deformacional dessa natureza ao longo do orógeno pode explicar o transporte tectônico, os deslocamentos transcorrentes presente no Complexo Jequitinhonha e o fluxo magmático do granito Rubim, com a movimentação predominantemente para norte. Estes deslocamentos nessa direção poderiam ser o motor da deformação e vergência tectônica nos metassedimentos do Grupo Rio Pardo.

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM) pelo apoio logístico para a realização dos trabalhos de campo e o apoio financeiro da Secretaria de Minas e Energia do Estado da Bahia. Agradeço a Sra Thelma Samara, da Seção de Ilustração Geológica do Instituto de Geociências, pela elaboração e adequação das figuras e ilustrações.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M. Relatório anual do Diretor da Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro: DNPM, 1954. p. 46-52.
- ALMEIDA, F. F. M. Os fundamentos geológicos, In: AZEVEDO, A. *Brasil, a terra e o homem*. São Paulo: Comp. Edit. Nacional, 1964, vol. 1, 571 p.
- ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira Geociências*, v. 7, n. 4, p. 349-364, 1977.
- BABINSKI, M.; GRADIM, R. J.; PEDROSA SOARES, A. C.; ALKIMIM, F. F.; NOCE, C. M. Geocronologia U/Pb (Shrimp) e SM-Nd de xistos verdes basálticos do orógeno Araçuai: implicações para a idade do Grupo Macaúbas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 35, p. 77-81, 2005.
- CORDANI, U. G. *Evolução geológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil entre Salvador e Vitória*. 1973. 98 f. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1973.
- FLEUTY, M. J. The description of folds. *Proceedings of the Geologists Association*, v. 75, n. 4, p. 461-492, 1964.
- FONTES, C. Q.; FERRARI, P. G.; PEREIRA, A. D. C.; NETTO, C.; PEREIRA, F. S.; LIMA JR, L. O.; COSTA, M. R. A.; BALTAZAR, O. F.; SILVA, S. L.; VIEIRA, V. S.; RAMALHO, R. Projeto Jequitinhonha. Belo Horizonte: DNPM-CPRM, 1978. vol. 1, mapa geológico. Escala 1:250.000.
- GONÇALVES, J. C. V.; NEVES, J. P.; BRUNI, D. C. Projeto sulfetos do Grupo Rio Pardo. Salvador: CPRM/MME-DNPM, 1977. v. 1, 280 p. Relatório Final.
- KARMANN, I. *O Grupo Rio Pardo (Proterozoico médio a superior): uma cobertura paraplatoformal da margem sudoeste do Cráton do São Francisco*, 1987. 129 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1987.
- KARMANN, I.; EGYDIO-SILVA, M.; TROMPETTE, R. Litoestratigrafia do Grupo Rio Pardo, Proterozóico médio a superior do sudeste do Estado da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 19, p. 290-302, 1989.
- LITWINSKI, N. *Evolução tectono-termal da região nordeste de Minas Gerais e sul da Bahia*. 1985. 207 f. Tese (Doutoramento) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1985.
- OLIVEIRA, A. I.; LEONARDOS, O. H. Geologia do Brasil. Rio de Janeiro: *Ministério da Agricultura*, v. 2, 1943. 813 p. Série Didática.
- PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. J. *Microtectonics*. Berlin: New York: Springer - Verlag, 1996. 289 p.
- PEDREIRA, A. J. Estrutura da Bacia Metassedimentar do Rio Pardo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1976, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, 1976, v. 2, p. 157-168.
- PEDREIRA, A. J. The São Francisco Cráton. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON MAFIC DYKES. 1991, São Paulo. *Excursion Guide...* São Paulo: Sbgq/Sociedade Geologica de Portugal/Ig-Usp, 1991. p. 1-4.

PEDREIRA, A. J.; SOUTO, P. G.; AZEVEDO, H. Metassedimentos do Grupo Rio Pardo, Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1969, Salvador. *Anais...* Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1969. p. 87-99.

RAMSAY, J. G. *Folding and fracturing of rocks*. New York: McGraw-Hill, 1967. 568 p.

RAMSAY, J. G.; HUBER, M. *The Techniques of Modern Structural Geology*. London: Academic Press, 1987. v. 2: Folds and Fractures.

SIGA JR. O. *A evolução geotectônica da porção nordeste de Minas Gerais com base em interpretações geocronológicas*. 1986. 140 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1986.

SIQUEIRA, L. P.; GONÇALVES, J. C. V.; NEVES, J. P. Geossinclinal do Rio Pardo - novas considerações sobre a geologia da bacia metassedimentar do baixo Rio Pardo, Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. *Anais...* Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, 1978. v. 1, p. 452 - 466.

UHLEIN, A.; EGYDIO-SILVA, M.; BOUCHEZ, J. L.; VAUCHEZ, A. The Rubim Pluton (Minas gerais, Brazil): a petrostructural and magnetic fabric study. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11, n. 2, p. 179-189, 1998.

VAUCHEZ, A.; TOMMASI, A.; EGYDIO-SILVA, M. Self-indentation of a heterogeneous continental lithosphere. *Geology*, v. 22, n. 11, p. 967-970, 1994.