



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO:
GEOLOGIA MARINHA, COSTEIRA E SEDIMENTAR

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**RECONSTRUÇÃO DE PALEOESTRESSE NA ZONA DE
ACOMODAÇÃO ITANAGRA – ARAÇÁS, NE DA BACIA DO
RECÔNCAVO, BRASIL**

ANÍBAL RAMOS DIAS NETO

SALVADOR

2017

**RECONSTRUÇÃO DE PALEOESTRESSE NA ZONA DE
ACOMODAÇÃO ITANAGRA – ARAÇÁS, NE DA BACIA DO
RECÔNCAVO, BRASIL**

Aníbal Ramos Dias Neto

Orientador : Prof. Dr. Luiz César Corrêa-Gomes

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia como requisito parcial à obtenção do Título de Mestre em Geologia, Área de Concentração: Geologia Marinha, Costeira e Sedimentar.

SALVADOR

2017

ANÍBAL RAMOS DIAS NETO

**RECONSTRUÇÃO DE PALEOESTRESSE NA ZONA DE
ACOMODAÇÃO ITANAGRA – ARAÇÁS, NE DA BACIA DO
RECÔNCAVO, BRASIL**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal da Bahia, como requisito para a obtenção do Grau de Mestre em Geologia na área de concentração em Geologia Marinha, Costeira e Sedimentar, em 11/07/2017.

DISSERTAÇÃO APROVADA PELA BANCA EXAMINADORA:

Dr. Luiz César Corrêa-Gomes
Orientador – PPPGG/UFBA

Dr. Carlson de Matos Maia Leite
Examinador Externo – Petrobrás

Dr. Idney Cavalcanti da Silva
Examinador Externo – Faculdade Ruy Barbosa/Unijorge

Salvador – BA
2017

AGRADECIMENTOS

Esse estudo foi financiado pela Fapex (Fundação de Apoio à Pesquisa e à Extensão), no contexto do projeto Rife – BA II. Agradeço as colaborações feitas pelos funcionários do projeto Rife – BA II, Abraão, Reinaldo e Leila e pelas contribuições dos colegas que estiveram nas campanhas de campo, Ramena Romero, Carlos Amorim e Luiz César Corrêa-Gomes. Agradeço ainda aos que contribuíram para a formatação e correções do formato final do projeto, Idney Cavalcanti, Isa Veiga, Paulo Benevides Filho, Alexandre Pinho, Raphael Vieira Filho, Daniela Neri e João Behrens. Os resultados científicos apresentados foram obtidos usando o *Win-Tensor*, um *software* desenvolvido pelo Dr. Damien Delvaux, *Royal Museum for Central Africa*, Tervuren, Bélgica.

RESUMO

No decorrer das últimas décadas tem ficado claro o quão importante é o conhecimento das mudanças nos campos de estresse atuantes em ambientes extensionais do tipo rifte, haja vista que estes campos de estresse são, comprovadamente, fator importante que controla e/ou resulta dos processos de rifteamento. O objetivo deste trabalho é estudar as mudanças dos campos de paleoestresse no tempo, na Zona de Acomodação Itanagra – Araçás (ZAIA), NE da Bacia do Recôncavo, Brasil. Foram investigadas as cinemáticas de falhas, em escala de afloramento, para identificar a diversidade de estados de paleoestresse responsáveis pelos padrões de deformação observados. Para isso foram combinadas diferentes abordagens gráficas e numéricas para separar os grupos de dados de deslizamento de falhas homogêneos e estimar seus tensores de estresse reduzidos associados. Um tensor de estresse reduzido é composto pelas orientações dos três eixos de tensores principais σ_1 , σ_2 , σ_3 e a razão da diferença entre os tensores principais, $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$. O presente estudo evidencia uma evolução dinâmica polifásica na Zona de Acomodação Itanagra – Araçás. Significativamente sob regime extensional (σ_1 vertical), com a orientação do eixo horizontal mínimo ($S_{\text{hmin}} = \sigma_3$) NW –SE. Ocorrem também, de maneira local, estruturas geradas em regime transcorrente (σ_2 vertical), com eixo horizontal principal ($S_{\text{Hmáx}} = \sigma_1$) N – S, que podem ser cronologicamente hierarquizadas como uma fase tardia à fase principal, extensional. Grande parte dos estados de estresse calculados, não apresenta nenhum dos eixos principais de tensores verticalizado (caimento $> 70^\circ$). Esses estados de paleoestresse oblíquos/não-Andersonianos podem ter sido gerados, entre outros fatores possíveis, por basculamento de blocos e conseqüente rotação das estruturas. Fenômeno que deve ter ocorrido entre a fase extensional (inicial) e a transcorrente tardia.

Palavras-chave: Reconstrução de Paleoestresse; Zona de Acomodação Itanagra-Araçás; Bacia do Recôncavo; Rifte.

ABSTRACT

Through the last few decades it is getting clear to the geological community how important is to acknowledge the changes on stress fields acting on extensional environments such as rift basins, mainly since it was established that this intraplate stress fields are, an important controlling/resulting factor of the rifting processes. This project aims at unfolding the paleostress states changes in time for the Itanagra – Araçás Accommodation Zone (ZAIA), NE Recôncavo Basin, Brazil. It was investigated the kinematics of outcrop-scale faults to derive the diversity of paleostress states responsible for the observed strain. For this purpose, different graphical and numerical approaches were combined to separate homogeneous fault-slip data sets and estimate the associated reduced stress tensors. A reduced stress tensor consists of the orientations of the three principal stress axes with $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$, and the ratio of principal stress differences, $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$. The present study gives evidence for a polyphasic dynamic evolution on the Itanagra – Araçás Accommodation Zone, significantly under extensional regime (σ_1 vertical), with the minimum horizontal stress ($S_{h \min} = \sigma_3$) oriented at NW-SE. Locally it was identified structures generated under Wrench regime (σ_2 vertical) with maximum horizontal stress ($S_{H \max} = \sigma_1$) oriented N-S, that can be chronologically ranked as an later phase relatively to the principal extensional phase. For a large number of estimated stress states, none of the principal stress axes are vertical (plunge $\geq 70^\circ$). These oblique/non-Andersonian paleostress states may have been generated, among other possible factors, by tilting of blocks and consequent rotation of structures. Phenomenon that must have occurred between the extensional (initial) phase and the late strike-slip phase.

Keywords: Paleostress Reconstruction; Itanagra-Araçás Accommodation Zone; Recôncavo Basin; Rift

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO GERAL.....	8
CAPÍTULO 2 - ARTIGO: RECONSTRUÇÃO DE PALEOESTRESSE NA ZONA DE ACOMODAÇÃO ITANAGRA – ARAÇÁS, NE DA BACIA DO RECÔNCAVO, BRASIL.....	10
CAPÍTULO 3 – CONCLUSÕES.....	43
APÊNDICE A – DETALHAMENTO DO MÉTODO DE TRABALHO DESENVOLVIDO.....	45
ANEXO A- REGRAS DE FORMATAÇÃO DA REVISTA GEOLOGIA USP. SÉRIE CIENTÍFICA.....	52

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO GERAL

A história geodinâmica de uma região é arquivada em seu registro geológico, que por sua vez pode refletir padrões de deformação que podem ser relacionados casualmente a certas configurações de paleoestresse (Sippel et al., 2010). Baseados nesta premissa diversos métodos de inversão, como são conhecidas estas ferramentas que permitem, a partir da análise dos deslizamentos em falhas e fraturas, determinar a configuração do campo de esforços que as gerou, vem sendo desenvolvidos e aprimorados desde o começo do século. Com as contribuições iniciais de Ernest Masson Anderson, passando pelos trabalhos desenvolvidos na França nas décadas de 80 e 90, por cientistas como Jacques Angelier e Arnaud Etchecopar, entre outros, até contribuições recentes a respeito dos mais diversos ambientes por todo o mundo. O crescente interesse da comunidade geocientífica pelos assuntos que concernem esforços crustais pode ser observado pelo crescimento exponencial do banco de dados do *Projeto World Stress Map*. Um projeto que visa mapear as configurações dos esforços crustais, a partir do Quaternário, no planeta e que dobrou a quantidade de dados anexados ao seu acervo, desde seu último lançamento em 2008 até a versão mais recente do mapa lançada em 2016.

A Bacia do Recôncavo (BR), localizada no nordeste do Brasil, representa uma província geológica Neo - Jurássica / Eo – Cretácea (140 Ma) formada quando dos esforços iniciais de ruptura do supercontinente Gondwana, que culminaram no estabelecimento do oceano Atlântico Sul (Szatmari et al., 1985). Essa bacia, de eixo longitudinal NE-SW, é segmentada por zonas de acomodação transversais, orientadas na direção NW-SE, dentre elas a Zona de Acomodação Itanagra-Araçás, objeto deste estudo. Esta estrutura localizada na porção NE da Bacia do Recôncavo foi pouco estudada, existindo a respeito dela poucas informações. Os trabalhos existentes tratam principalmente dos aspectos geométricos e cinemáticos desta zona (Melo, 1970; Netto et al., 1984; PETROBRÁS, 1985a; Milani, 1987; Milani e Davison, 1988; Santos et al., 1990; Magnavita, 1992; Destro, 2002). Com efeito, permanecem questões a serem abordadas como: De que maneira atuaram os campos de tensão na evolução da Zona de Acomodação Itanagra-Araçás ? De que forma essa configuração de paleoestresse se relaciona com os modelos dinâmicos apresentados para a Bacia do Recôncavo como um todo?.

Os dados gerados neste trabalho pretendem contribuir para elucidar estas questões inconclusas. O objetivo deste estudo é investigar as variações espaciais e temporais dos campos de estresse atuantes na Zona de Acomodação Itanagra – Araçás. Para isso, foram avaliados ao longo de toda a área de estudo padrões de estruturas planares rúpteis, como fraturas e falhas estriadas (com sentido de movimento conhecido), baseando-se no pressuposto de que, a direção de deslizamento registrada nestas estruturas (inferida a partir de características como estrias) representa a componente cisalhante do estresse, τ_{max} , projetada ao longo do respectivo plano de falha (Hipótese Wallace-Bott) (Wallace, 1951; Bott, 1959). Partindo dessa premissa é possível calcular as quatro componentes do chamado Tensor de Estresse Reduzido: (i) As orientações dos três eixos de tensores principais, mutuamente perpendiculares, σ_1 , σ_2 e σ_3 ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$) e (ii) A razão da diferença dos tensores principais, $\Phi = (\sigma_2 \cdot \sigma_3) / (\sigma_1 \cdot \sigma_3)$, ($0 \leq \Phi \leq 1$). Para a obtenção destes elementos foi aplicado em cada um dos afloramentos investigados, para o conjunto de estruturas identificado em cada um deles, uma versão desenvolvida do método dos Diedros Retos de Angelier e Mechler (1977) (*Improved Right Dihedron Method*), associado a um método numérico de otimização

rotacional (*Rotational Optimization Method*), através do *software* TENSOR (Delvaux, 1993a).

Os resultados obtidos neste trabalho estão apresentados em forma de um artigo, a ser submetido à revista *Geologia USP. Série Científica*.

REFERÊNCIAS

- Angelier, J., Mechler, P. (1977). *Sur une method graphique de recherché des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: le method des dièdres droits*. Bull. Soc. Géol. Fr. 7 (19), 1309-1318.
- Bott, M.H.P. (1959). *The mechanisms of oblique slip faulting*. Geol. Mag. 96, 109-117.
- Delvaux, D. (1993a). *The Tensor program for paleostress reconstruction: Examples from the east African and the Baikal rift zones*. Terra Nova, 5, 216.
- Destro, N. (2002). *Falhas de Alívio e de Transferência: O significado tectônico e econômico no rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá, NE Brasil*. 173f. Tese (Doutorado em evolução Crustal e Recursos Naturais) – Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.
- Magnavita, L.P. (1992). *Geometry and Kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, NE, Brazil*. 493f. Tese (PhD) Department of Earth Sciences, University of Oxford, Oxford.
- Melo, U. (1970). A possível ocorrência de falhas de deslocamento horizontal no Recôncavo. PETROBRÁS Int. Rep. No. 108-3581, Salvador, 6p, unpubl.
- Milani, E.J. (1987). *Aspectos da evolução tectônica das bacias do Recôncavo e Tucano Su, Bahia, Brasil*. Série Ciência-Técnica-Petróleo, Seção: Exploração de Petróleo, PETROBRÁS/CENPES, 18, 61p.
- Milani, E.J. and Davison, I. (1988). *Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, Northeast Brazil*. Tectonophysics, 154, 41-70.
- Netto, A.S.T., Braga, J.A.E., Bruhn, C.H.L., Magnavita, L.P., Oliveira J.J., Agle, H., Ribeiro, J.C. (1984). Prospectos estratigráficos do Recôncavo. PETROBRÁS Int. Rep. No. 108-5680, Salvador, 83p, unpubl.
- Petrobrás. (1985a). *Mapa do Arcabouço Estrutural das Bacias do Recôncavo e Tucano Sul*. Escala 1:250.000, Salvador, unpubl.
- Santos, C.F. and Braga, J.A.E. (1990). *O estado da arte da bacia do Recôncavo*. Boletim de Geociências da Petrobrás, 4(1), 35-43.
- Sippel, J., Saintot, A., Heeremans, M., Scheck-Wenderoth, M. (2010). *Paleostress field reconstruction in the Oslo region*. Marine and Petroleum Geology, 27, 682-708.
- Szatmari, P., Milani, E.J., Lana, M. da C., Conceição, J.C.J., Lobo, A.P. (1985). *How south atlantic riftng affects Brazilian oil reserves distribution*. Oil and Gas Journal, Jan 14, 107-113.
- Wallace, R.E. (1951). *Geometry of shearing stress and relation to faulting*. Journal of Geology, 59(2), 118-130.

CAPÍTULO 2

RECONSTRUÇÃO DE PALEOESTRESSE NA ZONA DE ACOMODAÇÃO ITANAGRA-ARAÇÁS, NE DA BACIA DO RECÔNCAVO, BRASIL

Resumo

No decorrer das últimas décadas tem ficado claro o quão importante é o conhecimento das mudanças nos campos de estresse atuantes em ambientes extensionais do tipo rifte, haja vista que estes campos de estresse são, comprovadamente, fator importante que controla e/ou resulta dos processos de rifteamento. O objetivo deste trabalho é estudar as mudanças dos campos de paleoestresse no tempo, na Zona de Acomodação Itanagra – Araçás (ZAIA), NE da Bacia do Recôncavo, Brasil. Foram investigadas as cinemáticas de falhas, em escala de afloramento, para identificar a diversidade de estados de paleoestresse responsáveis pelos padrões de deformação observados. Para isso foram combinadas diferentes abordagens gráficas e numéricas para separar os grupos de dados de deslizamento de falhas homogêneos e estimar seus tensores de estresse reduzidos associados. Um tensor de estresse reduzido é composto pelas orientações dos três eixos de tensores principais σ_1 , σ_2 , σ_3 e a razão da diferença entre os tensores principais, $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$. O presente estudo evidencia uma evolução dinâmica polifásica na Zona de Acomodação Itanagra – Araçás. Significativamente sob regime extensional (σ_1 vertical), com a orientação do eixo horizontal mínimo ($S_{hmin} = \sigma_3$) NW –SE. Ocorrem também, de maneira local, estruturas geradas em regime transcorrente (σ_2 vertical), com eixo horizontal principal ($S_{Hmáx} = \sigma_1$) N – S, que podem ser cronologicamente hierarquizadas como uma fase tardia à fase principal, extensional. Grande parte dos estados de estresse calculados, não apresenta nenhum dos eixos principais de tensores verticalizado (caimento $> 70^\circ$). Esses estados de paleoestresse oblíquos/não-Andersonianos podem ter sido gerados, entre outros fatores possíveis, por basculamento de blocos e consequente rotação das estruturas. Fenômeno que deve ter ocorrido entre a fase extensional (inicial) e a transcorrente tardia.

Palavras-chave: Reconstrução de paleoestresse; Zona de acomodação Itanagra-Araçás; Bacia do Recôncavo; Rifte.

INTRODUÇÃO

Diversos estudos tem mostrado a importância do uso da ferramenta da reconstrução de paleoestresse como uma maneira de acessar a configuração dos campos de tensão que atuam ou atuaram na crosta, para a formação dos mais diversos ambientes geológicos do planeta (Heidbach et al. 2010; Lisle et al. 2006). No que diz respeito às bacias sedimentares, desde que foi demonstrado que a relação entre a resistência litosférica (reologia) e os estresses aplicados são fatores primordiais no controle da origem e evolução das bacias (Zoback et al., 1993) e que elementos como subsidência, estratigrafia e arquitetura, tanto em bacias extensionais quanto em compressionais, são significativamente controlados pelas variações dos regimes tectônicos das placas e pelos campos de estresse associados (Cloetingh e Kooi, 1992; Cloetingh et al., 1993) ficou claro como essa ferramenta incorpora elementos fundamentais para o conhecimento da história evolutiva dos ambientes bacinais.

A Bacia do Recôncavo (BR), localizada no nordeste do Brasil, compõe a parte sul do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ), uma província geológica Neo - Jurássica / Eo - Cretácea (140Ma) formada quando dos esforços iniciais de ruptura do supercontinente Gondwana, que culminaram no estabelecimento do oceano Atlântico Sul (Sztamari et al., 1985). Orientada segundo um eixo longitudinal NE-SW, a bacia é segmentada por zonas de acomodação transversais, orientadas na direção NW-SE (Figura 1), dentre elas a Zona de Acomodação Itanagra-Araçás, que foi estudada geométrica e cinematicamente pela PETROBRÁS (1985a) e por diversos autores (Melo, 1970; Netto et al., 1984; Milani, 1987; Milani e Davison, 1988; Santos et al., 1990; Magnavita, 1992; Destro, 2002). Apesar destes estudos, algumas questões permanecem não resolvidas: Como atuaram os campos de tensão na evolução da Zona de Acomodação Itanagra-Araçás ? De que maneira essa configuração de paleoestresse se relaciona com os modelos dinâmicos apresentados para a bacia do Recôncavo como um todo?

O presente estudo tem por objetivo acessar quais campos de paleoestresse controlaram a evolução da Zona de Acomodação Itanagra-Araçás. Com esse propósito, foram avaliados ao longo de toda a área de estudo padrões de estruturas planares rúpteis, como fraturas e falhas estriadas (com sentido de movimento conhecido), baseando-se no pressuposto de que, a direção de deslizamento registrada nestas estruturas (inferida a partir de características como estrias) representa a componente cisalhante do estresse, τ_{max} , projetada ao longo do respectivo plano de falha (Hipótese Wallace-Bott) (Wallace, 1951; Bott, 1959). Ao serem considerados os dados de deslizamento de um grupo cinematicamente homogêneo de falhas (dados de deslizamento de falhas incorporam: direção e mergulho do plano de falha, direção e caimento da estria contida no plano e o sentido de movimento deste mesmo plano) é possível calcular seu “Tensor de Estresse Reduzido” correspondente, que compreende: (i) As orientações dos três eixos de tensores principais, mutuamente perpendiculares, σ_1 , σ_2 e σ_3 ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$) e (ii) A razão da diferença dos tensores principais, $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$, ($0 \leq \Phi \leq 1$) (Angelier, 1989; Carey e Brunier, 1974).

Para o cálculo dos tensores de estresse reduzidos, foi utilizada uma versão desenvolvida do método dos Diedros Retos de Angelier e Mechler (1977) (*Improved Right Dihedron Method*), associado a um método numérico de otimização rotacional (*Rotational Optimization Method*), através do *software* TENSOR (Delvaux, 1993a), haja vista que estes métodos vêm se mostrando eficientes para o estudo de populações de falhas heterogêneas (polifásicas). Como exemplo do emprego deste método nos mais diversos ambientes do planeta, podem-se destacar: Rifte do leste africano (Delvaux et al., 1992; Delvaux, 1993b; Delvaux, 1997a); Rifte do lago Baikal (Delvaux et al., 1995b; Petit et al., 1996; San'kov et al., 1997); Rifte de Oslo (Hereemans et al., 1996) e Rifte do Mar Morto (Zain Eldeen et al. 2002).

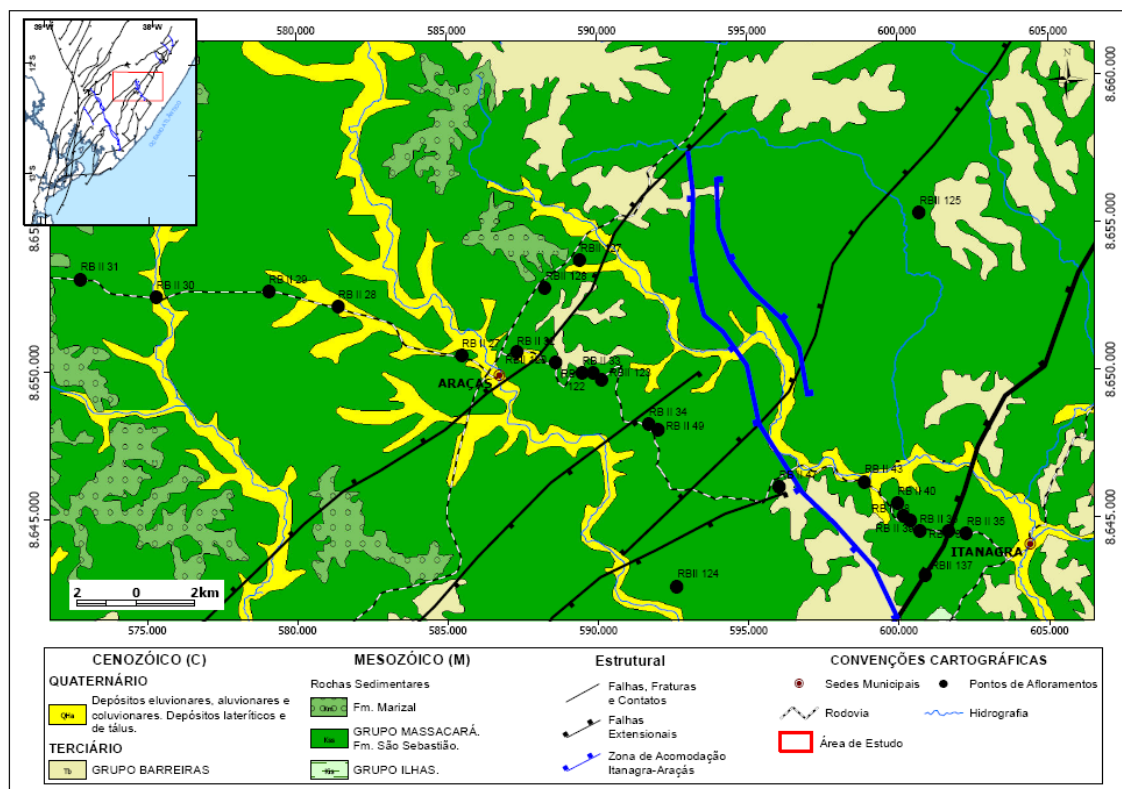


Figura 2: Mapa de localização dos afloramentos visitados.

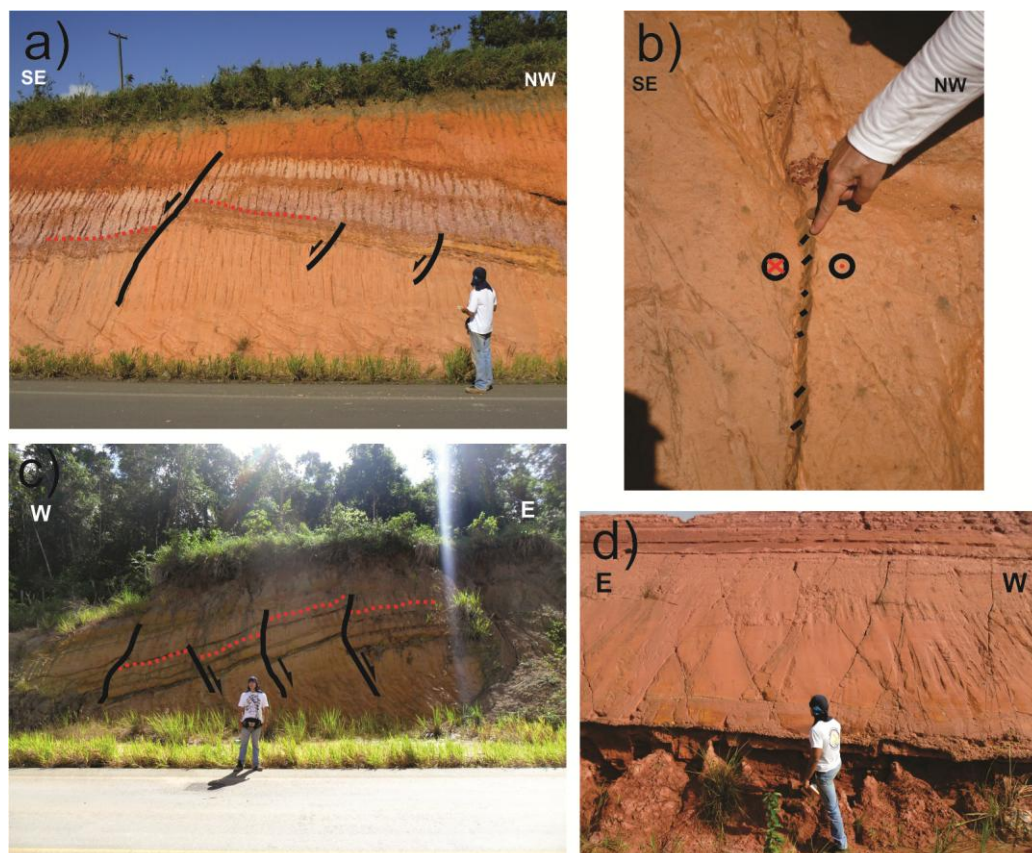


Figura 3: Fotos de campo ilustrando as características estruturais, e sedimentológicas do Grupo Massacará na área de estudo. a) Falhas normais em intercalação de arenitos e argilitos do afloramento RBII-37. b) Exposição de plano de falha com estrias de baixo rake, e cinemática dextral. Afloramento RBII-37. c) Sets de falhas normais em arenito do afloramento RBII-38. d) Pares conjugados em arenitos do afloramento RBII-32.

Diversos autores tentaram criar modelos que explicassem a evolução tectônica do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (RRTJ), dentre estes modelos podem ser citados: O modelo da Microplaca, proposto por Szartmari et al. (1984) e Szartimari et al. (1985), que se baseou no esquema de Rabinowitz e LaBrecque (1979); O modelo do Megacisalhamento, de Cohen (1985); Modelo do Descolamento (Ussami, 1986 e Ussami et al., 1986) e o modelo do Descolamento Duplo (Castro Jr, 1987). Embora todas estas propostas tenham contribuído para o desenvolvimento do conhecimento a respeito da área, Magnavita (1992) mostrou que alguns aspectos da evolução tectônica do Rifte Recôncavo – Tucano - Jatobá não haviam sido completamente abordados por estes modelos, desta maneira, o mesmo autor propôs a aplicação do modelo de Kuszniir e Egan (1989) e Kuszniir et al. (1991) (modelo do Balanço Flexural – *Flexural Cantilever Model*) para explicar a evolução do RRTJ. Esse modelo de extensão continental acopla cisalhamento simples e cisalhamento puro. Segundo estes autores os esforços extensivos continentais são acomodados na crosta superior por afinamento e geração de falhas, em condições de cisalhamento simples, enquanto que a crosta inferior e o manto litosférico se deformam plasticamente, por cisalhamento puro (Figura 4). Desde que este modelo foi aplicado ao RRTJ, tem sido amplamente aceito pela comunidade científica.

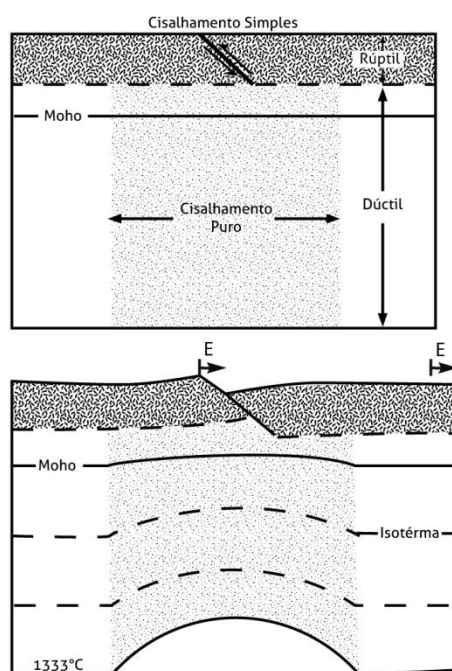


Figura 4: Modelo do Balanço Flexural. Extensão litosférica acomodada por falhas (cisalhamento simples) na crosta superior e por cisalhamento puro na crosta inferior e manto, resultando em afinamento crustal e perturbação no campo térmico devido aos cisalhamentos simples e puro. (Magnavita, 1992, adaptado de Kuszniir et al., 1991).

Dentre os elementos necessários ao entendimento da evolução tectônica de uma bacia tipo rifte, e das características do seu arcabouço estrutural e arquitetura estratigráfica, destaca-se a importância de determinar quais as características dos esforços distensivos que atuaram durante a história evolutiva deste ambiente. Embora este seja um tema controverso, diversos autores propuseram diferentes esquemas para as direções de extensão no RRTJ, dentre eles destacam-se: (1) N130°-N310° (Milani, 1984); (2) N120°-N300°, perpendicular às falhas internas das bacias do Recôncavo e Tucano Sul, e oblíqua em relação às bordas do rifte (Milani, 1985a; Milani, 1985b; Milani, 1987); Entre N150°-N330° e N140°-N320°, paralela às estruturas transversais (Milani e Davison, 1988); (4) E-W, baseada no eixo longitudinal geral do rifte (Szartmari et al., 1984; Szartmari et al., 1985). Embora todos estes autores advoguem

por uma única fase que controlou todo o período de atividade tectônica expressiva na construção do rifte (Fase rifte), Magnavita (1992) refutou essa proposta, indicando uma evolução polifásica, em duas fases principais, baseado em diversas observações, entre elas as mais significativas: (1) Mapas de isópacas do andar Rio da Serra Médio, que mostram contemporaneidade entre atividade tectônica intensa e sedimentação; (2) Correlações de poços indicam que uma espessa seção se acumulou durante o andar Jiquiá, nos principais baixos estruturais das bacias; (3) Movimento sinistral ao longo da Falha da Barra, no andar Rio da Serra Médio, gerando estruturas “pop-up”, que se encaixa a extensão E-W; (4) Movimento obliquo dextral na Falha de Mata-Catu durante o Rio da Serra Médio, resultando em uma zona transtensional, sob extensão E-W. Durante o andar Jiquiá, movimento dextral causou dobras e falhas reversas próximo a terminação sudeste da falha, relacionado à extensão NW-SE; (5) Na Falha de Ibimirim, observa-se movimento sinistral obliquo de baixo ângulo durante o andar Rio da Serra Médio, sendo obliterado por movimento obliquo de alto ângulo devido a extensão NW-SE.

Através destas, e de muitas outras observações geométricas e cinemáticas, ao longo de todo o RRTJ, Magnavita (1992) propôs a possibilidade de o rifte ter evoluído em duas fases tectônicas principais: Uma fase inicial, que teria ocorrido durante o Berriasiano (Andar Rio da Serra Médio), caracterizado por uma extensão E-W; E uma fase final, que teria ocorrido durante o Aptiano (Andar Jiquiá), marcada por extensão NW-SE (Figura 5).

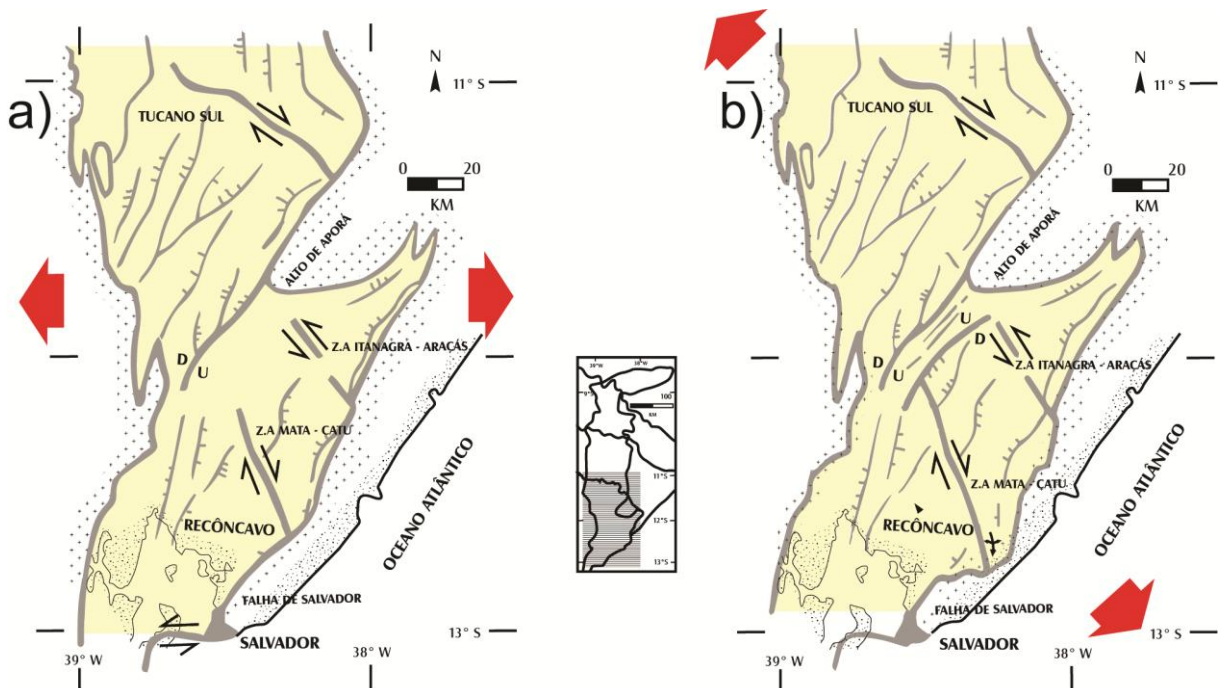


Figura 5: Evolução cinemática das bacias do Recôncavo e Tucano Sul. (a) Rio da Serra Médio. (b) Jiquiá. Modificado de (Magnavita, 1992).

Apesar da consistência dos resultados apresentados por Magnavita (1992), que são embasados não apenas pelas características locais do RRTJ, mas que ainda se mostram plausíveis quando colocados em contexto com as principais feições geológicas, desenvolvidas ou reativadas no Cretáceo, de todo o nordeste brasileiro (Destro, 2002). As interpretações apresentadas neste modelo são principalmente baseadas nas características geométricas e cinemáticas das estruturas que compõem o Rifte Recôncavo – Tucano – Jatobá. Porém com o advento dos resultados do projeto Mapa do Estresse Mundial (*World Stress Map*) (Zoback, 1992), do programa Litósfera Internacional (*International Lithosphere Program*) e da evolução, desde meados dos anos 1970, dos conhecimentos a respeito de métodos que deem

acesso à reconstrução do paleo, e até mesmo actuoestresses, que atuaram/atua na litosfera, ficou evidente a necessidade de se construir modelos para a formação de bacias extensionais que relacionem a deformação litosférica a estados de estresse realistas e/ou conhecidos (Cloetingh e Kooi, 1992).

Trabalhos mais recentes tem tentado preencher esta lacuna, e relacionar os padrões deformacionais apresentados no rifte com configurações de estresse realistas, dentre estes destacam-se os trabalhos de Corrêa-Gomes e Destro (2012) e Silva (2013). Ambos mostram uma evolução tectônica polifásica e complexa para o RRTJ, no caso de Corrêa-Gomes e Destro (2012) (Figura 6) são propostos três membros finais de configurações do campo de tensão: (1) Uma configuração, em regime tectônico extensivo (σ_1 vertical), onde os tensores intermediário e mínimo (σ_2 e σ_3) permutam suas orientações entre as direções N-S e E-W gerando falhas normais tanto longitudinais quanto transversais; (2) Uma segunda configuração, em regime extensivo, onde os tensores intermediário e mínimo permutam suas orientações entre as direções NW-SE e NE-SW gerando e/ou reativando falhas normais longitudinais e transversais transcorrentes; (3) Configuração dos tensores principais, em regime transcorrente (σ_2 vertical), em que os tensores máximo e mínimo permutam suas orientações, segundo as direções NE-SW e NW-SE gerando e/ou reativando falhas longitudinais e transversais transcorrentes. Em resumo este modelo apresenta uma relação cronológica relativa entre os eventos, onde o evento extensivo, com tensores principais intermediário e mínimo, segundo as direções N-S e E-W, seria o mais antigo, provavelmente relacionado aos esforços iniciais da fase rifte no RRTJ, seguido pelo evento extensivo, com tensores principais intermediário e mínimo, segundo as orientações NE-SW e NW-SE e o evento tectônico final, seria caracterizado por regime transcorrente, com tensores principais máximo e mínimo, orientados segundo as direções NE-SW e NW-SE, permutando entre si as orientações.

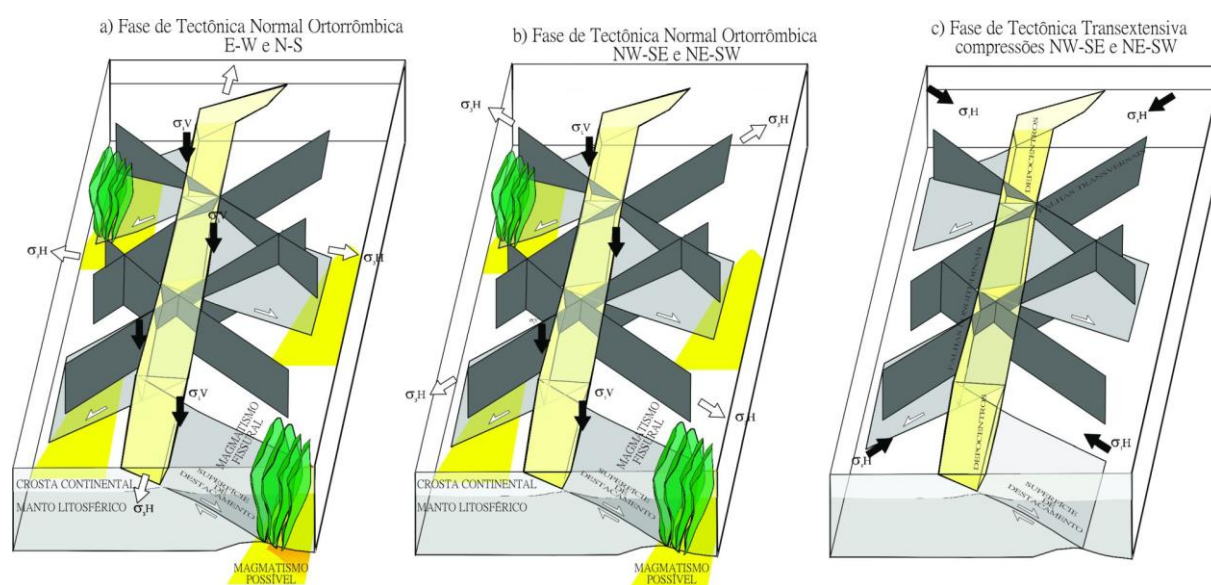


Figura 6: Esquema do modelo de evolução tectônica do RTJ. (a) Fase inicial, em regime extensivo, com extensões N-S/E-W; (b) Evento extensivo, com σ_3 permutando entre NW-SE e NE-SW; (c) Fase final, segundo regime transcorrente, com σ_1 permutando entre as direções NE-SW e NW-SE. (Corrêa-Gomes e Destro, 2012).

Silva (2013) propôs uma evolução ainda mais complexa, composta por quatro fases tectônicas, dispostas cronologicamente, da mais antiga para a mais nova: (1) Fase inicial, caracterizada por regime extensivo (σ_1 vertical), onde os tensores principais intermediário e mínimo (σ_2 e σ_3) permutam suas orientações entre as direções N-S e E-W (Figuras 7a(i),

7a(ii)). Uma fase inicial com estas características foi descrita tanto por Corrêa-Gomes e Destro (2012) quanto por Silva (2013); (2) A segunda fase seria representada por regime transcorrente (σ_2 vertical), com tensores principais máximo e mínimo (σ_1 e σ_3) orientados NW-SE e NE-SW, permutando as direções entre si (Figuras 7a(iii), 7a(iv)), gerando reativação das estruturas nucleadas como falhas normais, na fase (1), segundo cinemática transcorrente; (3) Ainda em regime transcorrente (σ_2 vertical), os tensores principais máximo e mínimo (σ_1 e σ_3), são rotacionados no sentido horário e passam a permutar segundo as orientações N-S e E-W (Figura 7b); (4) A última fase tectônica seria marcada pela acomodação dos blocos, em regime extensional (σ_1 vertical), onde as extensões (direção do σ_3) teriam ocorrido nas direções N-S e E-W, devido a permutação com o tensor principal intermediário σ_2 (Figura 7c). Ambos representam um avanço no que tange o entendimento de como atuaram os estresses deviatóricos na porção nordeste da Plataforma Sul-Americana durante o Cretáceo, porém possibilitam questionamentos semelhantes. Embora apresentem as características dos campos de tensão que atuaram nesta região, e tendo estabelecido relações cronológicas relativas confiáveis entre os eventos descritos, por não terem apresentado relações cronológicas absolutas, que determinem quando, dentro do espectro cronológico de desenvolvimento do rifte, ocorreram os eventos descritos, o estabelecimento de uma história dinâmica evolutiva do RRTJ permaneceu incompleta.

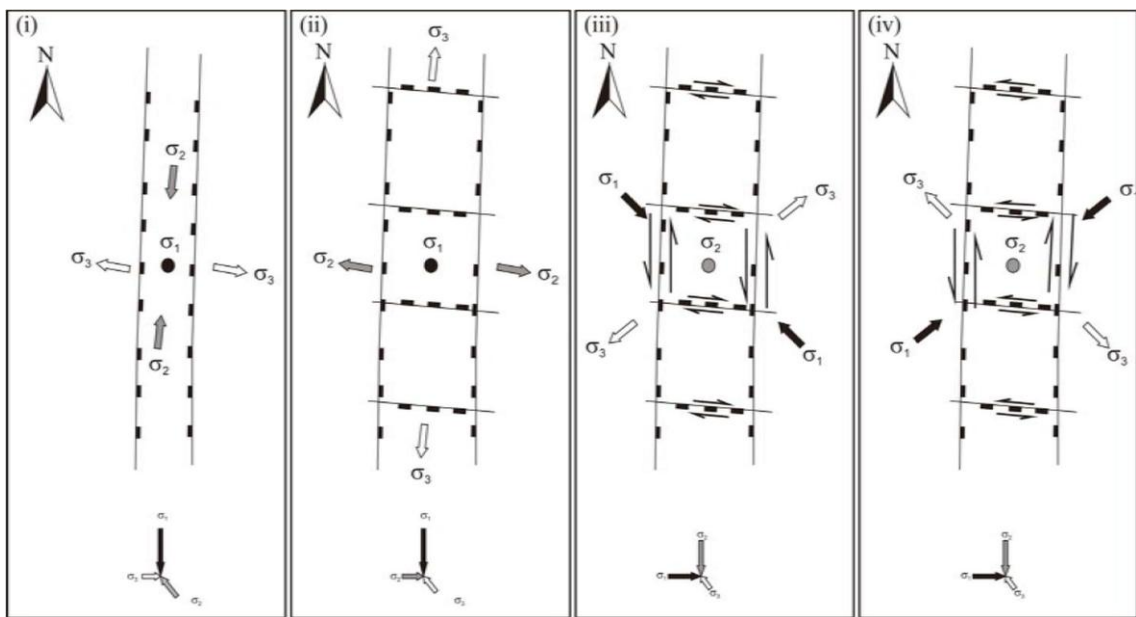


Figura 7a: Modelo de evolução tectônica do RTJ. (i) e (ii) Fase inicial, em regime extensional, com extensões N-S/E-W; (iii) e (iv) Evento transcorrente, com compressões segundo NE-SW e NW-SE. (Silva, 2013).

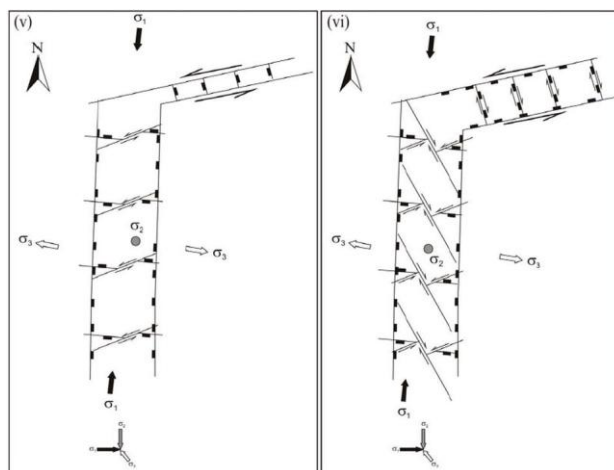


Figura 7b: (v) e (vi) Evento transcorrente, com σ_1 N-S e E-W. (Silva, 2013).

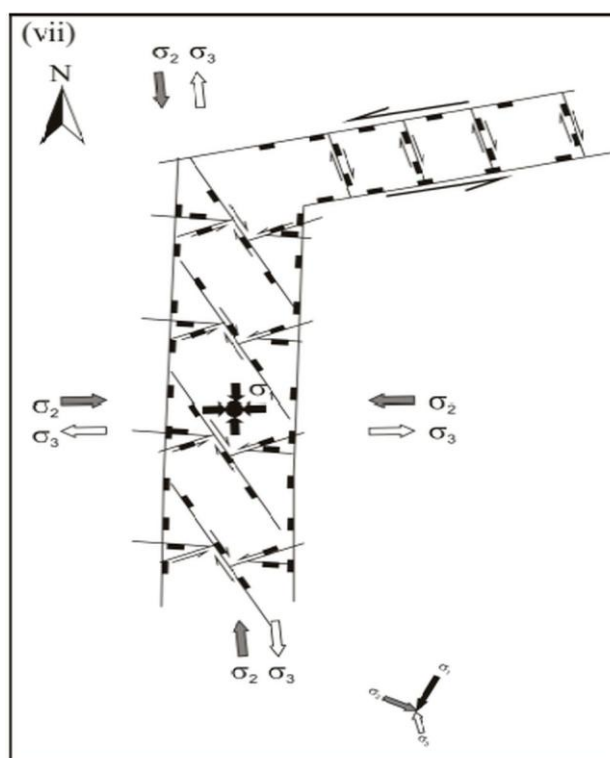


Figura 7c: Fase final, em regime extensional, com extensões N-S/E-W. (Silva, 2013).

Dentro do contexto tectônico descrito, está incorporada a Zona de Acomodação Itanagra-Araçás, uma estrutura transversal ao eixo da Bacia do Recôncavo (BR), que separa os compartimentos nordeste e central da mesma (Figura 1). Baseando-se no *offset* da borda leste da BR, diversos autores propuseram movimento transcorrente sinistral para a Zona de Acomodação Itanagra-Araçás (Melo, 1970; Netto et al., 1984; Milani, 1987; Milani e Davison, 1988; Santos et al., 1990). Segundo Magnavita (1992) essa interpretação cinemática pode ser corroborada pela mudança de orientação das falhas, que se observa quando comparados os compartimentos central e nordeste, N-S a N20° no compartimento central e N30° a N50° no compartimento nordeste. Esta variação poderia indicar uma rotação no sentido horário das estruturas do compartimento nordeste, consistente com cinemática

sinistral na Zona de Acomodação Itanagra-Araçás (Figura 8). O movimento ao longo da zona teria ocorrido em dois pulsos principais, o primeiro no andar Rio da Serra Médio e o segundo no Jiquiá, ambos com característica sinistral (Magnavita, 1992) (Figura 5). Em um estudo mais recente, Destro (2002) classificou a Zona como uma falha de Alívio e atribuiu a ela cinemática predominante normal.

Fica claro que, as interpretações a respeito da gênese da Zona de Acomodação Itanagra- Araçás podem ser diversas e que, para além disso, não apresentam maiores informações sobre as características dos campos de tensão que atuaram na evolução deste sistema. Essa é a contribuição que o presente trabalho propõe.

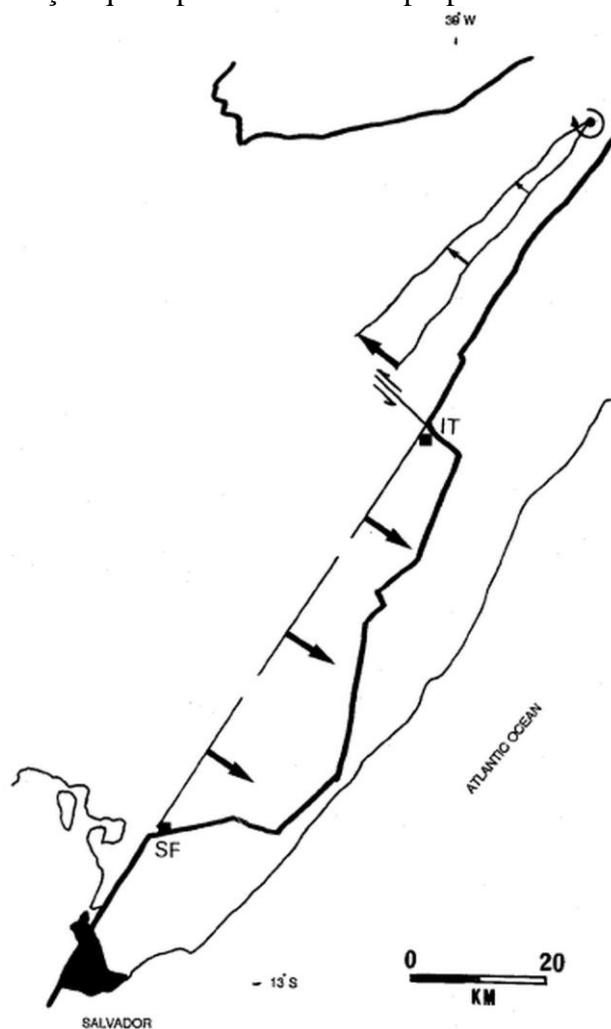


Figura 8: Recuo da borda no compartimento central da BR e rotação horária do compartimento nordeste, acomodada na Zona de Acomodação Itanagra- Araçás. IT: Itanagra; SF: Simões Filho. (Magnavita, 1992).

RECONSTRUÇÃO DE PALEOESTRESSE

Conceitos básicos

O estresse em uma superfície, como em um plano de ruptura, por exemplo, é um vetor (σ) que pode ser definido como a razão entre a força (F) e a área (A) na qual ela age, expresso por:

$$\bar{\sigma} = \lim_{\Delta A \rightarrow 0} (\Delta F / \Delta A) \quad (1)$$

Em geral os vetores de estresse atuam obliquamente sobre os planos e podem desta forma, ser decompostos em seus componentes normal (σ_n) e cisalhante (σ_s), representados por:

$$\sigma_n = \sigma \cos^2 \theta; \quad \sigma_s = (\sigma \sin 2\theta)/2 \quad (2)$$

onde θ é o ângulo entre o vetor de estresse e a normal a superfície de referência.

Considerando-se qualquer ponto, ou volume de rocha, onde o estresse seja homogêneo, todas as informações a respeito do estresse atuando neste ponto estão contidas no elipsoide de estresse e em sua orientação espacial. O elipsoide de estresse é composto dos três eixos de estresse principais, σ_1 , σ_2 , σ_3 , que representam os polos dos planos principais de estresse, que são os únicos planos onde a tensão cisalhante é igual a zero.

O estado de estresse resolvido em qualquer ponto da litosfera também pode ser representado por uma matriz, conhecida como Tensor de estresse ou Matriz de estresse. Seus elementos representam as componentes de estresse que agem em cada uma das três faces ortogonais de um cubo infinitesimal, constituídas de um vetor de estresse normal (σ_n) e de um vetor de estresse cisalhante (σ_s). São três vetores de estresse normais e seis cisalhantes:

$$\begin{bmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{bmatrix} \quad (3)$$

O Tensor de estresse pode ser decomposto em duas matrizes simétricas:

$$\begin{bmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sigma_m & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_m & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_m \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \sigma_{11} - \sigma_m & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} - \sigma_m & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} - \sigma_m \end{bmatrix} \quad (4)$$

($\sigma_{\text{total}} = \sigma_m + \sigma_{\text{dev}}$).

O valor σ_m , é denominado estresse médio e corresponde, na litosfera a pressão litostática. Ele representa a parte isotrópica do estresse, configuração onde o esforço é idêntico em qualquer plano que passe pelo ponto de referência, neste caso o elipsoide de estresse é uma esfera perfeita, $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$, não há esforço cisalhante em nenhuma direção e não há esforço fora da diagonal no tensor de estresse total.

O estresse deviatório é a diferença entre os estresses total e médio, e representa a componente anisotrópica do estresse, ou seja, enquanto o estresse isotrópico causa dilatação ou contração dos corpos, compete ao estresse deviatório provocar a deformação (*strain*). Por isso é o componente importante de ser calculado.

As determinações do tensor de paleoestresse e a separação das populações de falhas foram realizadas por métodos gráficos e numéricos, de acordo com procedimentos padrão (Angelier, 1994; Dunne e Hancock, 1994). A inversão é baseada na “Hipótese de Wallace-Bott”, que propõe que o deslizamento em um plano ocorre na direção do estresse de cisalhamento máximo, τ_{max} , resolvido no plano (Wallace, 1951; Bott, 1959).

A direção e sentido do deslizamento aparente no plano da falha são obtidos através da observação de diversas estruturas como estrias e marcas de fricção (Petit, 1987; Doblas, 1998), que constituem ferramenta essencial para o cálculo dos tensores de estresse. Um dado de deslizamento de falha completo inclui, além do sentido do movimento, as orientações do plano (direção e mergulho) e da estria nele contida (direção e caimento).

Os dados de deslizamento de falhas e fraturas foram invertidos para obter os quatro parâmetros do tensor de estresse reduzido: Os eixos dos estresses principais σ_1 (compressão máxima), σ_2 (compressão intermediária) e σ_3 (compressão mínima) e a razão da diferença

entre os estresses principais $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$, onde Φ define o formato do elipsoide de estresse. Os outros dois parâmetros que compõem o Tensor estresse são a razão entre os estresses principais extremos (σ_3/σ_1), e a carga litostática, ambos não são acessíveis via inversão dos dados de deslizamento de falhas.

Os quatro parâmetros do tensor de estresse reduzido foram determinados através da aplicação sucessiva de uma versão ampliada do método dos diedros retos de Angelier e Mechler (1977), associada a um método numérico de otimização rotacional (Delvaux e Sperner, 2003), através do *software* TENSOR (Delvaux, 1993a).

Estes métodos foram aplicados para cada afloramento investigado, de maneira independente, desta forma, populações heterogêneas de falhas resultaram em diversas configurações de tensores de estresse reduzidos. Após a inversão, estes tensores de estresse reduzidos foram agrupados, de forma a caracterizar estágios regionais de paleoestresse, em função de: relações estratigráficas, da compatibilidade dos regimes de estresse e das orientações dos eixos de estresse principais. O estabelecimento da hierarquia cronológica relativa entre os eventos foi obtida através das relações de corte entre as estruturas.

Para as interpretações, os estados de paleoestresse estimados foram plotados em mapa, de forma que uma projeção horizontal das configurações 3D dos estados de estresse foi utilizada (símbolos de estresse, Figura 9). A classificação dos estados de paleoestresse se baseia na magnitude relativa do eixo principal vertical: Estados de estresse com σ_1 vertical, são chamados extensionais, estados de estresse com σ_2 vertical, são chamados transcorrentes, enquanto que os com σ_3 vertical são compressoriais (para os diferentes tipos de tensor de paleoestresse usa-se o termo regime de paleoestresse). Dentro destes três tipos maiores (membros finais), o regime também varia em função da razão Φ : Extensão radial (σ_1 vertical, $0 < \Phi < 0,25$), extensão pura (σ_1 vertical, $0,25 < \Phi < 0,75$), transtensão (σ_1 vertical, $0,75 < \Phi < 1$ ou σ_2 vertical, $1 < \Phi < 0,75$), transcorrente puro (σ_2 vertical, $0,75 < \Phi < 0,25$), transpressão (σ_2 vertical, $0,25 < \Phi < 0$ ou σ_3 vertical, $0 < \Phi < 0,25$), compressão pura (σ_3 vertical, $0,25 < \Phi < 0,75$) e compressão radial (σ_3 vertical, $0,75 < \Phi < 1$).

símbolos												
Razão Φ	0,00	0,25	0,50	0,75	0,75	0,50	0,25	0,00	0,25	0,50	0,75	1,00
Regime de estresse	EXTENSIONAL Radial	EXTENSIONAL Puro	TRANSTENSIVO	TRANSCORRENTE Puro	TRANSPRESSIONAL	COMPRESSIONAL Puro	COMPRESSIONAL Radial					

Figura 9: Símbolos de estresse com os eixos de estresse horizontais ($S_{Hmáx}$ e S_{Hmin}), em função da razão Φ . O comprimento e as cores simbolizam a magnitude do estresse deviatório horizontal, em relação ao estresse isotrópico (σ_i). Setas para fora indicam estresse deviatório extensional ($<\sigma_i$), e as setas para dentro indicando estresse deviatório compressional ($>\sigma_i$). Azul para o σ_1 , verde o σ_2 e vermelho o σ_3 . Modificado de (Delvaux et al., 1997b).

Estados de paleoestresse sem nenhum dos eixos principais verticalizado (isto é, com caimento menor que 70°) também foram observados, e chamados de oblíquos, ou não-Andersonianos (Reches e Dietrich, 1983; Healy et al. 2006a; Blenkinsop, 2008; Colletini, 2011; Healy et al. 2015). Um conjunto de falhas não-Andersonianas corresponde a um tipo de estrutura que, após a inversão, não apresenta um dos eixos de estresse principal vertical, não condizentes, desta forma, com as proposições de Anderson (1942). Que define a superfície terrestre como livre de tensão cisalhante, ou seja, como um plano principal de estresse, desta forma a normal à superfície da Terra representa um eixo principal de estresse (vertical), condicionando um dos eixos principais de estresse à posição vertical, quando da formação/reativação de estruturas rúpteis.

Estruturas que não seguem esse modelo (Andersoniano) podem (1) de fato, representar condições de formação não - Andersonianas, ou seja, em uma configuração do tensor de estresse sem nenhum dos eixos verticalizado, ou (2) marcar uma rotação posterior a sua formação.

RESULTADOS

Arcabouço Estrutural

Falhas e fraturas foram medidas em 24 afloramentos ao longo da área estudada (Figura 2), totalizando 780 dados (Apêndice 1), o que possibilitou determinar as características do arcabouço estrutural nesta porção da região nordeste da Bacia do Recôncavo. Para facilitar a interpretação geométrica do arcabouço estrutural, as estruturas foram plotadas em projeção estereográfica, rede Schmit-Lambert, hemisfério inferior (Figura 10).

Observa-se que predominam estruturas longitudinais ao eixo da bacia, orientadas N040°- N050° (com 162 medidas, 20,77% do total), N060°- N070° (80 medidas, 10,26%) e N010°- N020° (74 medidas, 9,49%). Ocorrem também, em menor quantidade, falhas e fraturas orientadas segundo a direção NW – SE. As estruturas obtidas apresentam, em sua franca maioria, mergulho sub-vertical para sudeste (N130°- N140°), enquanto que um espectro de direções variadas mergulha para noroeste.

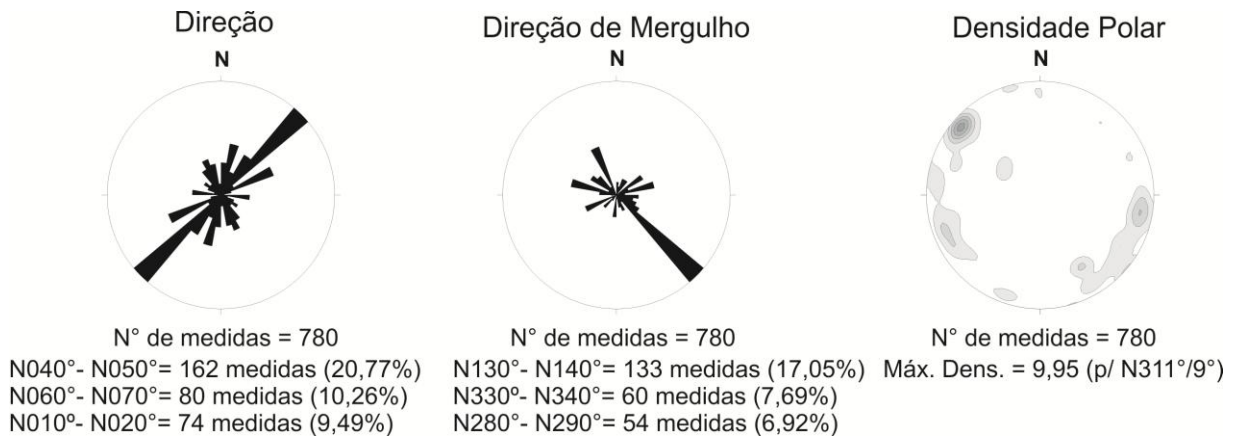


Figura 10: Diagramas de rosetas e isodensidade polar, rede Schmit-Lambert, hemisfério inferior, do total de estruturas rúpteis medidas.

Tensores de Paleoestresse

A aplicação dos métodos de inversão descritos acima, às estruturas medidas em cada um dos afloramentos visitados. Resultou num total de 45 tensores de paleoestresse reduzidos (Apêndice 2), entre estes, representam regimes oblíquos/não – Andersonianos 22 tensores de paleoestresse (sem nenhum dos eixos principais verticalizado; Figura 11), 18 tensores de paleoestresse de regime extensional (σ_1 sub vertical; Figuras 12 e 13), 4 de regime transcorrente (σ_2 sub vertical; Figura 14 e 15), 1 de regime compressional (σ_3 sub vertical; Figura 16).

Uma pré-classificação segundo os regimes (isto é, compressional, extensional, transcorrente ou oblíquo) e direções dos eixos de estresse horizontais dos tensores calculados,

baseia-se em duas suposições: Primeiro que, estresses regionais de diferentes regimes e direções dos eixos horizontais, pouco provavelmente controlaram a mesma área no mesmo tempo e, segundo que, tensores com regimes e direções de eixos horizontais consistentes, obtidos em diferentes localidades, potencialmente tiveram atividade contemporânea, e representam um campo de estresse regional comum. Essas suposições representam o primeiro passo para revelar a evolução dos campos de paleoestresse na área de estudo.

Estados de paleoestresse em regime oblíquo

Dentre os diferentes regimes de paleoestresse obtidos através da inversão dos dados de deslizamento de falhas, medidos na região da Zona de Acomodação Itanagra – Araçás, o que apresentou maior número de tensores de paleoestresse reduzidos associados foi o regime oblíquo (onde nenhum dos eixos principais σ_1 , σ_2 e σ_3 tem caimento maior ou igual a 70°) com 22 tensores (Figura 11).

Os tensores de paleoestresse oblíquos/não – Andersonianos foram calculados a partir de estruturas encontradas ao longo de toda a área estudada, com uma concentração maior destas estruturas na porção mais ao leste da mesma (região mais próxima à borda falhada da bacia). Estes tensores não evidenciaram nenhuma consistência proeminente no que diz respeito às direções dos eixos principais, ou a razão Φ , esta última variando quase que por todo o espectro possível ($0,03 < \Phi < 0,83$).

Estados de paleoestresse em regime extensional

Os tensores de paleoestresse reduzidos de regime extensional, encontram-se distribuídos de maneira homogênea ao longo da Zona de Acomodação Itanagra – Araçás e apresentam relativa dispersão das orientações do eixo de estresse horizontal mínimo ($S_{\text{hmin}} = \sigma_3$) (Figuras 12 e 13), com predominância das orientações segundo os quadrantes NW-SE ($N110^\circ$ - $N120^\circ$). Observa-se que os valores da razão Φ variam de 0,01 – 0,5, ou seja, valores baixos, o que indica uma configuração do elipsoide de tensão onde as magnitudes dos eixos σ_2 e σ_3 são iguais ou próximas, possibilitando a permutação entre estes eixos, fenômeno que pode ter dado origem à variabilidade das direções de extensão (σ_3) observada. Devido à falta de qualquer indicação de campo que ateste para a atuação de mais de uma fase de falhamento normal, e da homogeneidade com que os tensores de paleoestresse reduzidos de regime extensional se apresentam em toda a área estudada. A separação destes em diferentes grupos não é justificável, o que leva a consideração de que todos os tensores de paleoestresse extensionais estejam relacionados a um campo de estresse regional comum.

Estados de paleoestresse em regime transcorrente

Estruturas rúpteis formadas sob regime transcorrente estão distribuídas de maneira esparsa na área estudada. Podendo desta maneira, considerar que o evento gerador destas estruturas teve uma magnitude restrita, no que diz respeito à área de atuação.

Apresentam como característica, grande variabilidade de orientação do eixo de compressão máxima (σ_1 , Figuras 14 e 15), predominando a direção N - S. A razão Φ , para estes tensores de paleoestresse reduzidos, variou entre 0,39 – 0,5 representando desta forma, regime Transcorrente Puro.

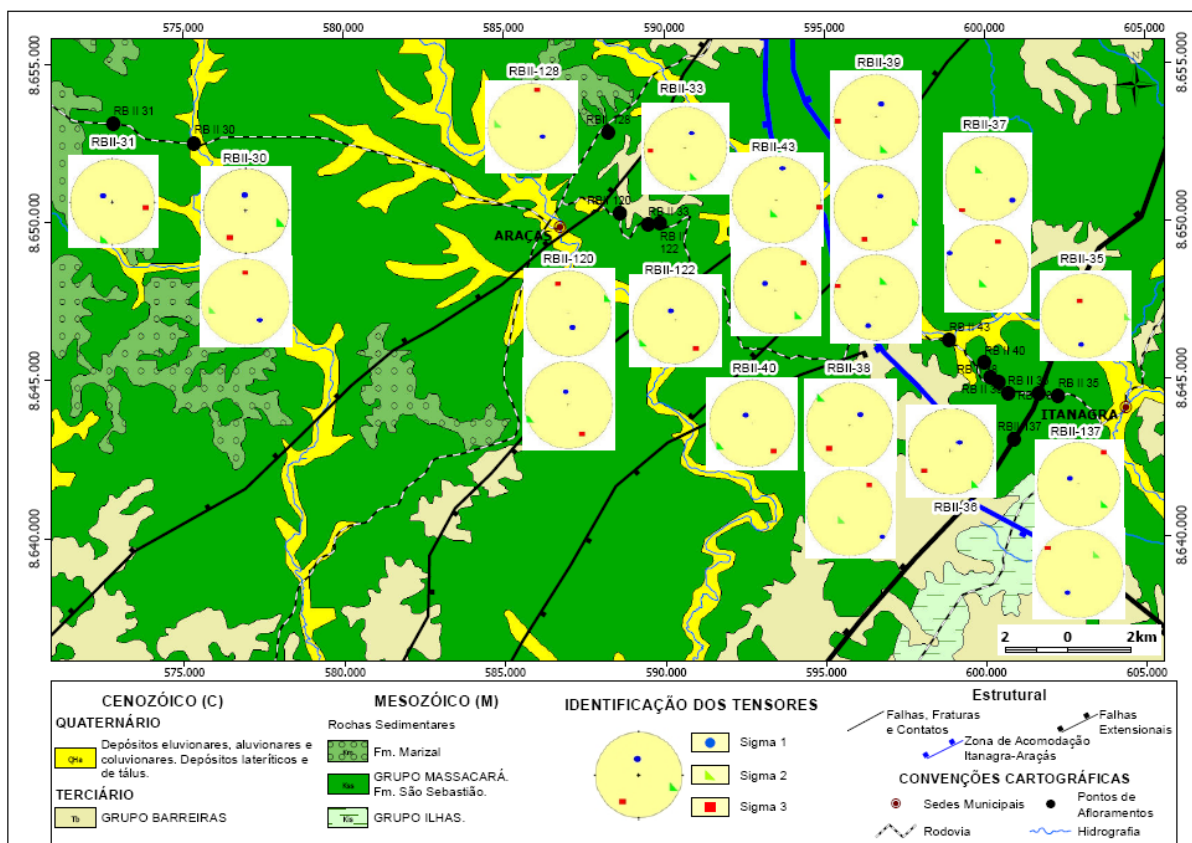


Figura 11: Tensores de paleoestresse reduzidos sem nenhum dos eixos principais verticalizado (caimento de σ_1 , σ_2 e $\sigma_3 < 70^\circ$). Regime Obliquó.

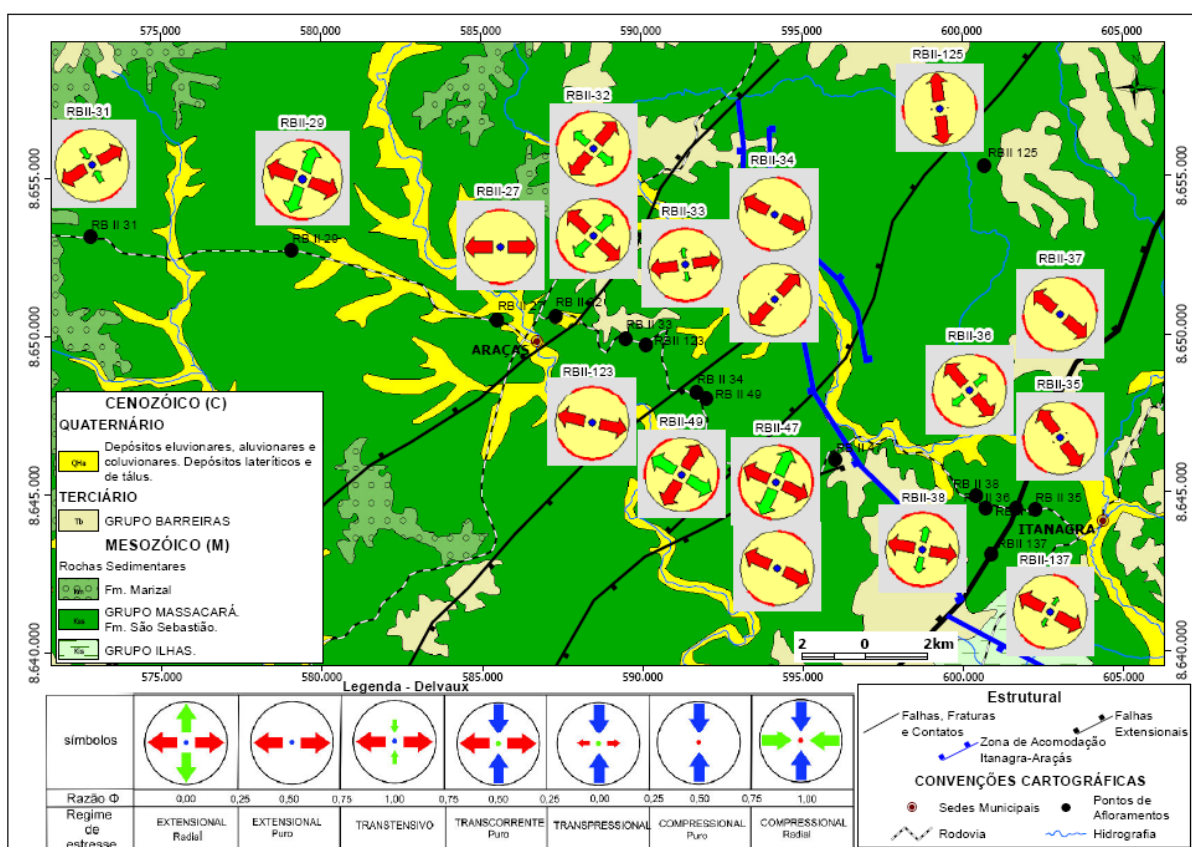


Figura 12: Tensores de paleoestresse reduzidos com σ_1 subverticais. Regime Extensional.

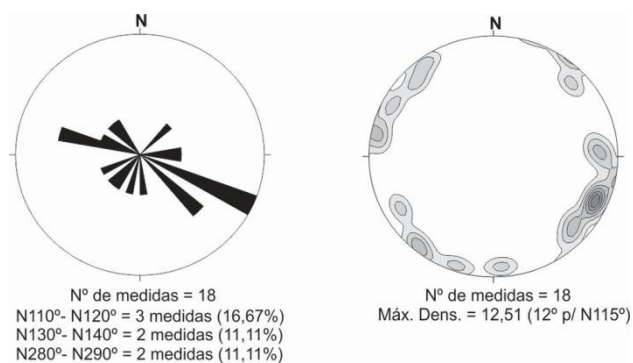


Figura 13: Diagrama de rosetas e de isodensidade polar, rede Schmit-Lambert, hemisfério inferior, do total de eixos horizontais mínimos ($S_{\min} = \sigma_3$) para os tensores de paleoestresse extensionais calculados.

Estados de paleoestresse em regime compressional

A inversão dos dados obtidos em campo apresentaram apenas um tensor em regime compressional (Figura 16). A ocorrência deste tensor dificilmente representa qualquer característica compressional regional, podendo ser atribuída a fenômenos locais, como por exemplo, impedimento espacial quando da movimentação de blocos, previsto no modelo de Destro (2002).

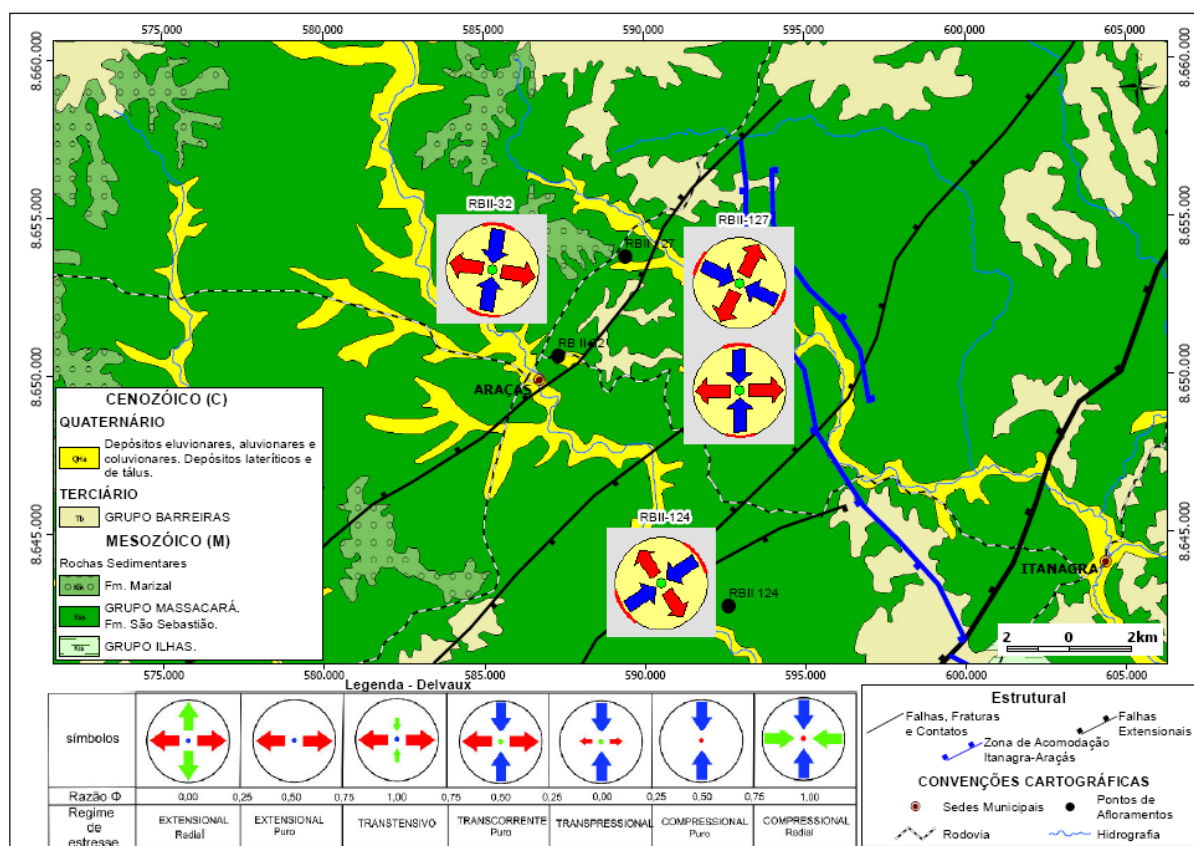


Figura 14: Tensores de paleoestresse reduzidos com σ_2 subverticais. Regime transcorrente.

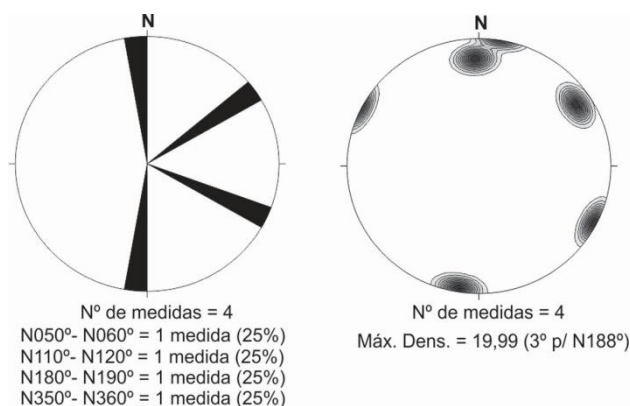


Figura 15: Diagrama de rosetas e de isodensidade polar, rede Schmit-Lambert, hemisfério inferior, do total de eixos horizontais máximos ($S_{Hmáx} = \sigma_1$) para os tensores de paleoestresse transcorrentes calculados.

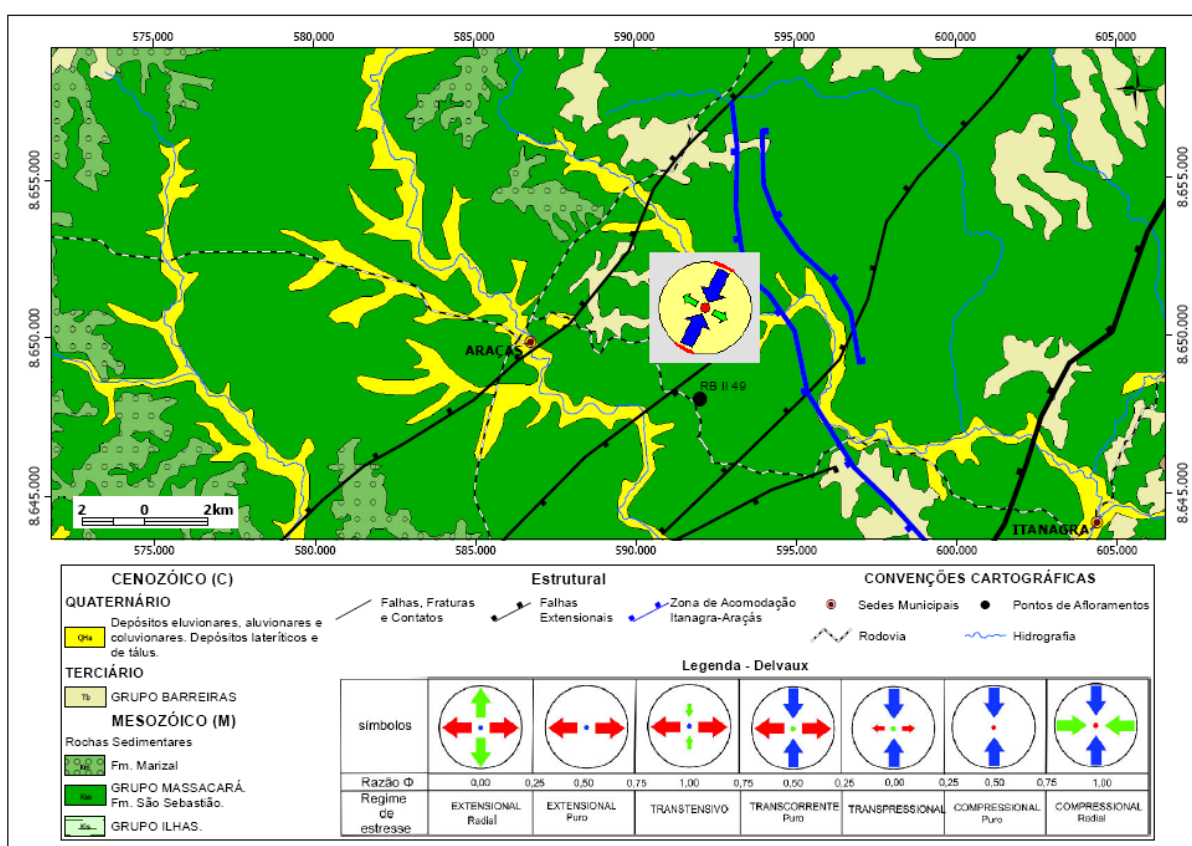


Figura 16: Tensores de paleoestresse reduzidos com σ_3 subverticais. Regime Compressional.

Relação cronológica dos eventos

Para determinar, dentro da escala cronológica, o período de atuação de eventos deformacionais rúpteis se considera geralmente fatores estratigráficos. Desta forma admite-se que, em uma sucessão estratigráfica a formação mais jovem a apresentar evidências da atuação de um evento deformacional rúptil, representa a idade máxima deste evento, enquanto que a formação mais antiga e que não aparenta ter sido deformada por este evento, registra a idade mínima do mesmo. Adicionalmente, observam-se também relações de corte entre

diferentes estruturas, como por exemplo, superimposição de estrias em um mesmo plano, deslocamento relativo entre planos que se intersectam, terminação de um plano contra o outro. Ambas as formas de observação servem para estabelecer a posição cronológica relativa entre os tensores de paleoestresse obtidos por inversão.

Assumindo estas considerações é possível propor que os eventos deformacionais observados, através da análise dos dados de deslizamento de falhas na Zona de Acomodação Itanagra – Araçás, devem ter por idade máxima a faixa entre o Barremiano e o Aptiano, referentes aos andares Buracica e Jiquiá. Haja vista que todos os afloramentos estudados representam arenitos e intercalações de argilitos e siltitos do Grupo Massacará. Como não afloram na área de estudo rochas mais novas, uma análise cronológica mais precisa onde seja determinada uma faixa de tempo de atuação dos eventos, balizada por uma idade máxima e uma idade mínima, não foi possível de se realizar.

Outra inferência cronológica possível de se estabelecer, embora seja baseada em uma quantidade diminuta de dados, parte da observação nos afloramentos, que atestam que o evento extensional identificado precedeu o evento transcorrente. Já que as estruturas que compõe os tensores de paleoestresse reduzidos de regime transcorrente se apresentam cortando falhas normais e estruturas formadas pelo evento extensional (Figura 17).



Figura 17: Relação de corte entre estruturas. Falha transcorrente sinistral, cortando falha normal. Afloramento RBII-37. Visada para SW.

A presença de estruturas geradas por regime oblíquo levanta a questão do por que na Zona de Acomodação Itanagra – Araçás, em um determinado tempo, as premissas do modelo Andersoniano de falhamento não foram observadas. Há de se considerar, baseando-se no fato de que este fenômeno já foi registrado em outros ambientes (Sippel, 2010; Lacombe et al., 2006), a possibilidade de que algum evento de rotação ou basculamento tenha ocorrido e que tenha distorcido as orientações das estruturas e conseqüentemente de seus tensores associados. Tendo em vista essa possibilidade, foi realizado um processo de análise dos tensores em regime oblíquo para confirmar se estes foram fruto de rotação posterior à formação das estruturas ou se, de fato, representam deformação em condições não – Andersonianas. Este processo foi desenvolvido em relação às orientações das superfícies de acamadamento primário médias (S_0) dos afloramentos onde foram identificados tensores de

paleoestresse oblíquos. Estas superfícies foram rotacionadas para sua “posição original”, ou seja, horizontalizadas. Os parâmetros utilizados para a rotação foram: (1) Eixo de rotação = direção das S_0 e (2) ângulo de rotação = mergulho das S_0 . Seguindo estes parâmetros os tensores oblíquos foram rotacionados (Apêndice 3), dos 22 tensores calculados, 20 puderam ser “desbasculados”.

Como resultado do “desbasculamento”, 14 dos tensores oblíquos, após a rotação, não apresentaram qualquer regime de paleoestresse Andersoniano, enquanto 6 deles se mostraram como tensores originalmente extensionais (caimento do $\sigma_1 > 70^\circ$), basculados posteriormente pela rotação dos blocos. Este resultado embasa a interpretação que, deve ter havido basculamento de blocos e consequente rotação de estruturas, na Zona de Acomodação Itanagra – Araçás, sob regime extensional (Figura 18).

Considerando que foi possível estabelecer, através de observações de campo, que o evento extensional precedeu o evento transcorrente (de menor magnitude), e que nenhum dos tensores de paleoestresse oblíquos (assumindo-se que estes foram gerados por basculamento/rotação) após serem “desbasculados” assumiram característica de regime transcorrente. É possível estabelecer uma relação cronológica relativa entre os eventos deformacionais observados. Desta forma, aparentemente, o basculamento ocorreu durante a evolução da fase inicial extensional, sucedido pela fase transcorrente tardia.



Figura 18: Acamadamento primário (S_0) basculado, mergulhando 40° para NW. Afloramento RBII-40, visada para NE.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

O estudo de reconstrução de paleoestresse realizado para a Zona de Acomodação Itanagra – Araçás resultou em dois campos de estresse regionais (regional, na escala da zona de acomodação) que atuaram na evolução desta porção da Bacia do Recôncavo, são eles, em ordem cronológica:

- Uma fase inicial de caráter extensional (σ_1 vertical), com direção de extensão predominante NW - SE, sob regime de estresse extensional radial a extensional puro (baixos valores da razão Φ , $\sigma_2 \cong \sigma_3$). Onde foram geradas, essencialmente, falhas e fraturas orientadas paralelamente ou subparalelas, ao eixo longitudinal da BR. Predominando as direções $N040^\circ$ -

N050° e N010°- N020° (Figura 19);

- Uma fase mais nova (especialmente restrita) que atuou na Zona de Acomodação Itanagra - Araçás, e que corresponde a regime de estresse transcorrente puro (razão $\Phi \cong 0,5$), com direção predominante dos eixos de compressão máximos (σ_1) orientado N-S. E que deu origem e/ou reativou estruturas longitudinais ao eixo da BR (N040°- N050°), além de ser responsável pela nucleação de estruturas transversais orientadas segundo a direção N160° - N170° (Figura 20).

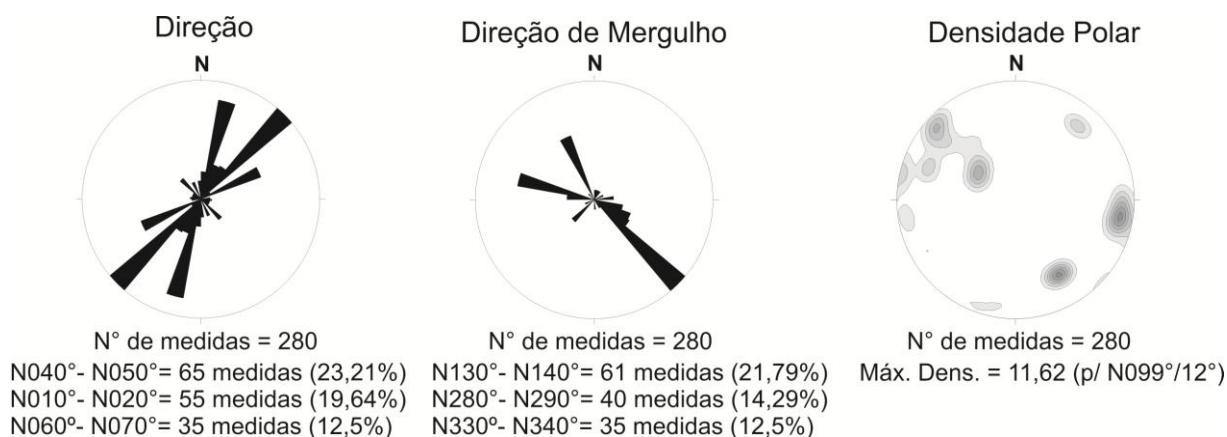


Figura 19: Diagramas de rosetas e isodensidade polar, rede Schmit-Lambert, hemisfério inferior, das falhas e fraturas geradas sob regime extensional.

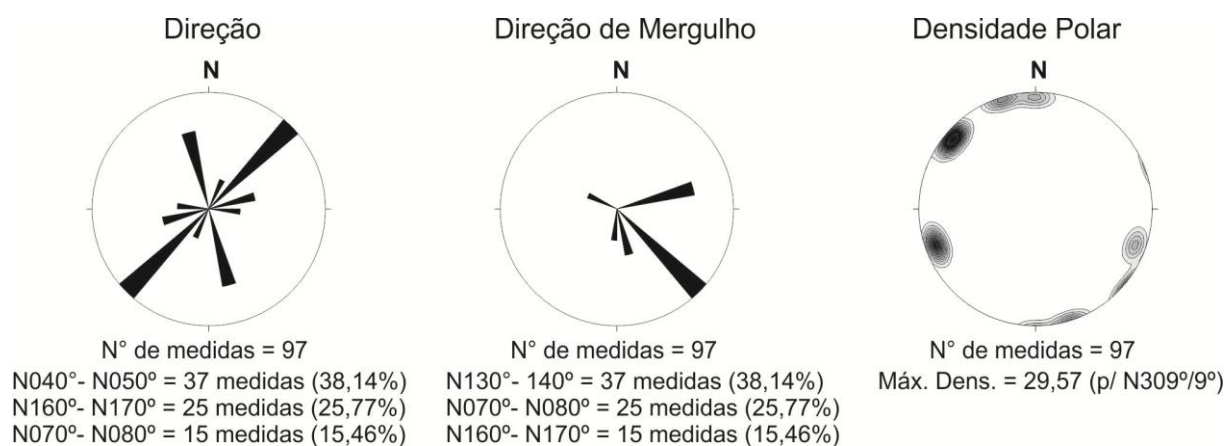


Figura 20: Diagramas de rosetas e isodensidade polar, rede Schmit-Lambert, hemisfério inferior, das falhas e fraturas geradas sob regime transcorrente.

Ficou evidente que esta zona de acomodação se desenvolveu primordialmente sob regime tectônico extensional, inclusive com o desenvolvimento de rotação e basculamento de blocos, evoluindo apenas localmente para atividade sob regime transcorrente. Esta observação corrobora as afirmações feitas por outros autores, em trabalhos pretéritos, onde eles definiram a característica cinemática principal da Zona de Acomodação Itanagra – Araçás como sendo transcorrente, porem não consideraram esforços compressivos na formação dessa estrutura.

De maneira geral, o maior problema para a reconstrução de paleoestresse na Zona de Acomodação Itanagra - Araçás é determinar as relações cronológicas absolutas e relativas entre as diferentes fases interpretadas através da inversão dos dados de deslizamento de falhas obtidos em campo. O primeiro aspecto limítrofe decorre do fato de que todas as estruturas rúpteis foram obtidas na mesma unidade geológica da Bacia do Recôncavo (arenitos e

intercalações de argilitos e siltitos, do Grupo Massará, representante da transição entre os andares Aratu e Jiquiá, Barremiano ao Aptiano Inferior), o que não permite estabelecer, precisamente, a faixa do tempo (idade máxima e mínima) onde ocorreram as fases descritas. Podendo apenas inferir uma idade máxima para as mesmas. Desta forma se conclui que, as fases deformacionais identificadas atuaram nos estágios finais da atividade tectônica significativa da BR (final da fase rifte), ou posteriormente, marcando os campos de tensão tardi/pós-rifte. Essa conclusão possibilita a questão: Como assumir a ocorrência de atividade tectônica intensa, nesta fase evolutiva da bacia, após o clímax do rifte?

Pode-se considerar esse fato como um testemunho ao diacronismo na evolução da Bacia do Recôncavo, tendo na região nordeste da mesma, a atividade tectônica se prolongado até o final do Andar Jiquiá.

No que diz respeito à relação cronológica relativa entre os eventos, as observações não foram quantitativamente volumosas, mas permitiram definir a fase extensional como tendo precedido a fase transcorrente, através de relações de corte entre as estruturas que compõe cada uma destas fases. Já o estabelecimento de quando ocorreu o fenômeno de rotação de blocos (uma vez identificado), foi possível após o processo de teste de desbasculamento que foi realizado. Os resultados deste procedimento evidenciaram que, parte dos tensores de paleoestresse oblíquos representavam configurações originalmente extensionais, posteriormente rotacionadas, o que possibilitou propor que o basculamento tenha ocorrido após a fase extensional. O fato de nenhum dos tensores de paleoestresse em regime oblíquo, após serem “desbasculados”, apresentarem configuração condizente a regime transcorrente (σ_2 vertical), justifica o posicionamento do basculamento entre as fases extensional e transcorrente.

A tentativa de relacionar as características dos campos de paleoestresse propostos para a Zona de Acomodação Itanagra – Araçás, com os modelos regionais de evolução dinâmica da Bacia do Recôncavo e em maior grau do Rifte Recôncavo – Tucano – Jatobá (Figura 21) apresenta algumas compatibilidades e outros aspectos que não se encaixam perfeitamente. No caso do modelo de Magnavita (1992), que advoga por duas fases principais de extensão para todo o RRTJ, caracterizadas por uma direção de extensão E-W inicial, que teria atuado durante o andar Rio da Serra Médio, sucedida por um evento extensional, atuante durante o andar Jiquiá, definido por extensão segundo a direção NW-SE. Existe uma compatibilidade parcial, haja vista que às fases deformacionais aqui descritas atribui-se idade máxima correspondente ao andar Jiquiá, caracterizados por atividade inicial em regime extensional, com direção de extensão NW-SE, o que se encaixa no modelo de Magnavita (1992). Porém o modelo regional geométrico e cinemático deste autor, não admite esforços compressivos (no caso transcorrentes) para a evolução do RRTJ.

Em relação aos modelos dinâmicos mais recentes, como os de Corrêa-Gomes e Destro (2012) e Silva (2013), também só é possível estabelecer compatibilidades de maneira parcial. Ambos os modelos preveem um início de atividade sob regime extensional, que evolui para regime transcorrente, fato que também se observa na sequência proposta para a Zona de Acomodação Itanagra – Araçás. Porém não existe uma congruência quando se leva em conta as características dos tensores. Corrêa-Gomes e Destro (2012) identificaram uma fase extensional com extensões NW-SE, porém não propuseram fase transcorrente marcada por compressões máximas N – S. Silva (2013) por sua vez, considera a possibilidade de uma compressão N – S, sob regime transcorrente, mas não advoga por uma fase extensional caracterizada por extensão NW-SE.

O fato dos resultados obtidos através da reconstrução de paleoestresse para a Zona de Acomodação Itanagra – Araçás não poderem ser inteiramente relacionados com os modelos regionais de evolução dinâmica da BR e do RRTJ, é de certa maneira esperado, já que frequentemente se observa que a deformação em zonas de acomodação separando diferentes

unidades de grabens, não é representativa do estresse tectônico que controla a formação de um sistema de rifte como um todo. Exemplos deste tipo de fenômeno são descritos nas regiões do Graben *Dead Horse* – Texas - Estados Unidos (Maler, 1990) e do golfo de Suez - Egito (Younes e McClay, 2002). Outro fator que pode ter influência na divergência entre a configuração dos campos de tensão regionais, e os propostos para a Zona de Acomodação Itanagra – Araçás, reside no fato de que a região onde ocorre esta estrutura transversal da BR (porção NE da bacia) foi exposta a taxas de extensão superiores a média da bacia, $\beta \cong 1,16$ (Magnavita, 1992).

Como exposto brilhantemente em Lacombe (2012), embora a verticalidade de um dos eixos de estresse possa ser questionada quando se tratando de estresse contemporâneos. No caso do paleoestresse (obtido via inversão de dados de deslizamento de falhas) a suposição da verticalidade de um dos eixos principais, ou seja, da validade do modelo Andersoniano, pode ser considerada. Segundo Lacombe (2007), esses paleoestresses: São reconstruídos de rochas hoje exumadas e expostas em superfície, mas fraturadas e falhadas em profundidade; E representam uma média de muitos milhões de anos de atuação destes campos de tensão. De forma que eles são controlados, em primeira ordem, pelas direções vertical (gravidade) e horizontais (forças tectônicas), e não refletem fontes locais e/ou temporais de perturbação do estresse, como por exemplo, a evolução com o tempo da topografia.

Adotando como premissa verdadeira a adoção de um dos eixos principais de paleoestresse vertical, e a partir do fato de predominarem nesta região da Bacia do Recôncavo tensores de paleoestresse Oblíquos/não-Andersonianos, são levantadas questões interessantes e inconclusas. O que, de fato, possibilitou a nucleação deste padrão “não ortodoxo” de falhas? Por que na Zona de Acomodação Itanagra – Araçás o modelo de falhamento baseado na aplicação de Anderson (1905) ao critério de ruptura Mohr-Coulomb, que preconiza que a deformação rúptil na crosta seja acomodada por um par conjugado de falhas com uma relação intrínseca entre os três eixos principais de estresse, onde um dos eixos sempre se apresenta verticalizado (efeito causado por causa da força gravitacional), não é observado? Seria a zona um laboratório natural para o modelo de falhamentos polimodais (Healy et al. 2015), como proposto para diversos ambientes do planeta, por exemplo, os arenitos Entrada e Navajo do sudeste dos Estados Unidos (Aydin e Reches, 1982)? Existe ainda a possibilidade da interferência de corpos diapíricos na configuração dos tensores de paleoestresse, abordado também em Lacombe (2012) como fator de perturbação do estresse. E corpos desta natureza são amplamente descritos na bibliografia para a Formação São Sebastião (Grupo Massacará).

O presente trabalho propõe as características dos campos de tensão que atuaram na construção da Zona de Acomodação Itanagra – Araçás, e evidencia a necessidade da aplicação dos parâmetros da reconstrução de paleoestresse em escala regional, cobrindo toda a área da bacia, incluindo as formações que representam os outros estágios evolutivos do rifte (além do estágio final, estudado aqui) para melhor compreender como evoluíram as tensões na construção da Bacia do Recôncavo, no tempo e no espaço.

Outra proposta seria ampliar a aplicação da ferramenta reconstrução de paleoestresse através da análise de deslizamento de falhas, para as demais áreas onde aflora o Grupo Massacará. Com o intuito de determinar se essa característica de uma fase transcorrente tardia, no final do estágio rifte da evolução da BR, é uma realidade geral ou local da Zona de Acomodação Itanagra-Araçás.

Inclusive poderia ser associado a esse estudo, dados das características atuais dos estados de estresse na Plataforma Sul-americana, região da Bahia. Para analisar como que os esforços finais da evolução do rifte se relacionam com as tensões intraplaca atuais.

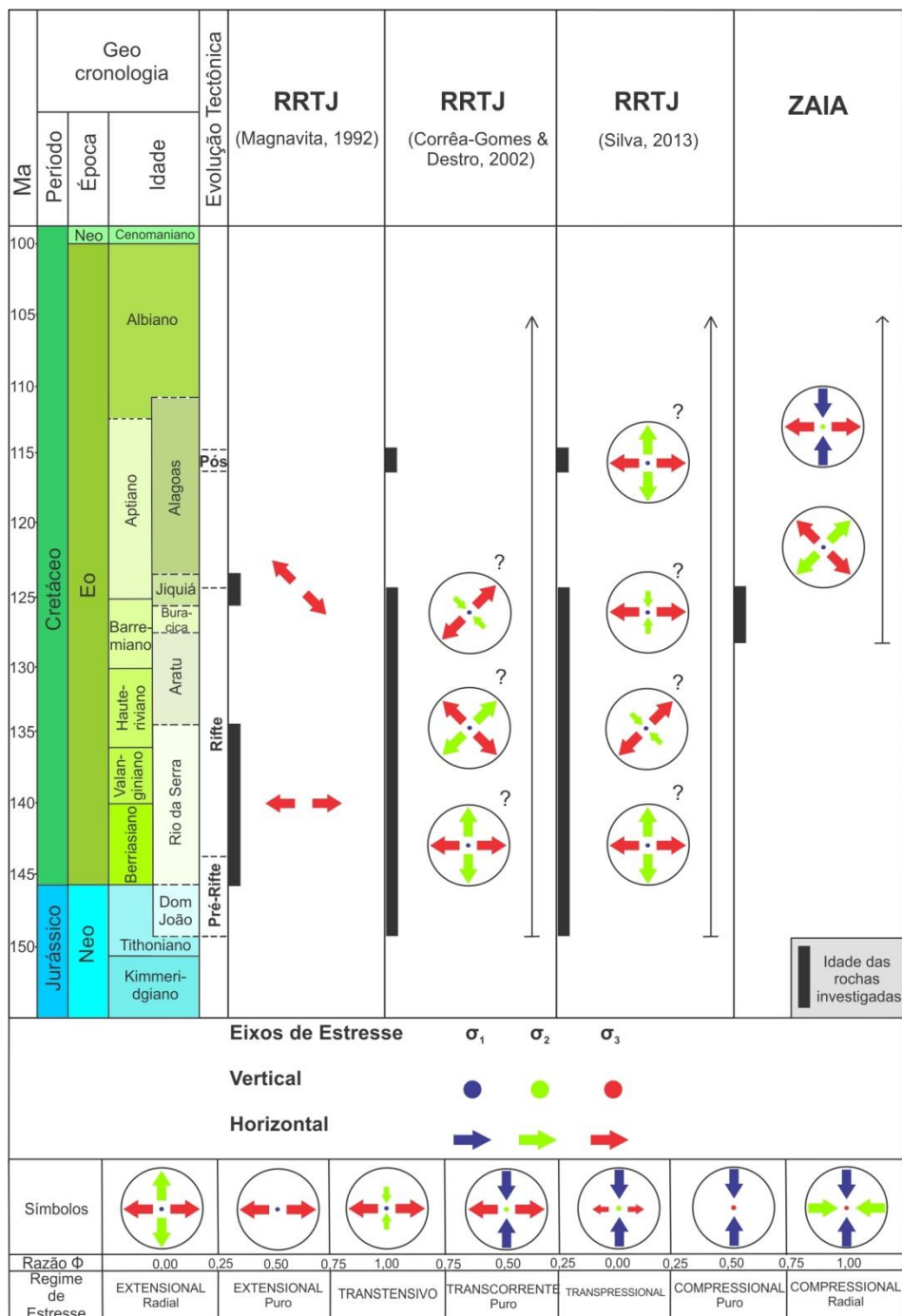


Figura 21: Evolução dos campos de estresse do Rife Recôncavo -Tucano-Jatobá (RRTJ), por diferentes autores, e da Zona de Acomodação Itanagra-Araçás.

APÊNDICE 1. Afloramentos estudados

Afloramento	X UTM	Y UTM	N
RBII - 27	585487	8650539	10
RBII - 29	579088	8652722	12
RBII - 30	575333	8652547	16
RBII - 31	572821	8653169	10
RBII - 32	587315	8650644	95
RBII - 33	589492	8649938	22
RBII - 34	591711	8648221	22
RBII - 35	602256	8644459	45
RBII - 36	601663	8644540	105
RBII - 37	600717	8644540	30
RBII - 38	600403	8644903	30
RBII - 39	600161	8645065	75
RBII - 40	599962	8645506	20
RBII - 43	598873	8646231	30
RBII - 47	596026	8646063	25
RBII - 49	592002	8648021	23
RBII - 120	588611	86502296	35
RBII - 122	589863	8649966	30
RBII - 123	590133	8649708	10
RBII - 124	592622	864276	20
RBII - 125	600714	8655353	20
RBII - 127	589427	8653781	37
RBII - 128	588256	8652842	23
RBII - 137	600878	8643076	35

^N Número de dados de deslizamento de falhas e fraturas

APÊNDICE 2. Tensores de Paleoestresse Reduzidos

Afloramento	Tensor	Regime	Estruturas	Atitude Dip Direction	N	Eixos de estresse (Azimute/Caimento)			Φ
						σ_1	σ_2	σ_3	
RBII - 27	27-I	Extensional	Ft	N270/80	10	277 / 79	180 / 1	90 / 11	0,5
RBII - 29	29-I	Extensional	Ft	N280/82	10				
			Fl. Normal	N130/85 Estria : N130/85	1	302 / 81	207 / 1	117 / 9	0,04
			Fl. Normal	N180/87 Estria : N180/87	1				
RBII-30	30-I	Obliquo	Ft	N280/80	5				
						356 / 59	210 / 27	112 / 15	0,5
			Ft	N303/70	5				
	30-II	Obliquo	Ft	N78/75	5				
						148 / 53	360 / 33	259 / 16	0,5
			Fl. Normal	N260/60 Estria : N220/53	1				
RBII-31	31-I	Obliquo	Ft	N280/70	5	304 / 68	193 / 8	100 / 20	0,5
	31-II	Extensional	Ft	N60/75	5	25 / 72	147 / 10	240 / 15	1
RBII-32	32-I	Transcorrente	Par Conjugado	N130/82 N70/80	50	189 / 3	82 / 80	280 / 10	0,5
	32-II	Extensional	Fl. Normal	N130/75 Estria : N130/75	15				
						327 / 79	227 / 2	136 / 10	0,13
			Fl. Normal	N110/67 Estria : N110/67	15				
	32-III	Extensional	Fl. Normal	N220/70 Estria : N220/70	15	50 / 82	312 / 11	221 / 8	0,17
RBII-33	33-I	Extensional	F. Normal	N80/82 Estria : 78/82	10				
			F. Normal	N55/70 Estria : 49/70	1	273 / 70	176 / 3	85 / 20	0,31
			F. Normal	N93/85 Estria : N93/85	1				
	33-II	Obliquo	Ft	N78/68	5				
						24 / 57	167 / 27	266 / 17	0,5
			Ft	N90/75	5				
RBII-34	34-I	Extensional	Ft	N102/85	10				
						136 / 79	28 / 3	298 / 10	0,5
			Ft	N134/83	10				
	34-II	Extensional	Fl. Normal	N120/70 Estria : 126/70	1	261 / 73	138 / 9	46 / 14	0,49

Afloramento	Tensor	Regime	Estruturas	Atitude Dip Direction	N	Eixos de estresse (Azimute/Caimento)			Φ
						σ_1	σ_2	σ_3	
RBII-34	34-II	Extensional	Fl. Normal	N320/80 Estria : N320/80	1				
RBII-35	35-I	Obliquo	Par Conjugado	N300/70 N58/78	40	184 / 29	350 / 60	91 / 6	0,32
	35-II	Extensional	Fl. Normal	N145/50 Estria : 150/50	5	156 / 84	55 / 1	325 / 6	0,49
RBII-36	36-I	Extensional	Fl. Normal	N120/30 Estria : N120/30	20				
			Fl. Normal	N330/62 Estria : 314/61	35				
			Fl. Normal	N134/35 Estria : 140/35	15				
			Fl. Normal	N240/80 Estria : 240/80	3	122 / 76	224 / 3	315 / 14	0,22
			Fl. Normal	N230/80 Estria : 260/78	1				
			Fl. Normal	N249/78 Estria : 250/78	1				
			Fl. Normal	N247/76 Estria : 249/76	1				
	36-II	Obliquo	Fl. Normal	N50/69 Estria : 50/69	15				
			Fl. Normal	N240/60 Estria : 233/60	14	52 / 68	144 / 1	234 / 22	0,22
RBII-37	37-I	Obliquo	Par Conjugado	N155/65 N247/68	10	290 / 3	196 / 56	22 / 33	0,03
	37-II	Obliquo	Par Conjugado	N11/77 N240/85	10	128 / 24	316 / 66	219 / 3	0,67
	37-III	Extensional	Fl. Normal	N130/63 Estria : 130/63	10	310 / 72	40 / 0	130 / 18	0,5
RBII-38	38-I	Obliquo	Fl. Normal	N150/78 Estria : 140/75	5				
			Fl. Normal	N270/80 Estria : 270/80	5	47 / 59	312 / 3	220 / 30	0,39
	38-II	Obliquo	Par Conjugado	N329/45 N100/50	10	124 / 4	32 / 23	224 / 67	0,62
	38-III	Extensional	Par Conjugado	N282/70 N100/50	10	99/80	190/0	280/10	0,21
RBII-39	39-I	Obliquo	Ft	N96/80	20				
			Ft	N68/70	10	23/64	168/22	263/14	0,5
	39-II	Obliquo	Ft	N38/65	10				
			Ft	N2/64	10	19/65	111/1	201/25	0,48
			Fl. Normal	N142/68 Estria : 140/67	5				

Afloramento	Tensor	Regime	Estruturas	Atitude Dip Direction	N	Eixos de estresse (Azimute/Caimento)			Φ
						σ_1	σ_2	σ_3	
RBII-39	39-III	Obliquo	Par Conjugado	N315/75 N75/64	20	193/32	23/57	286/4	0,83
RBII-40	40-I	Obliquo	Fl. Normal	N159/73 Estria : 160/73	10	328/69	234/2	143/21	0,22
			Fl. Normal	N130/80 Estria : 140/80	10				
RBII-43	43-I	Obliquo	Par Conjugado	N248/75 N132/74	20	10/29	190/61	101/0	0,47
	43-II	Obliquo	Fl. Sinistral	N260/70 Estria: N178/21	5	299/67	139/22	46/7	0,53
			Fl. Normal	N130/82 Estria : 130/82	5				
RBII-47	47-I	Extensional	Ft	N110/90	5	24/85	288/1	198/5	0
			Ft	N20/85	5				
	47-II	Extensional	Ft	N310/80	4	254/74	20/10	112/13	0,5
			Ft	N270/75	4				
RBII-49	49-I	Extensional	Fl. Normal	N135/82 Estria : 130/82	5	113/85	306/5	216/1	0,01
			Fl. Normal	N136/50 Estria : 135/50	5				
			Fl. Normal	N286/75 Estria : 290/75	5				
	49-II	Compressional	Par Conjugado	N310/75 N280/82	8	208/13	116/10	349/74	0,05
	RBII-120	120-I	Obliquo	Fl. Normal	N300/80 Estria : 300/80	10	164/64	70/2	339/26
Fl. Normal				N20/80 Estria : 16/80	10				
120-II		Obliquo	Fl. Normal	N130/85 Estria : 130/85	10	352/64	250/6	157/25	0,31
			Fl. Normal	N220/85 Estria : 210/85	5				
RBII-122	122-I	Obliquo	Fl. Normal	N180/75 Estria : 180/75	10	334/68	237/3	146/22	0,25
			Fl. Normal	N120/78 Estria : 130/76	10				
RBII-123	123-I	Extensional	Fl. Normal	N280/76 Estria : 286/74	10	192/89	12/1	282/0	0,5
RBII-124	124-I	Transcorrente	Par Conjugado	N180/85 N290/80	20	57/13	242/77	147/1	0,39
RBII-125	125-I	Extensional	Fl. Normal	N280/79 Estria : N0/40	10	56/72	269/15	176/9	0,47
			Fl. Normal	N170/85 Estria : 165/84	5				

Afloramento	Tensor	Regime	Estruturas	Atitude Dip Direction	N	Eixos de estresse (Azimute/Caimento)			Φ
						σ_1	σ_2	σ_3	
RBII-125	125-I	Extensional	Ft	N10/80	5				
RBII-127	127-I	Transcorrente	Fl. Dextral	N163/88 Estria : N73/8	15	117/2	216/79	27/11	0,5
	127-II	Transcorrente	Fl. Sinistral	N130/82 Estria : 46/12	12	358/17	193/73	89/4	0,5
RBII-128	128-I	Obliquo	Fl. Normal	N330/80 Estria:N285/75	15	132/66	7/15	272/19	0,37
			Fl. Dextral	N215/82 Estria:N298/40	8				
RBII-137	137-I	Extensional	Fl. Normal	N0/70 Estria:N290/43	5	249/75	22/10	114/11	0,34
			Fl. Normal	N33/81 Estria : 30/80	10				
	137-II	Obliquo	Ft	N20/85	5	307/69	128/21	38/1	0,5
			Ft	N236/83	5				
137-III	Obliquo	Par Conjugado	N320/81 N110/68	10	209/47	42/42	306/6	0,64	

APÊNDICE 3. Teste de “Desbasculamento”

Afloramento	Tensor	Config. Original	S0 média	Eixo de Rotação	Ângulo de Rotação	Config. Rotacionada	Regime Pós-Rotação
RBII-30	30-I	σ_1 : 356/59 σ_2 : 210/27 σ_3 : 112/15	30/18	120/0	18°	σ_1 : 7/43 σ_2 : 210/45 σ_3 : 108/12	Obliquo
	30-II	σ_1 : 148/53 σ_2 : 360/33 σ_3 : 259/16	30/18	120/0	18°	σ_1 : 122/58 σ_2 : 4/17 σ_3 : 264/27	Obliquo
RBII-31	31-I	σ_1 : 304/68 σ_2 : 193/8 σ_3 : 100/20	260/12	350/0	12°	σ_1 : 290/58 σ_2 : 194/3 σ_3 : 102/31	Obliquo
RBII-33	33-II	σ_1 : 24/57 σ_2 : 167/27 σ_3 : 266/17	220/30	310/0	30°	σ_1 : 322/81 σ_2 : 174/7 σ_3 : 83/4	Extensional
RBII-36	36-II	σ_1 : 52/68 σ_2 : 144/1 σ_3 : 234/22	180/25	270/0	25°	σ_1 : 122/70 σ_2 : 322/19 σ_3 : 229/6	Extensional
RBII-37	37-I	σ_1 : 290/3 σ_2 : 196/56 σ_3 : 22/33	332/25	62/0	25°	σ_1 : 108/15 σ_2 : 240/67 σ_3 : 14/15	Obliquo
	37-II	σ_1 : 128/24 σ_2 : 316/66 σ_3 : 219/3	332/25	62/0	25°	σ_1 : 119/46 σ_2 : 323/42 σ_3 : 222/12	Obliquo
RBII-38	38-I	σ_1 : 47/59 σ_2 : 312/3 σ_3 : 220/30	210/36	300/0	36°	σ_1 : 155/79 σ_2 : 308/10 σ_3 : 39/6	Extensional
	38-II	σ_1 : 124/4 σ_2 : 32/23 σ_3 : 224/67	210/36	300/0	36°	σ_1 : 126/1 σ_2 : 34/59 σ_3 : 216/32	Obliquo
RBII-39	39-I	σ_1 : 23/64 σ_2 : 168/22 σ_3 : 263/14	350/30	80/0	30°	σ_1 : 7/37 σ_2 : 167/52 σ_3 : 270/11	Obliquo
	39-II	σ_1 : 19/65 σ_2 : 111/1 σ_3 : 201/25	350/30	80/0	30°	σ_1 : 5/37 σ_2 : 107/16 σ_3 : 215/49	Obliquo
	39-III	σ_1 : 193/32 σ_2 : 23/57 σ_3 : 286/4	350/30	80/0	30°	σ_1 : 209/58 σ_2 : 10/30 σ_3 : 105/9	Obliquo
RBII-40	40-I	σ_1 : 318/69 σ_2 : 234/2 σ_3 : 143/21	296/38	26/0	38°	σ_1 : 305/32 σ_2 : 50/15 σ_3 : 160/53	Obliquo
RBII-43	43-I	σ_1 : 10/29 σ_2 : 191/61 σ_3 : 101/0	255/20	345/0	20°	σ_1 : 358/36 σ_2 : 214/49 σ_3 : 102/18	Obliquo

Afloramento	Tensor	Config. Original	S0 média	Eixo de Rotação	Ângulo de Rotação	Config. Rotacionada	Regime Pós-Rotação
RBII-43	43-II	σ_1 : 299/67 σ_2 : 139/22 σ_3 : 46/7	255/20	345/0	20°	σ_1 : 280/50 σ_2 : 148/29 σ_3 : 43/24	Obliquo
RBII-120	120-I	σ_1 : 164/64 σ_2 : 70/2 σ_3 : 339/26	130/10	220/0	10°	σ_1 : 156/55 σ_2 : 250/3 σ_3 : 342/35	Obliquo
RBII-120	120-II	σ_1 : 352/64 σ_2 : 250/6 σ_3 : 157/25	130/10	220/0	10°	σ_1 : 11/70 σ_2 : 249/11 σ_3 : 155/16	Extensional
RBII-122	122-I	σ_1 : 334/68 σ_2 : 237/3 σ_3 : 146/22	120/10	210/0	10°	σ_1 : 355/75 σ_2 : 236/8 σ_3 : 145/13	Extensional
RBII-137	137-II	σ_1 : 307/69 σ_2 : 128/21 σ_3 : 38/1	132/32	222/0	32°	σ_1 : 141/79 σ_2 : 308/11 σ_3 : 39/3	Extensional
	137-III	σ_1 : 209/47 σ_2 : 42/42 σ_3 : 306/6	132/32	222/0	32°	σ_1 : 184/33 σ_2 : 68/35 σ_3 : 304/38	Obliquo

REFERÊNCIAS

- Anderson, E.M. (1905). *The dynamics of faulting*. Transactions of the Edinburgh Geological Society, 8, 387-402.
- Anderson, E.M. (1942). *The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain*. Olivier and Boyd, Edinburgh.
- Angelier, J., Mechler, P. (1977). *Sur une method graphique de recherché des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: le method des dièdres droits*. Bull. Soc. Géol. Fr. 7 (19), 1309-1318.
- Angelier, J. (1989). *From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data*. Journal of Structural Geology, 11, 37-50.
- Angelier, J. (1994). Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In: Hancock, P.L. (ed) *Continental Deformation*. Pergamon, Oxford, 101-120.
- Aydin, A., Reches, Z.E. (1982). *Number and orientation of fault sets in the field and in experiments*. Geology, 10, 107-112.
- Blenkinsop, T.G. (2008). *Relationships between faults, extension fractures and veins, and stress*. Journal of Structural Geology, 30, 622-632.
- Bott, M.H.P. (1959). *The mechanisms of oblique slip faulting*. Geol. Mag. 96, 109-117.
- Carey, E., Brunier, B. (1974). *Analyse theorique et numerique d'un modele mecanique elementaire applique a l'etude d'une population de failles*. Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences, Serie D: Sciences Naturelles 279 (11), 891-894.

- Castro, Jr., A.C.M. (1987). *The Northeastern Brazil and Congo Basins: a Double rifting system associated with multiples crustal detachment surfaces*. *Tectonics*, 6, 727-738.
- Cloetingh, S., Kooi, H. (1992). *Intraplate stresses and dynamical aspects of rift basins*. *Tectonophysics*, 215, 167-185.
- Cloetingh, S., Sassi, W., Horváth, F. (1993). *The origin of sedimentary basins: State of art and first results of the task force*. *Tectonophysics*, 225, 7-10.
- Cohen, C.R. (1985). *Role of fault rejuvenation in hydrocarbon accumulation and structural evolution of Recôncavo Basin, Northeastern Brazil*. *AAPG Bull.*, 69, 65-76.
- Colletini, C. (2011). *The mechanical paradox of low-angle normal faults: Current understanding and open questions*. *Tectonophysics*, 510, 253-268.
- Côrrea-Gomes, L.C., Destro, N. (2012). *Tectônica da bacias Paleozóicas e Mesozóicas*. In: Barbosa, J.S.F. (ed) *Geologia da Bahia, pesquisa e atualização*. CBPM, Série Publicações Especiais, 13, 255-325.
- Delvaux, D., Levi, K., Kajara, R., Sarota, J. (1992). *Cenozoic paleostress and kinematic evolution of the Rukwa – North Malawi rift valley (East African Rift System)*. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production elf Aquitaine*, 16(2), 383-406.
- Delvaux, D. (1993a). *The Tensor program for paleostress reconstruction: Examples from the east African and the Baikal rift zones*. *Terra Nova*, 5, 216.
- Delvaux, D. (1993b). *Quaternary stress evolution in East Africa from data of western branch of the East African rift*. In: Thorweihe, U and Schandelmeier, H. (eds) *Geoscientific Research in Northern Africa*. Balkema, Rotterdam, 315-318.
- Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Melnikov, A., Erminov, V. (1995b). *Paleostress reconstructions and geodynamics of Baika region, Central Asia. Part I: Paleozoic and Mesozoic pre-rift evolution*. *Tectonophysics*, 252, 61-101.
- Delvaux, D., Kervyn, R., Vittori, E., Kajara, R.S.A., Kilembe, E. (1997a). *Late Quaternary tectonic activity and lake level fluctuation in the Rukwa rift basin, East Africa*. *Journal of African Earth Sciences*, 26(3), 397-421.
- Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G. et al. (1997b). *Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part II: Cenozoic tectonic stress and fault kinematics*. *Tectonophysics*, 282 (1-4), 1-38.
- Delvaux, D., Sperner, B. (2003). *New aspects of tectonic stress inversion with respect to the TENSOR program*. In: Nieuwland, D.A. (ed) *New Insights into Structural Interpretation and Modelling*. Geological Society, London, Special Publications, 212, 75-100.
- Destro, N. (2002). *Falhas de Alívio e de Transferência: O significado tectônico e econômico no rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá, NE Brasil. 173f*. Tese (Doutorado em evolução Crustal e Recursos Naturais) – Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.
- Doblas, M. (1998). *Slickenside Kinematic Indicators*. *Rock Deformation; the Logan Volume*. Elsevier, Amsterdam, Netherlands, 187-197.
- Dunne, W.M., Hancock, P.L. (1994). *Paleostress analysis of small-scale brittle structures*. In: Hancock, P.L. (ed), *Continental Deformation*. Pergamon, Oxford, 101-120.
- Healy, D., Jones, R.R., Holdsworth, R.E. (2006a). *Three-dimensional brittle shear fracturing by tensile crack interaction*. *Nature*, 439, 64-67.
- Healy, D., Blenkinsop, T.G., Timms, N.E., Meredith, P.G., Mitchell, T.M., Cooke, M.L. (2015). *Polymodal faulting: Time for a new angle on shear failure*. *Journal of Structural Geology*, 80, 57-71.
- Heeremans, M., Larsen, B.T., Stel, H. (1996). *Paleostress reconstruction from kinematic indicators in the Oslo Graben, southern Norway: new constraints on the mode of rifting*. *Tectonophysics*, 266 (1-4), 55-79.
- Heidbach, O., Tingay, M., Barth, A., Reinecker, J., Kurfeß, D. and Müller, B. (2010). *Global*

- crustal stress pattern based on the World Stress Map database release 2008*. Tectonophysics, 482(1-4), 3-15.
- Kusznir, N.J. and Egan, S.S. (1989). Simple-shear and pure-shear models of extensional sedimentary basin formation: application to the Jeanne d'Arc Basin, Grand Banks of Newfoundland. In: Tankard, A.J. and Balkwill (eds) *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. AAPG, 46, 305-322.
- Kusznir, N.J., Marsden, G., Egan, S.S. (1991). A flexural-cantilever simple-shear/pure-shear model of continental lithosphere extension: Applications to the Jeanne d'Arc Basin, Grand Banks and Viking Graben, North Sea. In: Roberts, A.M., Yielding, G. and Freeman, B. (eds) *The Geometry of Normal Faults*. Geological Society Special Publication, 56, 41-60.
- Lacombe, O., Mouthereau, F., Kargar, S., Meyer, B. (2006). *Late Cenozoic and modern stress field in the western Fars (Iran): Implications for the tectonic and kinematic evolution of Central Zagros*. Tectonics, 25 (1), 27.
- Lacombe, O. (2007). *Comparison of paleostress magnitudes from calcite twins with contemporary stress magnitudes and frictional sliding criteria in the continental crust: mechanical implications*. Journal of Structural Geology, 29, 86-99.
- Lacombe, O. (2012). *Do fault slip data inversions actually yield "paleostress" that can be compared with contemporary stresses ? A critical discussion*. Comptes Rendus Geoscience. 344. 159 – 173.
- Lisle, R.J., Orife, T.O., Arlegui, L., Liesa, C., Srivastava, D.C. (2006). *Favoured states of paleostress in the Earth's crust: evidence from fault-slip data*. Journal of Structural Geology, 28, 1051-1066.
- Magnavita, L.P. (1992). *Geometry and Kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, NE, Brazil*. 493f. Thesis (PhD) Department of Earth Sciences, University of Oxford, Oxford.
- Maler, M.O. (1990). *Dead Horse graben: a west Texas accommodation zone*. Tectonics 9 (6), 1357-1368.
- Melo, U. (1970). A possível ocorrência de falhas de deslocamento horizontal no Recôncavo. PETROBRÁS Int. Rep. No. 108-3581, Salvador, 6p, unpubl.
- Milani, E.J. (1984). Modelo evolutivo do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá. PETROBRÁS/CENPES Int. Rep. No 476, 31p, unpubl.
- Milani, E.J. (1985a). *Tectônica cisalhante na evolução do rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá*. Revista Brasileira de Geociências, 15 (4), 287-292.
- Milani, E.J. (1985b). *Aspectos da evolução tectônica das bacias do Recôncavo e Tucano Su, Bahia, Brasil*. 131f. Thesis (M.Sc) Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.
- Milani, E.J. (1987). *Aspectos da evolução tectônica das bacias do Recôncavo e Tucano Su, Bahia, Brasil*. Série Ciência-Técnica-Petróleo, Seção: Exploração de Petróleo, PETROBRÁS/CENPES, 18, 61p.
- Milani, E.J. and Davison, I. (1988). *Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, Northeast Brazil*. Tectonophysics, 154, 41-70.
- Netto, A.S.T., Braga, J.A.E, Bruhn, C.H.L., Magnavita, L.P., Oliveira J.J., Agle, H., Ribeiro, J.C. (1984). Prospectos estratigráficos do Recôncavo. PETROBRÁS Int. Rep. No. 108-5680, Salvador, 83p, unpubl.
- Petit, J.P (1987). *Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks*. Journal of Structural Geology, 9 (5/6), 597-608.
- Petit, C., Déverchère, J., Houdry-Lémont, F., San'kov, V.A., Melnikova, V.I., Delvaux, D. (1996). *Present-day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implications*. Tectonics, 15 (6), 1171-1191.
- Petrobrás. (1985a). *Mapa do Arcabouço Estrutural das Bacias do Recôncavo e Tucano Sul*.

- Escala 1:250.000, Salvador, unpubl.
- Rabinowitz, P.D., LaBrecque, J. (1979). *The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins*. Journal of Geophysical Research, 84 (B11), 5973-6002.
- Reches, Z., Dietrich, J.H. (1983). *Faulting of rocks in three dimensional strain fields I. Failure of rocks in polyaxial, servo-control experiments*. Tectonophysics, 95, 111-132.
- San'kov, V.A., Miroshnichenko, A.I., Levi, K.G., Lukhnev, A., Melnikov, A.I., Delvaux, D. (1997). *Cenozoic tectonic stress field evolution in the Baikal rift zone*. Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine, 21(2), 435-455.
- Santos, C.F. and Braga, J.A.E. (1990). *O estado da arte da bacia do Recôncavo*. Boletim de Geociências da Petrobrás, 4(1), 35-43.
- Silva, O.B.; Caixeta, J.M.; Milhomem, P.S.; Kosin, M. D. (2007). *Bacia do Recôncavo*. Boletim de Geociências da Petrobrás, 15(2), 423-431.
- Silva, I.C. (2013). *Estudo da evolução dinâmica do sistema de bacias tipo rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá com base em dados de campo*. 334f. Tese (Doutorado) Universidade Federal Da Bahia, Salvador.
- Sippel, J., Saintot, A., Heeremans, M., Scheck-Wenderoth, M. (2010). *Paleostress field reconstruction in the Oslo region*. Marine and Petroleum Geology, 27, 682-708.
- Szatmari, P., Conceição, J.C.J., Lana, M. da C., Milani, E.J., Lobo, A.P. (1984). *Mecanismo tectônico do rifteamento sul-atlântico*. *Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro, 1589-1601.
- Szatmari, P., Milani, E.J., Lana, M. da C., Conceição, J.C.J., Lobo, A.P. (1985). *How south atlantic rifting affects Brazilian oil reserves distribution*. Oil and Gas Journal, Jan 14, 107-113.
- Ussami, N. (1986). *Interpretation of the gravity anomalies of Bahia state, Brazil*. 138f. Thesis (PhD) University of Durham, Durham.
- Ussami, N., Karner, G.D., Bott, M.H.P. (1986). *Crustal detachment during south atlantic rifting and formation of Tucano-Gabon basin system*. Nature, 322, 629-632.
- Wallace, R.E. (1951). *Geometry of shearing stress and relation to faulting*. Journal of Geology, 59(2), 118-130.
- Younes, A.I. and McClay, K. (2002). *Development of accommodation zones in the Guf of Suez-Red Sea rift, Egypt*. AAPG Bulletin, 86(6), 1003-1026.
- Zain Eldeen, U., Delvaux, D., Jacobs, P. (2002). *Tectonic evolution in the Wadi Araba segment of the Dead Sea Rift, South-West Jordan*. European Geophysical Society, Special Publication Series, 2, 1-29.
- Zoback, M.L. (1992). *First and second order patterns of stress in the lithosphere*. Journal of Geophysical Research, 97, 703-728.
- Zoback, M.D., Stephenson, R.A., Cloetingh, S., Larsen, B.T., Van Hoorn, B., Robinson, A., Horvath, F., Puigdefabregas, C., Ben-Avraham, Z. (1993). *Stresses in the lithosphere and sedimentary basin formation*. Tectonophysics, 226, 1-13.

CAPÍTULO 3

CONCLUSÕES

O estudo de reconstrução de paleoestresse realizado para a Zona de Acomodação Itanagra – Araçás resultou em dois campos de estresse regionais (regional, na escala da zona de acomodação) que atuaram na evolução desta porção da Bacia do Recôncavo, são eles, em ordem cronológica:

- Uma fase de caráter extensional (σ_1 vertical) com direção de extensão predominante NW - SE, sob regime de estresse extensional radial a extensional puro (baixos valores da razão Φ , $\sigma_2 \cong \sigma_3$);

- Uma fase mais nova (especialmente restrita) que atuou na Zona de Acomodação Itanagra - Araçás, e que corresponde a regime de estresse transcorrente puro (razão $\Phi \cong 0,5$), com direção predominante dos eixos de compressão máximos (σ_1) orientado N-S.

Ficou evidente que esta zona de acomodação se desenvolveu primordialmente sob regime tectônico extensional, inclusive com o desenvolvimento de rotação e basculamento de blocos, evoluindo apenas localmente para atividade sob regime transcorrente. Esta observação corrobora as afirmações feitas por outros autores, em trabalhos pretéritos, onde eles definiram a característica cinemática principal da Zona de Acomodação Itanagra – Araçás como sendo transcorrente, porem não consideraram esforços compressivos na formação dessa estrutura.

De maneira geral, o maior problema para a reconstrução de paleoestresse na Zona de Acomodação Itanagra - Araçás é determinar as relações cronológicas absolutas e relativas entre as diferentes fases interpretadas através da inversão dos dados de deslizamento de falhas obtidos em campo. O primeiro aspecto limítrofe decorre do fato de que todas as estruturas rúpteis foram obtidas na mesma unidade geológica da BR (arenitos e intercalações de argilitos e siltitos, do Grupo Massará, representante da transição entre os andares Aratu e Jiquiá, Barremiano ao Aptiano Inferior), o que não permite estabelecer, precisamente, a faixa do tempo (idade máxima e mínima) onde ocorreram as fases descritas, podendo apenas inferir uma idade máxima para as mesmas. Desta forma se conclui que, as fases deformacionais identificadas atuaram nos estágios finais da atividade tectônica significativa da BR (final da fase rifte), ou posteriormente, marcando os campos de tensão tardi/pós-rifte.

O presente trabalho propõe as características dos campos de tensão que atuaram na construção da Zona de Acomodação Itanagra – Araçás, e evidencia a necessidade da aplicação dos parâmetros da reconstrução de paleoestresse em escala regional, cobrindo toda a área da bacia, incluindo as formações que representam os outros estágios evolutivos do rifte (além do estágio final, estudado aqui) para melhor compreender como evoluíram as tensões na construção da bacia do Recôncavo.

Outra proposta seria ampliar a aplicação da ferramenta reconstrução de paleoestresse através da análise de deslizamento de falhas, para as demais áreas onde aflora o Grupo Massará. Com o intuito de determinar se essa característica de um evento transcorrente tardio, no final do estágio rifte da evolução da BR, é uma realidade geral ou local da Zona de Acomodação Itanagra-Araçás.

Inclusive poderia ser associado a esse estudo, dados das características atuais dos

estados de estresse na Plataforma Sul-americana, região da Bahia. Para analisar como que os esforços finais da evolução do rifte se relacionam com as tensões intraplaca atuais.

APÊNDICE A – DETALHAMENTO DO MÉTODO DE TRABALHO DESENVOLVIDO

O presente trabalho visa descobrir as características do estado de estresse crustal atuante durante a faixa de tempo que compreende o Barremiano ao Aptiano inferior, na Zona de Acomodação Itanagra – Araçás, NE da Bacia do Recôncavo, através da análise do arcabouço estrutural rúptil desta região. Constituindo desta forma um projeto de aplicação dos chamados “métodos de inversão”, que são o conjunto de métodos desenvolvidos a partir do século 20, e que possibilitam relacionar a origem e evolução de falhas à história tectônica de uma determinada região.

O trabalho precursor de toda a cadeia de modelos e conceitos teóricos relacionados à essa temática, foi lançado ainda nos primeiros anos do século 20, quando o geólogo escocês Ernest Masson Anderson apresentou os primeiros elementos da sua teoria, nos idos de 1905. Anos depois, em 1942, essas teorias foram formalizadas no livro *The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Applications to Britain*. O esquema de Anderson é essencialmente baseado no reconhecimento de que na superfície da Terra não existe estresse cisalhante, desta forma, um dos eixos principais de estresse deve ser obrigatoriamente vertical. Combinando essa condição com o critério de ruptura de cisalhamento Coulomb-Mohr, obtém-se que a deformação na porção rúptil da crosta será acomodada por um par conjugado de falhas, com uma relação intrínseca entre este e sua elipsoide de estresse associada, onde a intersecção entre os planos do par conjugado representa o eixo de estresse principal intermediário σ_2 , a bissetriz do ângulo agudo entre os planos, o eixo principal máximo σ_1 e a bissetriz do ângulo obtuso, o eixo mínimo σ_3 .

O próximo grande avanço para o desenvolvimento dos métodos de inversão ocorreu na década de 50. Quando, trabalhando com abordagens conceituais distintas e tendo lançado seus resultados com oito anos de diferença, os geólogos Robert Wallace (Estados Unidos) e Martin Bott (Inglaterra) tiveram os resultados de suas pesquisas sumarizados no que ficou conhecido como a Hipótese Wallace-Bott. Essa hipótese constitui um dos preceitos básicos dos métodos de inversão, e determina que se houver movimento em um plano de falha, este deve ocorrer na mesma direção e sentido do componente cisalhante do estresse resolvido neste plano, sendo assim assume-se um paralelismo entre a direção de deslizamento em um plano e a direção do estresse cisalhante máximo resolvido neste plano. Além da Hipótese Wallace-Bott, os métodos de inversão são baseados em outros dois preceitos básicos: (1) Há de se assumir um campo de estresse homogêneo e; (2) que o movimento (gerado por um mesmo campo de estresse) entre as diferentes falhas seja independente.

Esta ferramenta, apesar de ser amplamente utilizada nos mais diversos ambientes do planeta, não representa uma unanimidade na comunidade geológica, pesando sobre ela diversas e complexas críticas. Existe, para exemplificar, toda uma escola de autores que não considera que a inversão de dados de deslizamento de falhas gere como produto a configuração do estado de estresse causador da deformação em determinada área, por sua vez, eles acreditam que o que a análise das falhas pode prover são as características do *strain* para uma determinada região, ou seja, eles consideram falhamento um processo controlado pelo *strain*, em oposição aos defensores dos métodos de inversão, que assumem o falhamento como um processo controlado pelo estresse. Entre estes autores podem ser destacados: R. Marret e R. W. Almendinger (com o trabalho *Kinematics analysis of fault data*, *Journal of Structural Geology*, 1990); R.J. Twiss e J.R. Unruh (*Analysis of fault slip inversions: Do they constrain stress or strain ?*, *Journal of Geophysical Research*, 1998); A.F. Nieto-Samaniego

(*Stress, strain and fault patterns, Journal of Structural Geology*, 1998); D. Gapais e colaboradores (*Tectonic significance of fault slip data, Journal of Structural Geology*, 2000) entre outros. Além desta linha de críticos existem outras, por exemplo, os que consideram equivocado o preceito básico que assume um campo de estresse homogêneo. Para estes autores há de se considerar que a própria nucleação de falhas em zonas de fraqueza na rocha, interfere no campo de tensão atuante na mesma. Inclusive Pollard et.al (2011) chamam os métodos de inversão de *faultless methods*, por que segundo os autores, estes métodos não consideram o efeito mecânico da nucleação das falhas enquanto agente modificador do campo de estresse atuante.

Ainda que existam questões teoricamente interessantes nas críticas aos métodos de inversão, a consistência dos resultados apresentados sistematicamente pelos autores que aplicaram estes métodos, corrobora com a validade desta ferramenta e de seus pressupostos básicos. Mesmo levando em consideração erros de medidas em campo e/ou dispersões naturais, nunca houve um caso onde, um trabalho baseado em quantidades significativas de dados, com grande variedade na orientação de estruturas, gerasse grandes discrepâncias entre os deslizamentos observados e os estresses cisalhantes calculados, ou seja, resultados que não obedecessem à condição estabelecida pela Hipótese Wallace-Bott (Angelier, 1994).

Dentre os diversos métodos de inversão existentes, o escolhido para ser aplicado neste trabalho foi o método *Improved Right Dihedron and Rotational Optimization Method* desenvolvido pelo geólogo belga Damien Delvaux. Os conceitos teóricos que embasam esse método foram aplicados ao *software* TENSOR, desenvolvido pelo mesmo autor e utilizado neste trabalho. A opção por essa ferramenta foi baseada no fato deste método ter se mostrado eficiente para o estudo de regiões deformadas por eventos múltiplos, que era a realidade que se esperava encontrar na área de estudo antes das campanhas de campo, e que se confirmou pelas observações *in situ*.

O método dos diedros retos, amplamente difundido e conhecido na comunidade geológica, foi originalmente desenvolvido pelos franceses Jacques Angelier e Pierre Mechler (*Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et séismologie: La méthode des dièdres droits, Bulletin de La Société Géologique de France*, 1977) como uma ferramenta gráfica para a determinação de espectros de possíveis orientações dos eixos de estresse σ_1 e σ_3 , em análises de falhas. Ele é baseado em um *grid* - referência de orientações preestabelecidas, de maneira que elas apareçam como um *grid* retangular no *stereonet*, hemisfério inferior, projeção Schmidt. Para cada dado de deslizamento de falha, quadrantes compressionais e extensionais são determinados, de acordo com a orientação do plano de falha e da estria nele contida, e do sentido de movimento (Figura 1a – e). Os quadrantes são plotados no *grid* – referência e às orientações no *grid* dentro do quadrante extensional é atribuído um *counting value* de 100%, enquanto que àquelas dentro dos quadrantes compressivos atribui-se 0%. Os *counting values* de todos os dados de falhas são somados e divididos pelo número de falhas analisado, o *grid* de *counting values* de cada falha constitui seu *counting net* específico. Enquanto que o *grid* resultante da média de valores de um grupo de estruturas forma o *counting net* médio para esse grupo (Figura 1f). As possíveis orientações de σ_1 e σ_3 são definidas pelas orientações no *counting net* médio com valores de 0% e 100%, respectivamente. Como σ_1 e σ_3 são determinados independentemente, nem sempre se apresentam de maneira perpendicular. Eles podem ser postos adequadamente fixando um dos eixos, e rotacionando o outro ao redor de um eixo definido como a normal ao plano que contém σ_1 e σ_3 . A orientação do eixo σ_2 pode, então, ser facilmente deduzida.

Damien Delvaux propôs alguns desenvolvimentos ao método dos Diedros Retos (*Improved Right Dihedron*) para expandir sua aplicabilidade em análises de paleoestresse, apresentados em um artigo que o mesmo autor assina junto ao geólogo alemão Blanka

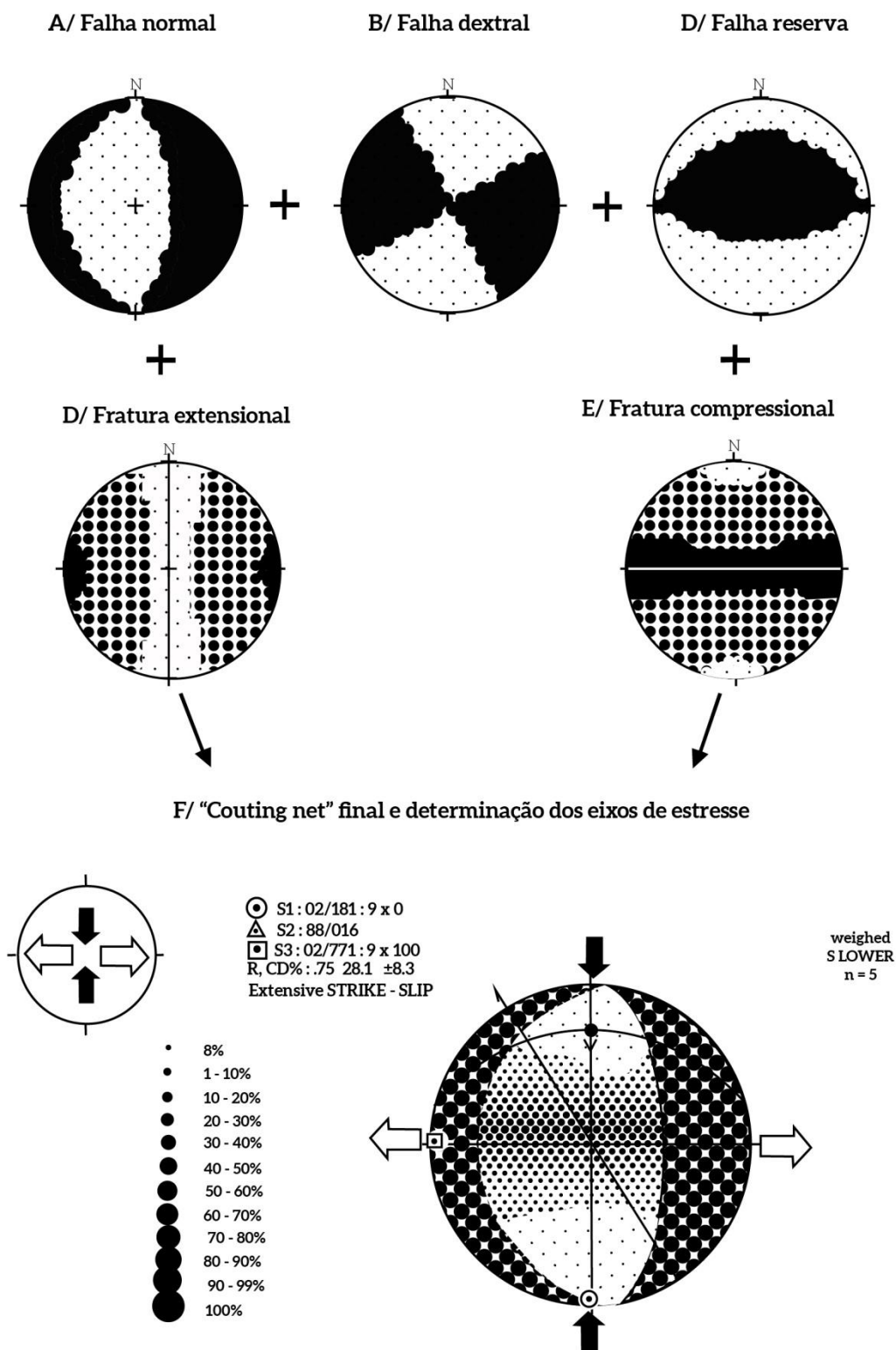


Figura 1: Princípio do método dos Diedros Retos (projeção Schmidt, hemisfério inferior). (a – e) Diferentes tipos de dados de deslizamento de falha, com o seu *counting net* específico e a projeção do plano de falha ou fratura; (f) A combinação dos *counting nets* específicos de cada estrutura apresentada, para produzir o *counting net* médio do grupo como um todo. As orientações dos eixos σ_1 e σ_3 são computados como as orientações médias dos pontos no *grid* com valores 0 e 100, respectivamente. Delvaux e Sperner, (2003).

Sperner (entitulado *New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program*. Geological Society of London, Special Publications, 2003), entre estes: (1) Uma do

fator Φ ; (2) A aplicação de um “teste de compatibilidade” para a seleção de dados e determinação de subgrupos de estruturas, usando o que eles chamam *Counting Deviation*.

O fator Φ , definido como $(\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$, é um dos quatro parâmetros determinados na inversão de estresse junto às orientações dos três eixos principais σ_1 , σ_2 e σ_3 . E pode ser determinado usando a posição do σ_2 no *grid*, através da seguinte relação: $\Phi \approx (100 - S2 \text{ val})/100$. Onde S2 val é o *counting value* do ponto no *grid* – referência mais próximo à orientação do σ_2 .

Outro importante desenvolvimento em relação ao método dos Diedros Retos original é o estabelecimento de um parâmetro para estimar o grau de compatibilidade de um *counting net* individual (de uma estrutura), com o *counting net* médio de um subgrupo. Através do cálculo do *Counting Deviation*, CD (expresso em %) de cada dado.

Um tensor de paleoestresse é definido para a população de falhas para o qual ele foi computado, no entanto, uma população de estruturas medidas em campo, normalmente não é homogênea e nem todos os dados podem ser atribuídos a um mesmo tensor. Desta forma, a análise de paleoestresse envolve a separação de dados de deslizamento de falhas em diferentes populações, que podem, para cada uma, ser atribuído um único tensor de estresse (este é o objetivo de uma reconstrução de paleoestresse eficiente).

O primeiro passo para a realização do teste de compatibilidade, é computar o *counting net* médio de um grupo de estruturas, somando os valores de todos os pontos no *grid* – referência dos *counting net* individuais (Figura 2a – c), levando em consideração fatores de peso das estruturas, se houverem (Figura 2d). Depois dessa operação inicial, o próximo passo é realizado de maneira inversa. Cada *counting net* individual é comparado com o *counting net* médio. Como resultado, um *counting net* diferencial é obtido subtraindo, respectivamente, os valores dos *counting net* individuais (Figura 2a – c) daqueles do *counting net* médio.

O *Counting Deviation* (CD) é a média de todos os 384 valores no *counting net* diferencial, expresso em porcentagem. A compatibilidade de um dado individual (referente à uma estrutura) em relação ao grupo total de estruturas medidas em um afloramento e submetidas à esse procedimento, é estimada pela dispersão do valor de CD de uma estrutura, da média aritmética de todos os valores de *Counting Deviation*. Usando esse sistema, uma solução inicial é obtida para o conjunto total das estruturas consideradas, e as estruturas incompatíveis à esta solução são rejeitadas. O procedimento é repetido diversas vezes até que áreas bem definidas com valores de 0 e 100 sejam observadas no *counting net*, significando que o subgrupo restante é homogêneo, ou seja, que suas estruturas são compatíveis entre si, que à elas pode ser atribuída uma única configuração de campo de tensão e que provavelmente elas foram nucleadas, ou ao menos, se moveram em um mesmo evento cinemático. As estruturas inicialmente excluídas devem passar novamente pelo mesmo procedimento, até que subgrupos de estruturas cinematicamente homogêneas sejam obtidos, e consequentemente suas respectivas configurações de estresse (tensores).

É óbvio que basear toda a seleção dos dados a este processo puramente automático, pode levar a resultados sem nenhum sentido geológico, por isso que são fundamentais observações prévias de campo, que possibilitem um preestabelecimento de distintos eventos tectônicos. Deve-se observar o tipo das falhas e fraturas, a morfologia da superfície das falhas, se as estruturas tem o mesmo tipo de gouge de falha, pois estas características podem evidenciar formação sob as mesmas condições geológicas. Outro aspecto fundamental a ser observado em campo são as relações de corte entre as estruturas, terminação de uma falha contra a outra, múltiplas estrias em um mesmo plano de falha, todas estas evidências auxiliam na identificação de diferentes famílias e eventos deformacionais, que devem ser usados como

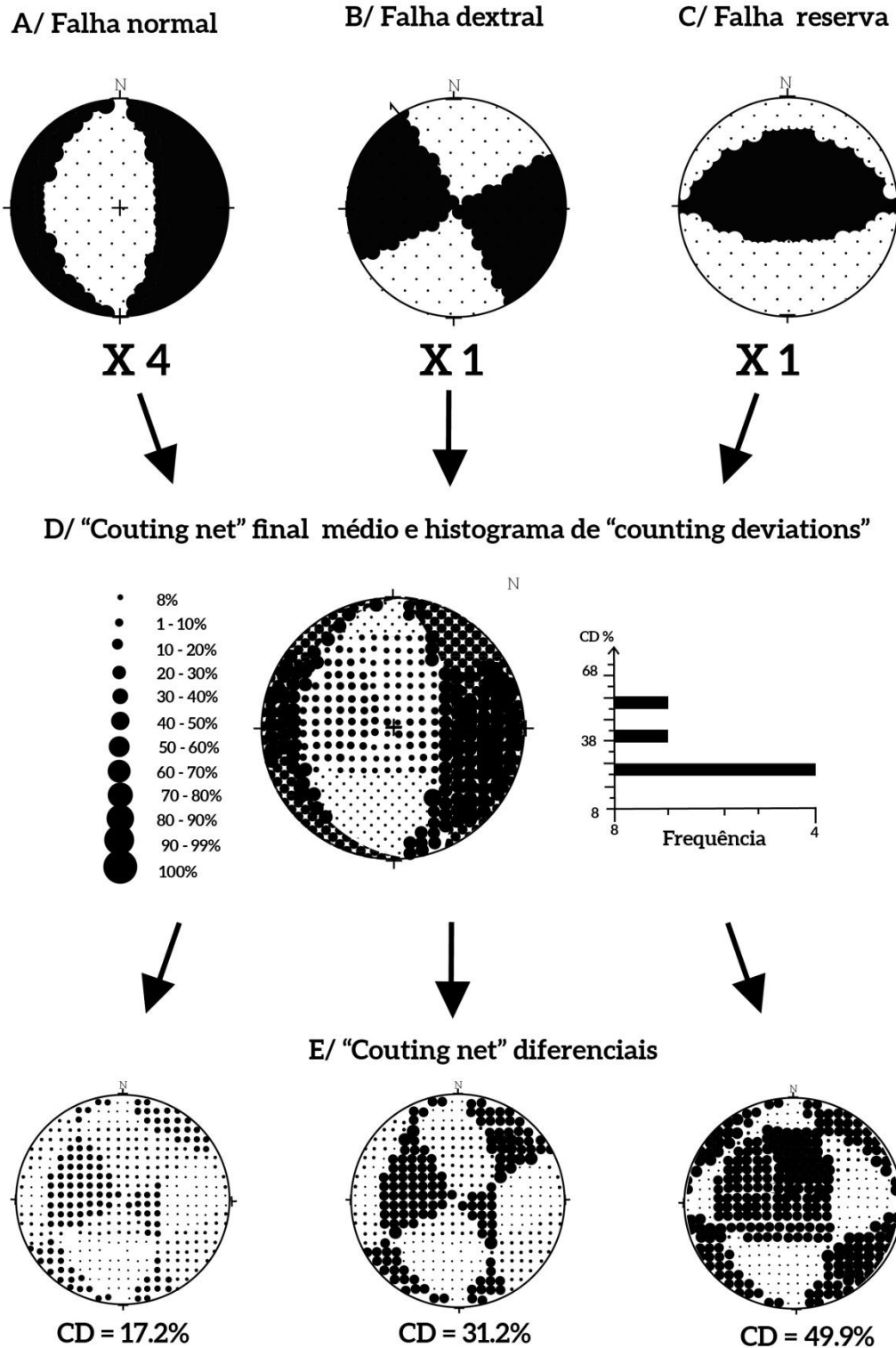


Figura 2: Uso do *Counting Deviation* (CD) para filtrar dados. Os dados de três diferentes tipos de estruturas rúpteis (a – c) são utilizados para produzir o *counting net* médio do grupo (d), levando em consideração um fator de peso atribuído às estruturas. Para cada uma das estruturas, os *counting values* de cada *counting net* individual é multiplicado pelo seu fator de peso (4 para a falha normal e 1 para as outras). A maior influência da falha normal no *counting net* médio é claramente visível (d). Os *counting nets* diferenciais (e) são obtidos subtraindo os *counting values* de cada *counting net* individual, daqueles do *counting net* médio do grupo (d). O *Counting Deviation* (CD) é o *counting value* médio dos 384 pontos do *counting net* diferencial, expresso em porcentagem (e). No diagrama do *counting net* médio (d), os valores de CD são apresentados em um histograma. O *counting deviation* médio para o conjunto dos dados é $25 \pm 12,3\%$. Nesse caso, a falha reversa

tem um CD acima da média, e deve desta forma ser excluída do grupo. Se o processo for repetido para as duas estruturas restantes, a falha dextral será eliminada também. Delvaux e Sperner, (2003).

parâmetro inicial para a separação de subgrupos realizada através do *software* TENSOR.

As distintas configurações dos tensores (orientação dos eixos σ_1 , σ_2 e σ_3 e fator Φ) e seus respectivos subgrupos obtidos pelo *Improved Right Dihedron Method*, são utilizados como ponto de partida para a aplicação do método *Rotational Optimization Method*.

O *Rotational Optimization Method* é um método de inversão iterativo que visa obter a configuração de tensor mais adequada para determinado grupo de estruturas através da minimização de uma determinada função de incompatibilidade (*misfit function*), ou seja, o estabelecimento da configuração que melhor se encaixe nas condições geomecânicas de nucleação dessas estruturas. São utilizados diversos parâmetros geomecânicos para avaliar o tensor mais adequado, entre eles o desvio angular entre a estria e o estresse cisalhante, α , o ângulo de fricção ϕ , a magnitude do estresse cisalhante $|\tau|$ e a magnitude do estresse normal $|\nu|$. A depender do tipo de estrutura envolvida no subgrupo ao qual será atribuído um tensor de estresse, é utilizada uma função de incompatibilidade (*misfit function*) diferente, e cada uma dessas equações trabalha de maneira distinta com os parâmetros geomecânicos (ler Delvaux e Sperner, 2003). Para a obtenção da configuração mais estável, é realizado um processo sucessivo de rotação do tensor ao redor dos seus eixos principais (σ_1 , σ_2 e σ_3) e teste de diferentes valores do fator Φ , a configuração estável, final, é obtida quando a função de incompatibilidade atinge seu valor ótimo.

A utilização criteriosa dos métodos descritos possibilita a identificação das características dos diferentes campos de tensão que atuaram em determinada área. Porém uma reconstrução de paleoestresse eficiente só terá significado geológico, no que diz respeito à evolução dinâmica do ambiente estudado, se a esses dados obtidos for atribuída relevância cronológica. Esses resultados são obtidos única e exclusivamente através das observações de campo realizadas pelo pesquisador.

É necessário, para a realização eficaz de um projeto de reconstrução de paleoestresse, estabelecer o significado cronológico absoluto dos eventos deformacionais identificados, ou seja, posicionar estes eventos no espectro do tempo geológico, e além disso, determinar a hierarquização cronológica desses eventos. Estes resultados são obtidos de maneira indireta, através da observação das relações entre as estruturas deformacionais (produto dos eventos deformacionais) e os diferentes litótipos que compõe o ambiente estudado (que possibilita inferir a idade dos eventos), e pelas relações de corte entre as estruturas, que fornece informações sobre a hierarquia cronológica entre os distintos eventos. Um resultado final onde sejam apresentadas as diferentes características dos campos de tensão que atuaram em uma região, considerando a possibilidade de variações destes tensores no tempo (relevância cronológica) e no espaço (possibilidade de eventos com características distintas atuarem em regiões distintas ao mesmo tempo, diacronismo) pode ser considerado como uma reconstrução de paleoestresse eficiente.

O projeto em questão foi realizado baseado nos preceitos metodológicos e teóricos aqui apresentados, com o intuito de promover uma reconstrução de paleoestresse eficiente para a Zona de Acomodação Itanagra-Araçás. As características dos dados trabalhados e os resultados obtidos são apresentados em suas respectivas seções no corpo dessa dissertação.

REFERÊNCIAS

- Anderson, E.M. (1942). *The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain*. Oliver and Boyd, Edinburgh.
- Angelier, J., Mechler, P. (1977). *Sur une method graphique de recherché des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: le method des dièdres droits*. Bull. Soc. Géol. Fr. 7 (19), 1309-1318.
- Angelier, J. (1994). Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In: Hancock, P.L. (ed) *Continental Deformation*. Pergamon, Oxford, 101-120.
- Bott, M.H.P. (1959). *The mechanisms of oblique slip faulting*. Geol. Mag. 96, 109-117.
- Delvaux, D., Sperner, B. (2003). New aspects of tectonic stress inversion with respect to the TENSOR program. In: Nieuwland, D.A. (ed) *New Insights into Structural Interpretation and Modelling*. Geological Society, London, Special Publications, 212, 75-100.
- Gapais, D., Cobbold, P.R., Bourgeois, O., Rouby, D., Urreiztieta, M. (2000). *Tectonic significance of fault-slip data*. Journal of Structural Geology, 22, 881-888.
- Marret, R. and Allmendinger, R.W. (1990). *Kinematic analysis of fault-slip data*. Journal of Structural Geology, 12(8), 973-986.
- Nieto-Samaniego, A.F. (1998). *Stress, strain and fault patterns*. Journal of Structural Geology, 21, 1065-1070.
- Pollard, D.D., Kaven, J.O., Maerten, F. (2011). *Mechanical analysis of fault-slip data: Implications for paleostress analysis*. Journal of Structural Geology, 33, 78-91.
- Twiss, R.J., Unruh, J.R. (1998). *Analysis of fault slip inversions: Do they constrain stress or strain rate ?*. Journal of Geophysical Research, 103(B6), 205-222.
- Wallace, R.E. (1951). *Geometry of shearing stress and relation to faulting*. Journal of Geology, 59(2), 118-130.

ANEXO A – REGRAS DE FORMATAÇÃO DA REVISTA

GEOLOGIA USP. SÉRIE CIENTÍFICA

Diretrizes para Autores

1. PÁGINA DE ROSTO – deverá conter: três títulos, em português, em inglês e título curto no idioma principal do manuscrito com no máximo 50 caracteres, contando os espaços; nome completo e instituição de origem dos autores; endereço completo do autor principal (logradouro, CEP, cidade, estado, país, caixa postal e telefone para contato), e-mail de todos os autores; número de palavras; total de figuras e de tabelas.

2. RESUMO E ABSTRACT – em um único parágrafo, devem ser concisos, com no máximo 270 palavras. Textos mais longos devem vir acompanhados de justificativa circunstanciada.

3. PALAVRAS-CHAVE E KEYWORDS – máximo seis, separadas por ponto e vírgula, com a primeira letra em maiúscula. Ex.: Bacia do Araripe; Quaternário; Fácies; Depósitos magmáticos.

Os descritores em inglês devem acompanhar os termos em português.

4. TEXTO PRINCIPAL – poderá ser redigido em português ou inglês. Elaborar em Word, fonte Times New Roman, tamanho 12, espaço simples. O tamanho máximo aceito para publicação é de 25 páginas, incluindo texto, resumo, abstract, tabelas, figuras e referências bibliográficas. Trabalhos mais longos podem ser aceitos desde que argumentos científicos que os justifiquem sejam apresentados e aceitos.

a) Na fase de submissão, inserir numeração de páginas, bem como as figuras, tabelas, legendas e referências.

b) Quando o artigo estiver devidamente aprovado para publicação, as figuras, tabelas e legendas devem ser retiradas do texto. Enviá-las separadamente e numeradas, cada uma num arquivo. As legendas devem vir em um único arquivo, separadas das figuras e tabelas.

5. TÍTULOS E SUBTÍTULOS – utilizar a formatação abaixo:

NÍVEL 1 – NEGRITO, CAIXA ALTA.

Nível 2 – Negrito, caixa alta na primeira letra da primeira palavra e caixa baixa nas demais.

Nível 3 – *Itálico, caixa alta na primeira letra da primeira palavra e caixa baixa nas demais (sem negrito).*

Nível 4 – Caixa alta na primeira letra da primeira palavra e caixa baixa nas demais (sem negrito).

6. TABELAS E QUADROS – considerar quadro como tabela. Elaborar em Word, no modo “tabela”, com formato aberto, fonte Arial, tamanho 8. Obedecer as medidas: 8,2 cm (uma coluna) ou 17 cm (duas colunas), comprimento máximo de 22 cm, incluindo a legenda. Tabelas muito extensas deverão ser divididas.

a) Na fase de submissão, inserir as tabelas no texto, juntamente com a legenda, com a devida numeração sequencial.

b) Quando o artigo estiver devidamente aprovado para publicação, as tabelas devem ser retiradas do texto. Enviá-las separadamente e numeradas, cada uma num arquivo. As legendas devem vir em um único arquivo, separadas das tabelas.

7. ILUSTRAÇÕES – mapas, fotos, figuras, gráficos, pranchas, fotomicrografias etc., considerar como figuras. Utilizar fonte Arial, tamanho 9. Obedecer as medidas: 8,2 cm (uma coluna) ou 17 cm (duas colunas), comprimento máximo de 22 cm, incluindo a legenda. Deverão estar em formato JPEG, TIFF ou EPS, com resolução mínima de 300 dpi.

a) Na fase de submissão, inserir as figuras no texto, juntamente com a legenda, com a devida numeração sequencial.

b) Quando o artigo estiver devidamente aprovado para publicação, as figuras devem ser retiradas do texto. Enviá-las separadamente e numeradas, cada uma num arquivo. As legendas devem vir em um único arquivo, separadas das figuras.

8. CITAÇÕES NO TEXTO – exemplos de citação direta / citação indireta:

a) Um autor

Santos (1980) / (Santos, 1980)

b) Dois autores

Norton e Long (1995) / (Norton e Long, 1980)

c) Mais de dois autores

Moorbath et al. (1992) / (Moorbath et al., 1992)

d) Congressos, conferências, seminários etc.

... no Congresso Brasileiro de Geologia (1984) / (Congresso Brasileiro de Geologia, 1984)

e) Vários trabalhos de diferentes autores

Smith (1985), Rose e Turner (1986) e Johnson et al. (1990) / (Smith, 1985; Rose e Turner, 1986; Johnson et al., 1990)

f) Citação de vários trabalhos de um mesmo autor

Smith (1979a, 1979b, 1981) / (Smith, 1979a, 1979b, 1981)

9. REFERÊNCIAS – listar no final do texto, em ordem alfabética de autores e, dentro dessa sequência, em ordem cronológica. A exatidão das referências bibliográficas é de inteira responsabilidade dos autores.

EXEMPLOS DE REFERÊNCIAS:

a) Livro com um autor

Middlemost, E. A. K. (1997). *Magma, rocks and planetary development: A Survey of Magma/Igneous Rock Systems*. Harlow: Longman.

b) Livro com dois autores

Anderson, M. P., Woessner, W. W. (1992). *Applied groundwater modeling. Simulation of low and advective transport*. San Diego: Academic Press.

c) Livro com três ou mais autores

Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. L. V., Craig, L. E., Smith, A., Smith, D. (1989). *A geologic time scale* (2a ed.). Cambridge: Cambridge University Press.

d) Capítulo de livro

Almeida, F. F. M., Amaral, G., Cordani, U. G., Kawashita, K. (1973). The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of Amazonas River. In: A. E. Nairn, F. G. Stille (Eds.), *The ocean basin and margins*, v. 1, 411-446. New York: Plenum.

(Exemplo de Publicação seriada)

L. Harris, N. , Pearce, J. , Tindle, A. (1986). Geochemical collision-zone magmatism. In: Coward M. P., Ries A. C. (ed.) *Collision tectonics*. 67-81. London: Geological Society. (Geological Society Special Publication, 19).

e) Artigo de periódico

Caffe, P. J., Soler, M. M., Coira, B. L., Cordani, U. G., Onoe, A. T. (2008). The granada ignimbrite: a compound pyroclastic unit and its relationship with upper miocene caldera volcanism in the northern Puna. *Journal of South American Earth Science*, 25(4), 464-484.

f) Trabalho apresentado em evento

Danni, J. C. M., Ribeiro, C. C. (1978). Caracterização estratigráfica da sequência vulcano-sedimentar de Pilar de Goiás e de Guarinos, Goiás. *XXX Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 2, 582-596. Recife: SBG.

g) Mapa

Inda, H. A. W., Barbosa, J. F. (1978). *Mapa Geológico do Estado da Bahia*. Escala 1:1.000.000. Salvador: Secretaria de Minas e Energia do Estado da Bahia/ CBPM.

h) Teses e Dissertações

Petta, A. R. (1995). *Estudo geoquímico e relações petrogenéticas do batólito múltiplo composto São Vicente/ Caicó (RN-Brasil)*. Tese (Doutorado). Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP.

i) Documentos em meio eletrônico

Livro

Sharkov, E. (2012). *Tectonics: Recent Advances*. Croatia: InTech, <<http://www.intechopen.com/books/tectonics-recent-advances>>.

Artigo de periódico

Soares, E. A., Tatumi, S. H. (2010). OSL age determinations of pleistocene fluvial deposits in Central Amazonia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 82(3), 691-699. Acesso em 14 de fevereiro de 2011, <<http://www.scielo.br/pdf/aabc/v82n3/17.pdf>>.

Trabalho apresentado em evento

Souza-Lima, W., Farias, R. M. (2007). A flora quaternária dos travertinos de Itabaiana, Sergipe. *PALEO 2007* (p. 7). Itabaiana: SBP. Acesso em 18 de dezembro de 2008, <http://www.phoenix.org.br/Paleo2007_Boletim.pdf>.

j) Com numeração DOI

Livro

Zavattini, J. A. (2009). *As chuvas e as massas de ar no estado de Mato Grosso do Sul: estudo geográfico com vista à regionalização climática*.

DOI: 10.7476/9788579830020.

Artigo de periódico

Evandro, L., Kleina, E. L., Rodrigues, J. B., Lopesa, E. C. S., Gilvana, L. Soledade, G. L. (2012). Diversity of Rhyacian granitoids in the basement of the Neoproterozoic-Early Cambrian Gurupi Belt, northern Brazil: Geochemistry, U–Pb zircon geochronology, and Nd isotope constraints on the Paleoproterozoic magmatic and crustal evolution. *Precambrian Research*, 220-221, 192-216.

DOI: 10.1016/j.precamres.2012.08.007.