

Caracterização estrutural e considerações sobre a evolução tectônica da Formação Salitre na porção central da Bacia de Irecê, norte do Cráton do São Francisco (BA)

Matheus Kuchenbecker¹, Humberto Luis Siqueira Reis^{2,3}, Daniel Galvão Carnier Frago⁴

1 - Centro de Pesquisas Professor Manoel Teixeira da Costa / Instituto de Geociências / Universidade Federal de Minas Gerais, Av. Antônio Carlos, 6627, Pampulha, Belo Horizonte (MG), Brasil. E-mail: mk.geologia@gmail.com

2 – atualmente: Petra Energia S. A., Belo Horizonte (BH), Brasil. E-mail: humbertosiqueira@gmail.com

3 - Universidade Federal de Ouro Preto / Escola de Minas / Departamento de Geologia, Ouro Preto (MG), Brasil.

4 – atualmente: PETROBRAS S.A., Rio de Janeiro (RJ), Brasil. E-mail: galgeo@gmail.com

Recebido em 11 de outubro de 2011; aceito em 27 de outubro de 2011

RESUMO: A Bacia de Irecê representa a principal ocorrência de coberturas sedimentares neoproterozóicas na porção norte do Cráton do São Francisco, e apresenta um curioso padrão estrutural relacionado ao Ciclo Brasileiro. Na porção central da bacia, na região dos municípios de Irecê-Lapão, a análise das estruturas presentes nas rochas da Fm. Salitre permite traçar considerações sobre a evolução tectônica da região, contribuindo para o entendimento da bacia como um todo. Foram encontrados dois padrões deformacionais distintos: o padrão dominante é representado por um intenso sistema de dobramentos de eixo aproximadamente E-W, com vergência para sul (D1), que é balizado por zonas de cisalhamento dúctil regionais. Associadas a estas dobras ocorre, entre outras estruturas, uma foliação plano-axial (S1), visível principalmente nos litotipos mais ricos em minerais terrígenos. O segundo padrão observado ocorre como um sistema de dobras menos expressivo (D2), cujos eixos apresentam caimentos altos a moderados para as direções NW a NE. Associada a estas dobras ocorre uma clivagem espaçada, plano axial (S2). A relação temporal entre D1 e D2 é verificável em diversos pontos, onde ocorrem dobras D1 cortadas indistintamente pela clivagem S2. Figuras de interferência entre os dois padrões também ocorrem localmente. A análise das relações estruturais observadas evidencia a ocorrência de duas etapas deformacionais, ainda que não necessariamente em dois eventos distintos. Apesar de não descartada a influência de dois eventos distintos, propõe-se que os dois sistemas de dobramento observados possam ser oriundos de um único esforço de norte para sul, quando então a geometria em “V” da bacia poderia prover uma situação de confinamento que resultaria em dobramentos em direções distintas.

Palavras chave: Bacia de Irecê, Formação Salitre, Grupo Una, Evolução Tectônica, Faixa Riacho do Pontal, Geologia Estrutural

ABSTRACT: STRUCTURAL GEOLOGY AND CONSIDERATION ON TECTONIC EVOLUTION OF SALITRE FORMATION IN THE CENTRAL PORTION OF IRECE BASIN, NORTHERN SAO FRANCISCO CRATON (BA). The Irecê Basin represents the main occurrence of neoproterozoic cover in northern São Francisco Craton, showing a curiously structural pattern related to the Brasileiro Cycle. In the central portion of the basin, region of Irecê and Lapão cities, structural analysis in the Salitre Formation limestones allows some considerations on the tectonic evolution of the region and of the whole basin. Two structural patterns were identified: the main pattern is represented by an intense E-W axis folding system (D1), associated with regional ductile inverse shear zones. Linked to this folds occurs, among other structures, an axial plane foliation (S1), visible mainly in the more terrigenous layers. The second pattern occurs as a less expressive folding system (D2), with high to moderate NW-NE plunging axis. Associated with this folds occurs an axial plane spaced cleavage (S2). The temporal relation between D1 and D2 is verifiable in some points, where D1 folds are cross-cut by S2 planes. Interference patterns between the two folding systems are also observable. The described features indicate the occurrence of two deformational stages, but not necessarily two different events. Although not discarded the influence of two distinct events, are proposed that the two folding systems may be related to a single compression from north to south, when the “V” geometry of the basin may have provided a confined situation, which could result in different direction folding systems.

Keywords: Irecê Basin, Salitre Formation, Una Group, Tectonic Evolution, Riacho do Pontal fold-and-thrust belt, Structural Geology

1. INTRODUÇÃO

Desde meados do Século XX a Bacia de Irecê tem despertado a atenção dos geocientistas por seu curioso arranjo estrutural, uma vez que os metassedimentos do Grupo Una, ali aflorantes, apresentam estruturação tectônica principal na direção E-W, fato não verificável à primeira vista nas rochas do Supergrupo Espinhaço adjacentes à bacia. Esta anomalia local no padrão deformacional foi objeto de estudo de Lagoeiro (1990), e também foi abordada nos trabalhos de Brito Neves (1967), In da & Barbosa (1978), Bomfim et al. (1985), Pedreira et al. (1987), Rocha & Dominguez (1993) e Barbosa & Dominguez (1996).

Através da análise de uma área de aproximadamente 380 km² na porção central da

bacia foram obtidos dados que ilustram a complexa evolução estrutural da região. A partir da análise destes dados, e de sua integração com os dados geológicos regionais, pretende-se contribuir para a compreensão da evolução tectônica da Bacia de Irecê e de seu significado na história do Cráton do São Francisco.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Localizada na porção centro norte do estado da Bahia, a Bacia de Irecê constitui a principal ocorrência de coberturas sedimentares neoproterozóicas na porção norte do Cráton do São Francisco. Nesta região, os metassedimentos do Supergrupo São Francisco assentam-se sobre as rochas do Supergrupo Espinhaço, ali representado pelos Grupos Paraguaçu e Chapada Diamantina e

pela Formação Morro do Chapéu. O embasamento apresenta exposições restritas, especialmente nas porções noroeste e sudoeste da região (Fig. 1).

O embasamento é representado, a noroeste da bacia, pelas rochas paleoproterozóicas atribuídas ao Complexo Xique-Xique, uma associação de quartzito, itabirito e silexito, de ocorrência restrita (Inda & Barbosa 1978). A sudoeste, ocorrem rochas graníticas, gnáissicas e migmatíticas pertencentes ao Complexo Paramirim (Dalton de Souza *et al.*, 2003).

As rochas do Supergrupo Espinhaço contornam toda a Bacia de Irecê, atuando como substrato para as rochas neoproterozóicas. O Grupo Paraguaçu,

com cerca de 1400m de espessura (Danderfer *F*^o, 1990), apresenta arenitos feldspático, siltito, folhelho e raros níveis conglomeráticos, que registram a transição de ambientes continentais até marinho raso (Pedreira, 1994; Dominguez, 1993). O Grupo Chapada Diamantina representa um novo ciclo de sedimentação, com arenito, pelito e calcário também em ambientes variando de continentais a marinho raso, exibindo espessura máxima em torno de 1000m (Dominguez, 1993; Pedreira, 1994). Depositados em discordância erosiva sobre o Grupo Chapada Diamantina ocorrem os depósitos psamuríticos da Formação Morro do Chapéu.

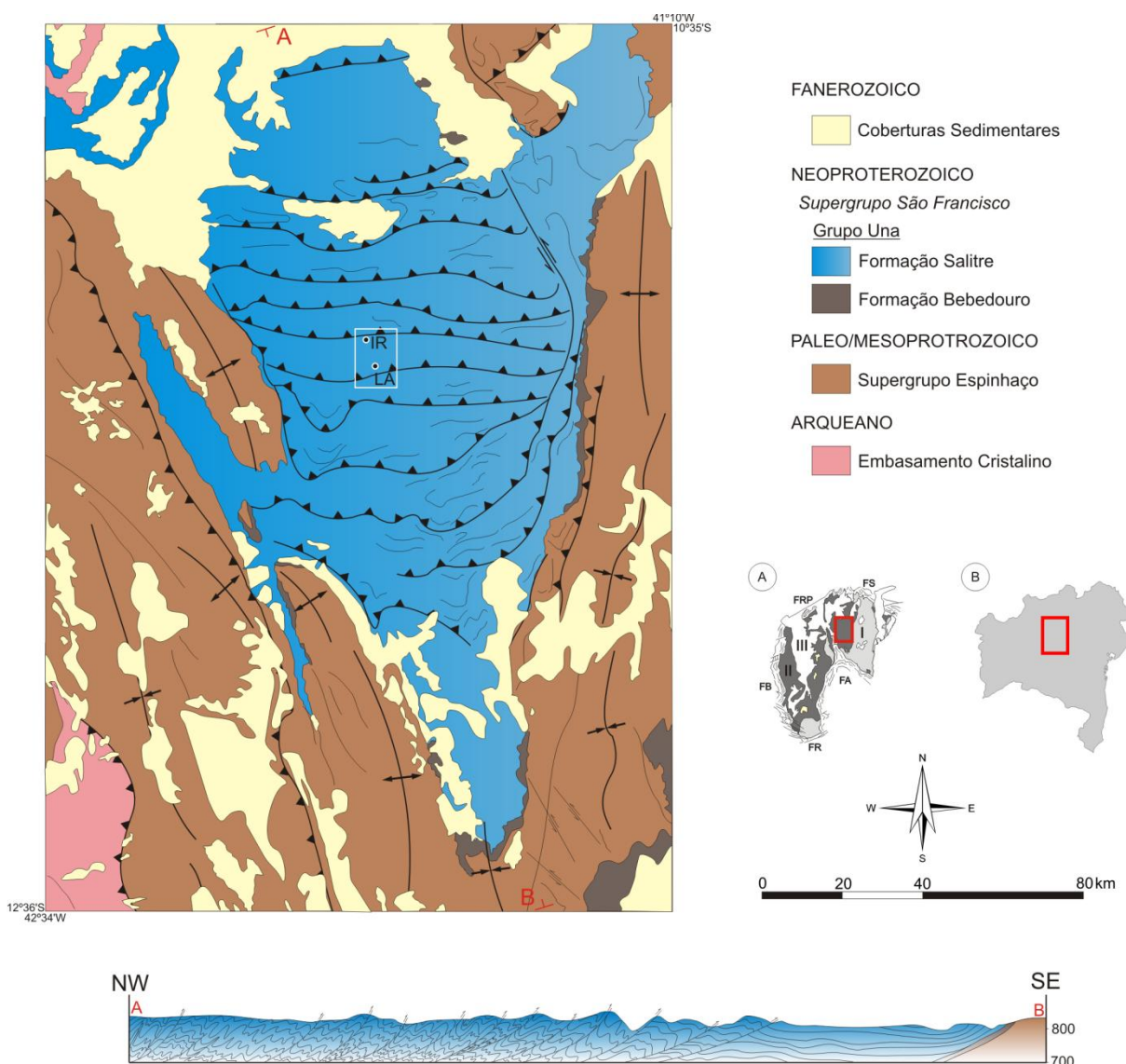


Figura 1. Mapa e perfil geológico sintéticos da região da Bacia de Irecê. O quadro branco marca a área de estudo. IR – Irecê; LA – Lapão. Baseado em Dalton de Souza *et al.* (2003). (A) Localização da região da Bacia de Irecê em relação ao Cráton do São Francisco. Área do mapa em vermelho. I - Embasamento (>1.8 Ga); II – Cobertura cratônica neoproterozóica; III - Cobertura Fanerozoica; FA - Faixa Araçuaí; FR - Faixa Ribeira; FB Faixa Brasília; FRP - Faixas Rio Preto e Riacho do Pontal; FS - Faixa Sergipana. Modificado de Alkmim (2004). (B) Localização da área do mapa (vermelho) no estado da Bahia.

O Supergrupo São Francisco assenta-se discordantemente sobre as rochas do Supergrupo Espinhaço e é representado na região pelo Grupo Una, composto pelas formações Bebedouro e Salitre. A Formação Bebedouro apresenta rochas de natureza terrígena, depositadas sob influência glacial (Guimarães, 1996; Figueiredo, 2008). Os principais litotipos são diamictito, pelito e arenito, sempre com pronunciada imaturidade textural e composicional.

A Formação Salitre, cujas rochas são o objeto do presente estudo, é largamente predominante na Bacia de Irecê, e constitui uma espessa sucessão carbonática com raras intercalações terrígenas que registram uma extensa plataforma dominada por marés (Souza *et al.*, 1993). No setor central da bacia, região dos municípios de Irecê e Lapão (BA), esta formação corresponde a uma sucessão de calcilitos, calcarenitos, calcirruditos e, subordinadamente, estromatólitos fosfáticos e sedimentos siliciclásticos, arranjos em um ciclo regressivo-transgressivo (Fragoso *et al.* 2008).

Do ponto de vista estrutural, as coberturas pré-cambrianas ao longo de toda a Chapada Diamantina encontram-se envolvidas em dois sistemas deformacionais distintos (Danderfer F^o, 1990; Danderfer, F^o *et al.*, 1993; Lagoeiro, 1990). O primeiro compõe um cinturão de dobramentos e empurrões regionais de caráter embrionário, orientação preferencial NNW-SSE e vergência para ENE. O segundo é representado por um conjunto de dobras e falhas de caráter epidérmico que envolve, predominantemente, os carbonatos do Grupo Una ao longo do setor norte da Chapada Diamantina. Tais estruturas exibem traços superficiais orientados em torno da direção E-W e vergência geral para sul (Fig. 1).

Conforme diversos autores (*e.g.* Danderfer F^o, 1990; Lagoeiro, 1990; Danderfer F^o, *et al.*, 1993; Alkmim 2004) estes dois sistemas correspondem a expressão intracratônica das sucessivas orogenias que afetaram as margens do Cráton do São Francisco ao fim da era Neoproterozóica.

3. ANÁLISE ESTRUTURAL

A distribuição da deformação nas rochas da região de Irecê-Lapão é, pelo menos em mesoescala, bastante heterogênea. Diversos pontos apresentam transição, em um perfil de poucos metros, de rochas com pouca ou quase nenhuma deformação para rochas intensamente dobradas e falhadas. Além disso, as características físicas das rochas, (*e.g.* a presença de planos de laminação/estratificação e a cristalografia dos minerais formadores), favorecem a concentração da deformação em zonas específicas.

A identificação e análise das estruturas deformacionais foram auxiliadas pela existência quase onipresente de planos nítidos de acamamento (S₀), evidenciados através de estruturas sedimentares, variações granulométricas e mudanças composicionais. Estruturas como estratificações cruzadas acanaladas, marcas de canal, estruturas de carga e *tepees* se mostraram importantes critérios geopetiais, permitindo a correta interpretação de estruturas de maior porte.

O padrão estrutural dominante na região é um marcante sistema de dobramentos (D₁) que ocorre da escala centimétrica à quilométrica, sendo responsável pelo arranjo espacial das unidades sedimentares que compõem a Formação Salitre. Em geral são dobras apertadas (Fig. 2) muito comumente isoclinais, vergentes preferencialmente para S. Os planos axiais apresentam mergulhos médios a altos, preferencialmente para N, causando a verticalização de S₀ em diversos locais. Em campo verifica-se acentuada acilindricidade destas dobras, que pode ser intensificada por dobramentos posteriores.



Figura 2. Dobras D1 de porte decamétrico em corte de pedra.

Associada a D1 ocorre uma foliação plano axial (S1) pouco expressiva, comumente paralela a S0, o que a torna de difícil identificação em campo. S1 é observável apenas nas porções pelíticas siliciclásticas, em níveis mais carbonosos ou ainda em zonas de charneira das dobras D1, caso em que ocorre como uma clivagem de fratura pouco penetrativa. Nota-se ainda a ocorrência ocasional de boudins milimétricos a centimétricos além de

intensa recristalização de calcita e remobilização de material carbonoso e sílica, que dão origem a veios geralmente paralelos/subparalelos ao S_0 .

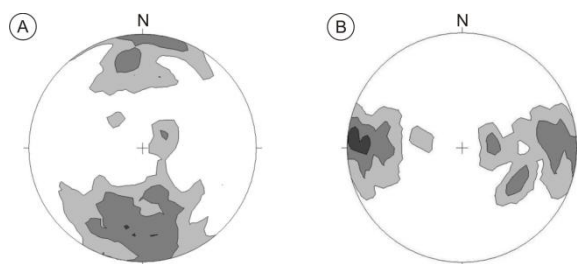


Figura 3. (A) Diagrama de densidade dos pontos polares das medidas de acamamento. $N = 393$, Máx. = 192/30. (B) Diagrama de densidade das medidas de eixos de dobras D_1 . $N = 50$, Máx. = 274/6.

O padrão de distribuição observado representa um sistema de dobramentos de eixo aproximadamente EW, com possível vergência para sul sugerida pela maior densidade de planos mergulhantes para N. A notável dispersão lateral das medidas pode ser resultante, entre outros fatores, da acentuada acilindricidade das dobras.

Um segundo sistema de dobramentos (D_2), menos expressivo que D_1 , foi observado em campo, ocorrendo em escala centimétrica a decamétrica. Caracteriza-se por dobras abertas de eixo variando entre NW e NE com caimentos altos a moderados. Os planos axiais das dobras D_2 definem uma clivagem espaçada (S_2) que apesar de não constituir uma estrutura onipresente, ocorre com muita frequência (Fig. 4). De maneira geral S_2 é representada por planos discretos, apresentando-se mais penetrativa apenas nas porções com maior contribuição argilosa (Fig. 5).

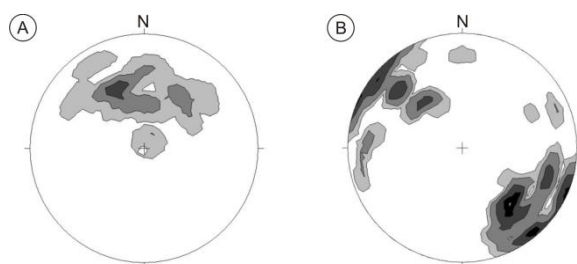


Figura 4. (A) Diagrama de densidade das medidas de eixos de dobras D_2 . $N = 15$, Máx. = 338/42. (B) Diagrama de densidade dos pontos polares das medidas de S_2 . $N = 43$, Máx. = 140/36.

A relação temporal entre D_1 e D_2 é verificável em diversos pontos, onde ocorrem dobras D_1 cortadas indistintamente pela clivagem S_2 . Em alguns locais foram verificados padrões que sugerem a existência de estruturas de interferência do tipo “domo e bacia” entre as dobras D_1 e D_2 (Fig. 6). A ocorrência deste padrão é apenas local, pois os dois sistemas de dobramentos envolvidos apresentam alto contraste de amplitude e comprimento de

onda, impossibilitando o desenvolvimento franco deste tipo de interferência.



Figura 5. Clivagem S_2 realçada em camada de calcário com contribuição argilosa. Notar relação entre S_2 e S_0 .

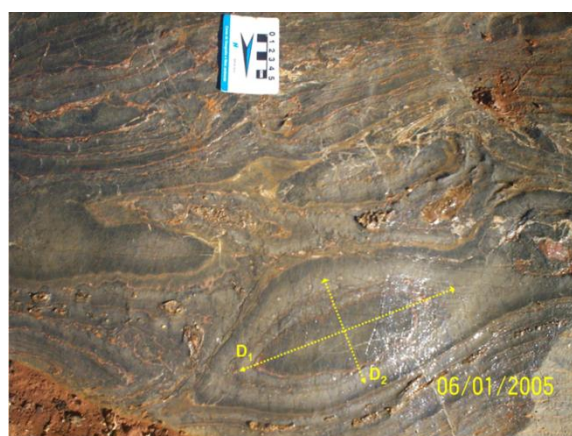


Figura 6. Figura de interferência entre os dobramentos D_1 e D_2 , indicando padrão do tipo “domo e bacia”.

O mecanismo de dobramento ocorrido durante a deformação das rochas da região parece ter tido como processo fundamental o deslizamento interestratal (Fig.7). Registros deste processo são observados em diversos pontos, ocorrendo como pequenos rejeitos e planos estriados. Em lâmina delgada foram encontradas estruturas “SC” compatíveis com cisalhamento interestratal. Deve-se ressaltar ainda a importância da deformação inter e intracristalina, responsáveis respectivamente, pela formação de grande parte dos estilólitos e da geminação polissintética dos cristais de calcita observados em lâmina.

Lineações minerais ou lineações de estiramento são raras. As estruturas lineares encontradas correspondem, na maior parte das vezes, a estrias de deslizamento interestratal, marcadas em planos de acamamento comumente preenchidos por calcita (Fig. 8A). Sua notória dispersão (Fig. 8B) pode indicar que o deslizamento interestratal ocorreu nas duas

fases de dobramento, sugerindo um mecanismo deformacional similar para D_1 e D_2 .

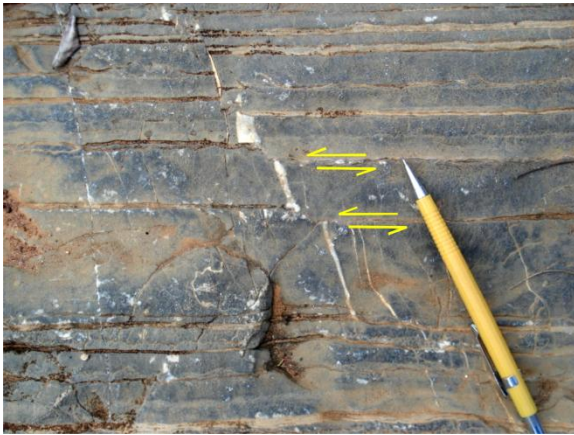


Figura 7. Pequenos rejeitos em veio calcítico, indicando deslizamento interestratal sinistral.

Estruturas rúpteis são encontradas em toda a área normalmente ocorrendo como falhas métricas, de rejeito centimétrico a decimétrico, orientadas segundo as direções mais diversas (Fig. 9). Localmente observam-se falhas de porte

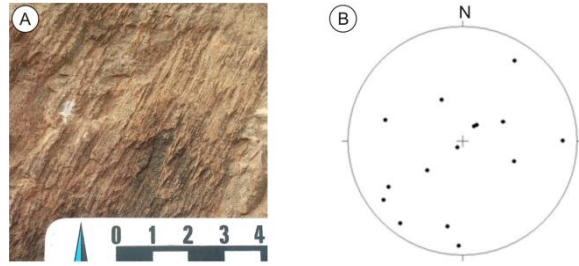


Figura 8. (A) Estrias de deslizamento interestratal, principal feição linear da área estudada; (B) Estereograma das lineações medidas. $N = 15$, Máx. = 40/72.

decamétrico, com rejeitos por vezes indetermináveis. Como a maior parte dos afloramentos na área constitui lajedos, uma interpretação mais fiel da cinemática das falhas fica dificultada. Apesar disto, a grande maioria das falhas analisadas indica movimentação inversa, em alguns pontos constituindo verdadeiros *duplexes* (Fig. 9C). Na Figura 9D estão plotadas as direções das falhas encontradas. A determinação dos mergulhos dos planos foi muitas vezes impossibilitada pela ausência de tridimensionalidade nos afloramentos.

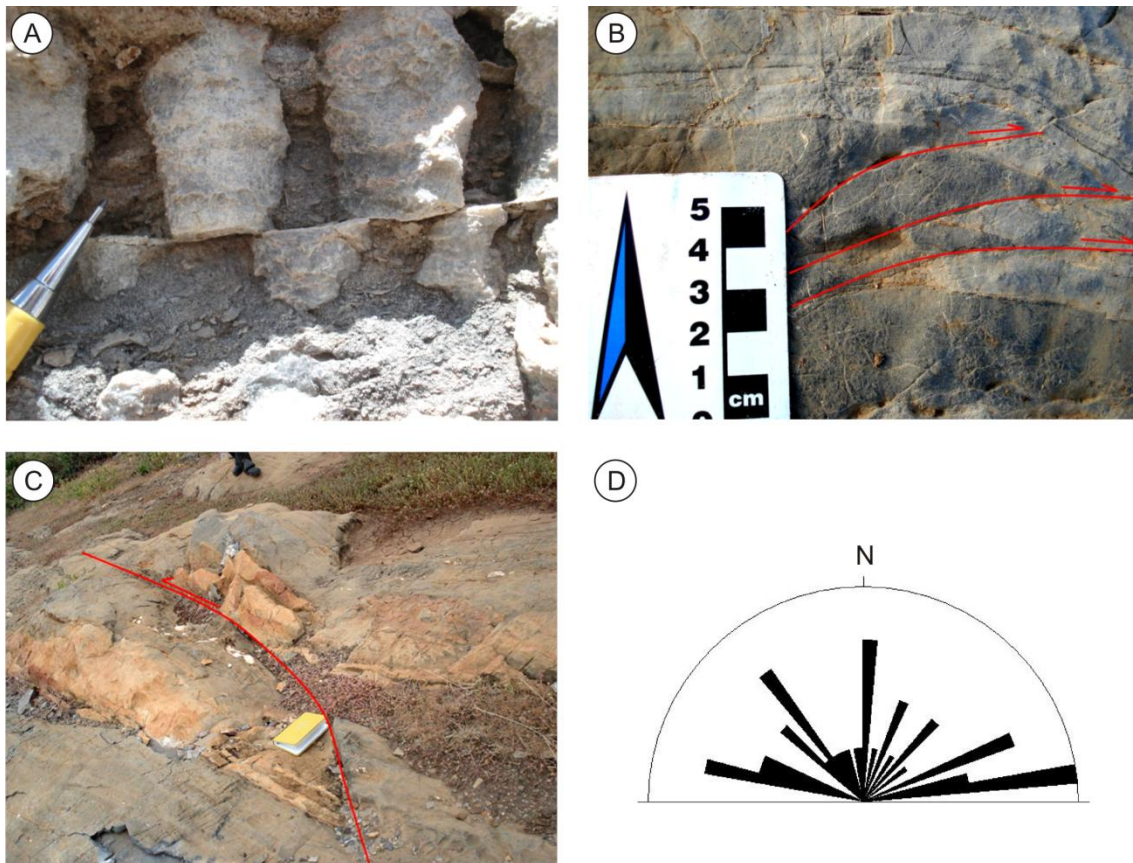


Figura 9. (A) Falha de rejeito centimétrico em estromatólito colunar; (B) Leque imbricado de falhas inversas de rejeito centimétrico em calcarenito; (C) Duplex de porte métrico em calcarenito; (D) Diagrama de roseta exibindo as direções de falhas encontradas. $N = 38$, classes de 5°.

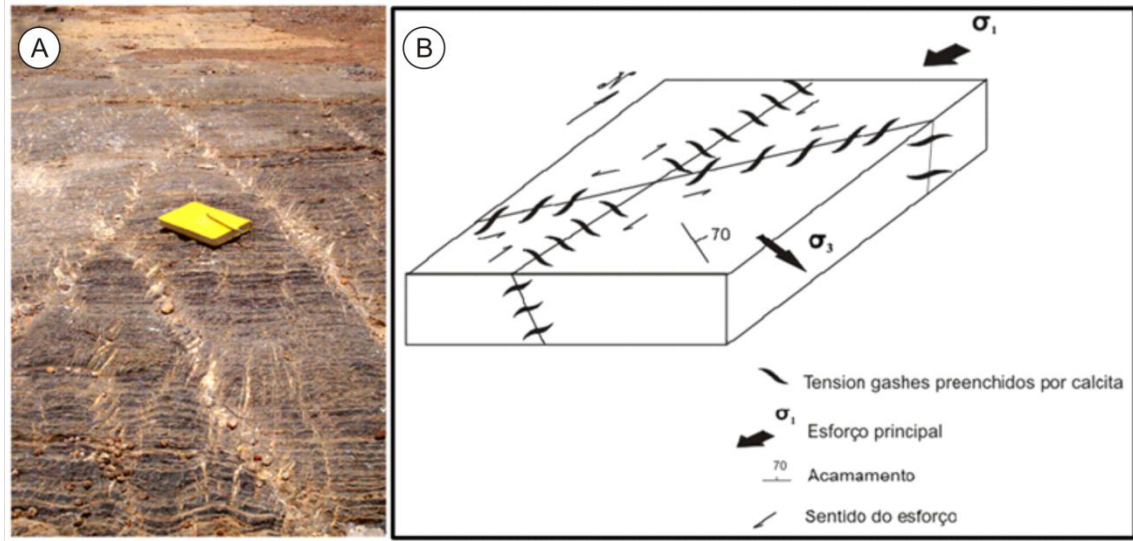


Figura 10. (A) Par de zonas de cisalhamento marcadas por tension gashes; (B) Arranjo espacial de zonas de cisalhamento dúctil-rúptil, com tension gashes preenchidos por calcita em calcilito, região de João Dourado.

Grandes zonas de cisalhamento inversas ocorrem nas porções norte e sul da área estudada (vide Fig. 1). Os locais indicados apresentam fortes lineamentos estruturais, topográficos e geofísicos, e em campo verifica-se intensa deformação das rochas e constante ocorrência de níveis silicosos injetados no carbonato, com desenvolvimento local de brechas. De acordo com os dados estruturais coletados próximos a estas zonas, pode-se estimar para estas estruturas um mergulho superior a 50°.

É freqüente a existência de pequenas zonas de cisalhamento dúctil-rúptil, definidas por estruturas do tipo *tension gashes* (Fig. 10A). Localmente estas zonas ocorrem configurando pares conjugados, permitindo a determinação aproximada da direção de σ_1 durante a deformação. As estruturas indicam um esforço na direção NNE-SSW, compatível com a fase de geração das dobras D_1 (Fig. 10B).

Veios ocorrem em profusão por toda a área estudada, sem orientação preferencial. Em sua maioria apresentam-se preenchidos por calcita branca e localmente por quartzo, e pontualmente foram encontrados cristais de fluorita associados.

Estruturas de dissolução ocorrem com freqüência, e são representadas por estilólitos e vênulas entrelaçadas. Os estilólitos apresentam amplitudes variando de milímetros a decímetros, e por vezes colocam diferentes litotipos em contato, indicando dissolução de um volume significativo de rocha (Fig. 11). Em lâmina delgada foram observados ângulos de aproximadamente 20° e outros em torno de 60° com o acamamento, possivelmente relacionados à D_1 e D_2 , respectivamente. As relações de corte encontradas indicam a existência de pelo menos duas gerações de estilólitos distintas, com pelo menos uma delas anterior à deformação.

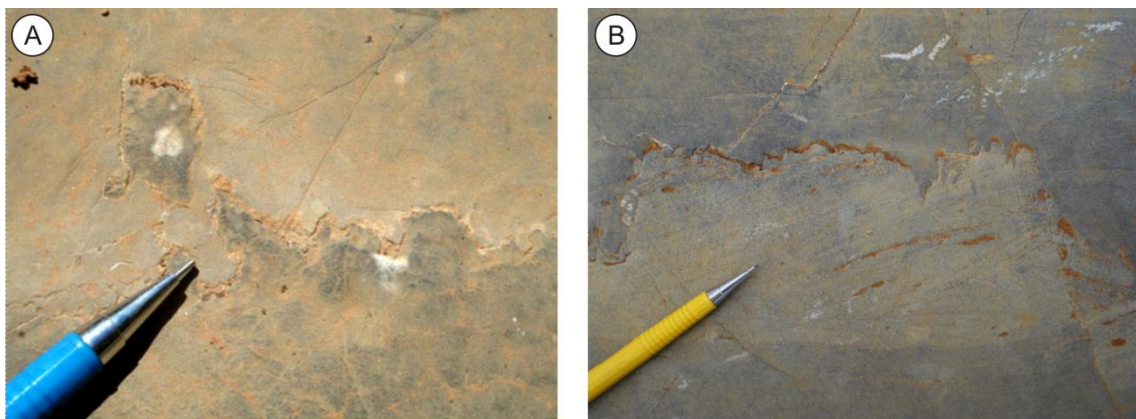


Figura 11. (A) Estilólito muito desenvolvido, isolando porção de calcarenito (mais escuro) em meio a calcilito (mais claro). (B) Estilólito colocando em contato calcissilito (mais escuro) e calcarenite fino com estratificações cruzadas (mais claro).

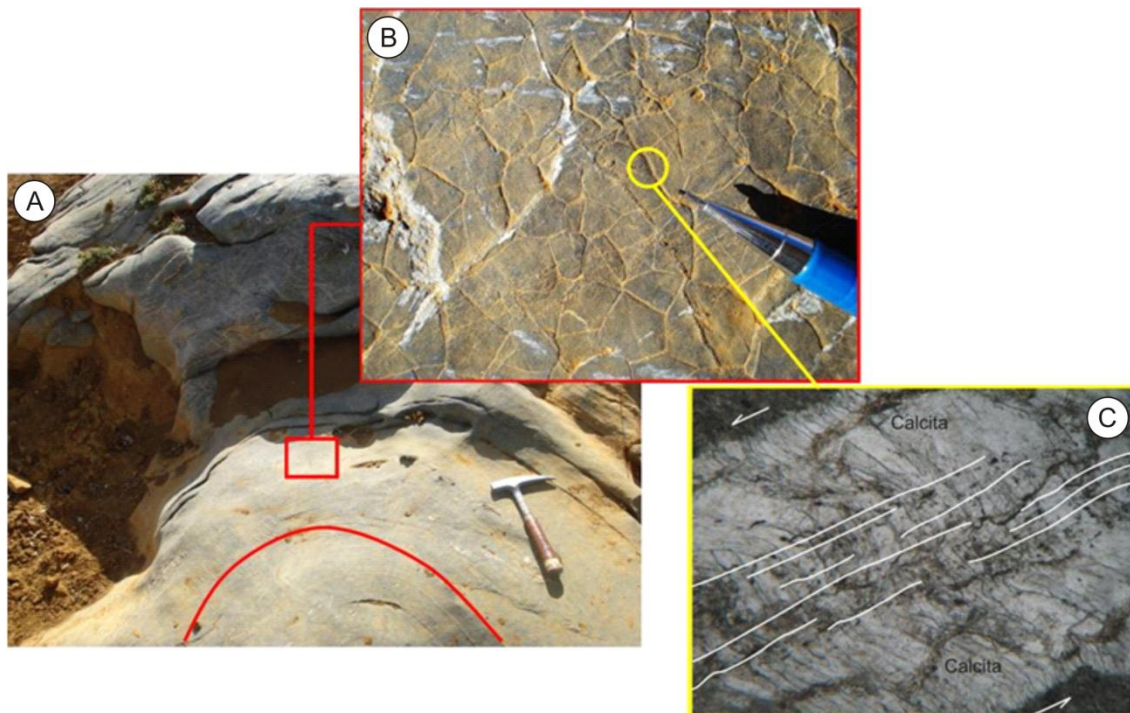


Figura 12. (A) Localização do calcarenito fino com “clivagem reticulada” em charneira de dobra; (B) Detalhe da textura; (C) Fotomicrografia mostrando níveis de calcita com feições de cisalhamento. Aumento 2,5 X, nicóis paralelos.

Finalmente, é importante ressaltar a ocorrência local de calcarenito fino/calcissiltito com uma enigmática “clivagem reticulada”, cujo significado estrutural e mecanismo genético permanecem obscuros. Macroscopicamente, a estrutura se caracteriza como uma junção de poliedros unidos por vênulas de calcita. Em lâmina delgada observa-se entre os poliedros calcita fitada exibindo feições de cisalhamento. A estrutura foi observada na zona de charneira de uma dobra isoclinal de porte métrico (Fig. 12).

4. DISCUSSÃO

A análise do acervo estrutural encontrado permite algumas considerações a respeito da evolução tectônica e deformacional, tanto no âmbito local quanto regional.

A deformação ocorre segundo duas direções principais, aproximadamente ortogonais, representadas majoritariamente pelos sistemas de dobramentos D_1 e D_2 . As relações de corte observadas, tais como dobras D_1 cortadas por S_2 , sugerem que as dobras D_1 foram geradas antes das D_2 . Além disso, os eixos das dobras D_2 apresentam caimentos, via de regra, mais altos que os das dobras D_1 , o que pode indicar que o dobramento aconteceu sobre um pacote de rochas já estruturado em alto ângulo. Isso implica em pelo menos duas etapas deformacionais, mas não necessariamente em dois eventos distintos. Interferências entre dobras, como observadas na área, podem ser geradas através de um esforço unidirecional, em

situações de confinamento ou mesmo quando anteparos mecânicos influem na deformação. Considerando a existência de um único esforço de norte para sul, a geometria em “V” da bacia poderia prover uma situação de confinamento que resultaria em dobramentos em direções distintas. A hipótese de uma evolução polifásica, no entanto, não pode ser desconsiderada.

O dobramento flexural parece ter sido o principal mecanismo deformacional atuante região. Sua atuação é sugerida pelos constantes indícios de deslizamento interestratal nas porções dobradas, observados macro e microscopicamente. A deformação parece ter ocorrido predominantemente em regime dúctil-rúptil, devido à expressividade dos dobramentos em detrimento das estruturas rúpteis. Estas, por sua dispersão direcional, não parecem ter tido papel importante no desenvolvimento da deformação, devendo representar apenas estruturas de compensação ou colapso pós-tectônico.

Tendo em vista o modelo de abertura da bacia defendido por Souza *et al.* (1993), as grandes zonas de cisalhamento dúctil inversas que ocorrem na área podem representar a reativação de falhas normais, o que de certa forma explicaria seus ângulos relativamente mais elevados. A estruturação pretérita da bacia em falhas normais de direção aproximadamente EW é indicada pelo padrão de anomalias gravimétricas *Bouger*, como proposto por Lagoeiro (1990), que também postula a reativação de algumas destas estruturas. Tal discussão, no

entanto, carece de dados a cunho regional, e, se possível, de estudos diretos sobre as rochas do embasamento da bacia, não aflorantes na área estudada. Outra explicação para os altos mergulhos pode ser a rotação de estruturas já desativadas, através da propagação dos esforços em modelo *piggyback*, que poderia originar um leque imbricado com estruturas inversas progressivamente de mais alto ângulo em direção ao norte.

Ressalta-se ainda a importância dos processos de dissolução dos carbonatos, que, em conjunto podem ser responsáveis pela redução de volumes consideráveis de rocha, participando de maneira significativa na evolução estrutural da região.

5. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem aos amigos Maximiliano Martins, Ricardo Diniz da Costa, Luiz Guilherme Knauer e Júlio Sanglard pelas valiosas discussões. À Votorantim Metais, na figura dos geólogos Juliano Maciel e Francisco R. Abreu "Bentivi" pelo suporte financeiro e à Coffey Minning, na figura do geólogo Miguel D. Martins, pelo apoio logístico.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim F. F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C. D. R., Brito-Neves B. B. (org.) *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, p.17-35.
- Barbosa J.S.F. & Dominguez J.M.L. 1996. Geologia da Bahia: texto explicativo para o mapa geológico ao milionésimo. Escala 1: 1.000.000. Salvador, Secretaria da Indústria, Comércio e Mineração. Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, 382 p.
- Bomfim L. F. C., Rocha A. J. D., Pedreira A. J., Moraes Filho J. C., Guimarães J. T., Tesch N. A. 1985. Projeto Bacia de Irecê. Relatório Final. Salvador, CPRM. Três volumes. Contrato CPRM/SME/CPM.
- Brito-Neves B. B. 1967. Geologia das Folhas de Upamirim e Morro do Chapéu. Recife, CONESP, Rel. 17, 53p.
- Dalton de Souza J., Kosin M., Melo R.C., Santos R. A., Teixeira L. R., Sampaio A. R., Guimarães J. T., Vieira Bento R., Borges V. P., Martins A. A. M., Arcanjo J. B., Loureiro H. S. C., Angelim L. A. A. 2003. Mapa geológico do Estado da Bahia – Escala 1:1.000.000. Salvador: CPRM, 2003. Versão 1.1. Programas Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo e Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Convênio de Cooperação e Apoio Técnico-Científico CBPM/CPRM.
- Danderfer Filho A. 1990. *Análise Estrutural Descritiva e Cinemática do Supergrupo Espinhaço na Região da Chapada Diamantina, Bahia, Brasil*. Dissertação de Mestrado. UFOP, Ouro Preto. 99p.
- Danderfer Filho A., Lagoeiro L. E. & Alkmim F. F. 1993. O Sistema de dobramentos e empurrões da Chapada Diamantina (BA): Registro da inversão do Aulacógeno do Espinhaço no decorrer do Evento Brasileiro. In: SBG, II Simpósio sobre o Cráton São Francisco - Evolução Tectônica e Metalogenética, Anais, p. 197-199.
- Dominguez J.M.L. 1993. As Coberturas do Cráton do São Francisco: Uma Abordagem do Ponto de Vista da Análise das Bacias. In: J.M.L. Dominguez & A. Misi (eds) *O Cráton do São Francisco*. SGM, p. 137-159.
- Figueiredo, F. T. 2008. *Fácies sedimentares e proveniência da Formação Bebedouro, Neoproterozóico (BA)*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 121 p.
- Fragoso D. G. C., Reis H. L. S., Kuchenbecker M. 2008. *Mapeamento Geológico da região de Irecê-Lapão (BA): Registros de uma rampa carbonática neoproterozóica*. Trabalho de Graduação. Universidade Federal de Minas Gerais. 109p.
- Guimarães J.T. 1996. *A Formação Bebedouro no Estado da Bahia: Faciologia, estratigrafia e ambientes de sedimentação*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. 146 p.
- Inda H.A.V. & Barbosa, J.F. 1978. Texto explicativo para o Mapa Geológico do Estado da Bahia, Escala 1:1.000.000. Salvador, CPM-SME BA/CBPM, 137p.
- Lagoeiro L.E. 1990. *Estudo da deformação nas seqüências carbonáticas do Grupo Una, na região de Irecê, Bahia*. Dissertação de Mestrado, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 105 p.
- Pedreira A.J. 1994. *O Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina centro-oriental, Bahia: Sedimentologia, Estratigrafia e Tectônica*. Tese de Doutorado, Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo. 126p.
- Pedreira A.J., Rocha A.J.D., Costa I.V.G., Moraes Filho, J.C. 1987. Projeto Bacia de Irecê II. Relatório final. Salvador: CPRM.
- Rocha G.M.F. & Dominguez J.M.L. 1993. As fases de deformação brasileira atuantes nos Supergrupos Espinhaço e São Francisco no estado da Bahia. In: SBG, II Simpósio sobre o Cráton São Francisco - Evolução Tectônica e Metalogenética, Anais, p. 200-204.
- Souza S.L., Brito P.C.R., Silva R.W.S. 1993. Estratigrafia, Sedimentologia e Recursos Minerais da Formação Salitre na Bacia de Irecê, Bahia. Salvador, CBPM, Série Arquivos Abertos 2: 36p.