

PADRÕES DE ORIENTAÇÃO DOS CAMPOS DE TENSÃO, ESTRUTURAS, HERANÇA DO EMBASAMENTO E EVOLUÇÃO TECTÔNICA DAS BACIAS DE CAMAMÚ E PORÇÃO SUL DO RECÔNCAVO, COSTA DO DENDÊ, BAHIA

LUIZ CÉSAR CORRÊA-GOMES^{1,2}, JOSÉ MARIA LANDIM DOMINGUEZ²,
JOHILDO SALOMÃO FIGUEIREDO BARBOSA² & IDNEY CAVALCANTI DA SILVA²

Resumo As Bacias de Camamú e Sul do Recôncavo localizam-se nas proximidades da margem continental passiva do estado da Bahia e possuem elevado potencial para a exploração de hidrocarbonetos. Estruturas rúpteis e dúcteis foram estudadas em ambas e em seus embasamentos e, a partir dessas, foram obtidas a orientação 3D dos tensores principais por métodos de inversão. Esse estudo evidenciou: (i) importante influência de heranças estruturais do embasamento nas suas construções, (ii) inversões locais de orientações de campos de tensão em regime transtensivo, (iii) presença de tensores máximos principais mais antigos verticais, típicos de ambientes extensionais, enquanto que os mais recentes são subhorizontais, típicos de ambientes transtensionais, (iv) presença local de regimes transpressivos, e (v) pelo menos quatro principais padrões de orientação do tensor máximo: um paralelo e outro ortogonal ao comprimento maior das bacias e dois diagonais. Nos últimos casos, os padrões paralelos e ortogonais podem estar associados à tensão flexural resultante de carga sedimentar, ao ressalto elástico das falhas de borda, à diferença de densidade entre as crostas continental e oceânica, à canalização de tensão pela calha tectônica da bacia e à tensão de empurrão da dorsal oceânica. As orientações diagonais podem estar relacionadas a resultantes de forças associadas a fatores regionais influenciadas por fatores locais. Isto indica que a margem continental do estado da Bahia evoluiu de tipicamente passiva para transtensiva sendo que, localmente, alguns padrões transpressivos são observáveis, em uma clássica evolução do tipo Ciclo de Wilson.

Palavras-chave: campos de tensão, Ciclo de Wilson, margem continental passiva, tectônica de bacias, Bacias de Camamú e Sul do Recôncavo.

Abstract *PATTERNS OF STRESS FIELD ORIENTATIONS, STRUCTURES, BASEMENT STRUCTURAL HERITAGE AND TECTONIC EVOLUTION OF THE CAMAMÚ AND RECÔNCAVO SOUTH BASINS, PALM TREE'S COASTLINE, BAHIA, BRAZIL* The Camamú and Recôncavo South Basins are located near the passive continental margin of the Bahia State, Brazil, and have high potential for hydrocarbon exploration. In these basins and surrounding basement, brittle and ductile structures were studied, which resulted in 3D stress field orientations by use of inversion methods. From this study, the following results are relevant: (i) important control of the basement structural heritage on the basin formation and evolution, (ii) local strike-inversion of σ_1 and σ_3 orientations in transtensive settings, (iii) vertical σ_1 typical of extensional regime precedes subhorizontal σ_1 of transtensive one, (iv) in relation to basin's long axes, at least four main horizontal σ_1 orientations were obtained, involving parallel, orthogonal and two diagonal sets. This could be related to: (i) parallel and orthogonal flexural stress due to the sedimentary load, local elastic rebound of fault blocks, stress channeling, density contrasts between oceanic and continental crusts and ridge pull of the adjacent oceanic plate, and (ii) diagonals, due to a combination of 1st order regional and 2nd order local stress fields. This suggest that the continental margin of the Bahia State evolves from a typical passive into a transtensive margin, with transpressive regime that have been observed in some places, in a classical evolution of the Wilson Cycle.

Keywords: stress fields, Wilson Cycle, passive continental margin, basin tectonics, Camamú and Recôncavo South Basins.

INTRODUÇÃO Nas proximidades da faixa costeira do estado da Bahia, existem várias bacias sedimentares com elevado potencial para prospecção de hidrocarbonetos (*e.g.* Bacias de Camamú, de Almada e do Vale do Jequitinhonha). Além de hidrocarbonetos, o estudo tectônico de bacias sedimentares é também fundamental na prospecção de água subterrânea e em projetos de geotecnia. Por isso passa a ser importante o estudo das estruturas geológicas que moldaram algumas dessas bacias, dos campos de tensão responsáveis por sua geração e da influência de estruturas do embasamento cristalino herdadas durante a construção e a evolução das mesmas.

Na área de influência das Bacias de Camamú (BC) e Sul do Recôncavo (BSR), foram estudados, para comparação, os cam-

pos de tensão e as estruturas do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaça (Barbosa & Corrêa-Gomes 2003), do Cráton arqueano-paleoproterozóico do São Francisco (Almeida 1977) e os mais novos, dentre eles as que ocorrem em unidades sedimentares mesozóicas (Fig.1) e em coberturas sedimentares terciário-quadernárias. Essas bacias estão localizadas nas proximidades de uma das margens continentais passivas mais jovens da América do Sul, cuja situação tectônica dentro do Ciclo de Wilson ainda é pouco conhecida.

Sete setores foram investigados (Fig. 2), sendo que cerca de 4821 planos de fratura e falha foram medidos e estudados quanto a movimentação de blocos rochosos com uso de marcadores cinemáticos contidos nos planos de deslizamento (*e.g.* *slickenlines*

1 - Departamento de Ciências Aplicadas, Centro Federal de Educação Tecnológica da Bahia, Rua Caetano Moura s/n, Barbalho, CEP: 40030-150, Salvador, gomes@cefetba.br, lccgomes@ufba.br.

2 - Departamento de Geologia, Instituto de Geociências -UFBA, Rua Barão de Geremoabo, 123, Campus de Ondina, Salvador, Bahia, Brasil. E-mail: jose_landim@uol.com.br, johildo@cpge.ufba.br, idney25@ig.com.br

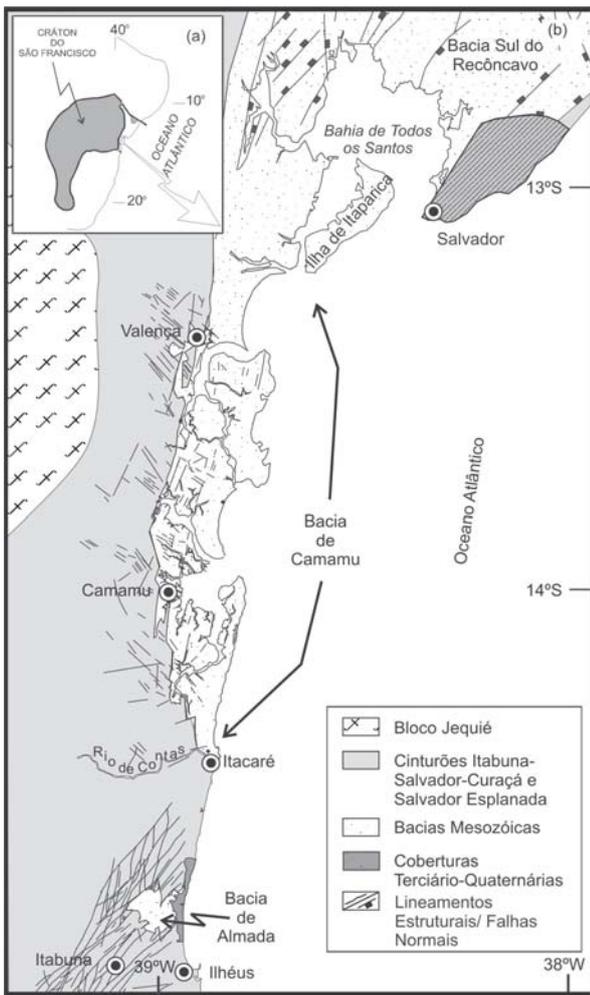


Figura 1 - Localização da área estudada em relação ao Cráton do São Francisco (a) e na zona costeira do Estado da Bahia (b) e principais conjuntos litotectônicos associados (modificado de Barbosa & Dominguez 1996).

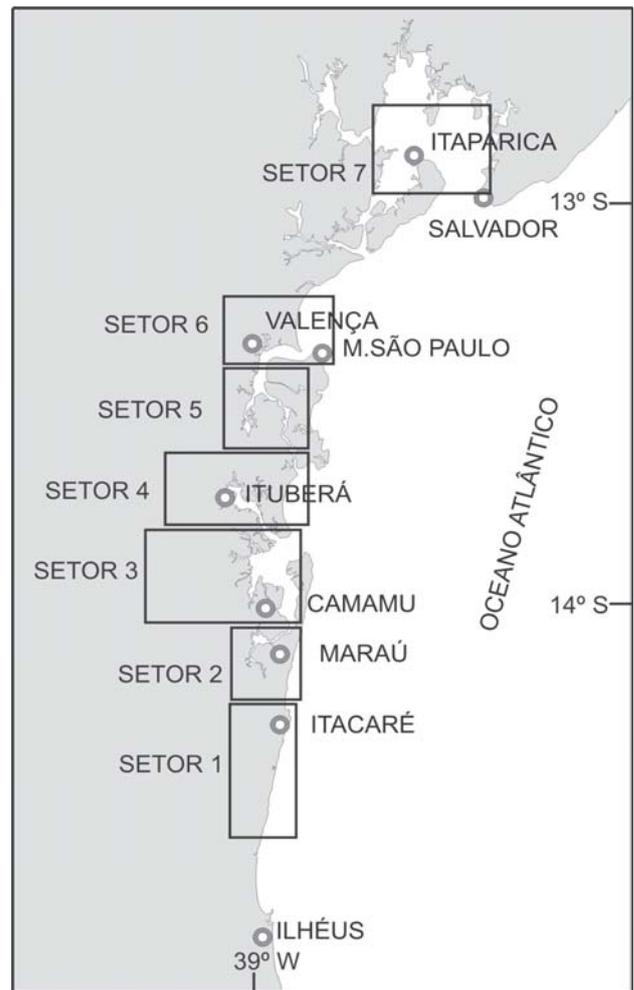


Figura 2 - Delimitação das áreas dos 7 setores investigados no estudo de estruturas e campos de tensão. Setor 1 = domínio sul da Bacia de Camamu; Setores 2, 3, 4, 5, 6 = domínio oeste e Bacia de Camamu propriamente dita; Setor 7 = Bom Despacho, Ilha de Itaparica, Bacia Sul do Recôncavo.

e degraus) com obtenção de 364 orientações de campos de tensão sendo 3717 planos e 86 orientações na Bacia de Camamu e no embasamento vizinho, e 1104 planos e 278 orientações no sul da Bacia do Recôncavo.

PROBLEMAS A SEREM ATACADOS E OBJETIVOS DO TRABALHO Há algum tempo tem sido chamada à atenção para a atuação de eventos neotectônicos no Brasil (Saadi 1997). Esses eventos têm sido investigados principalmente pela PETROBRAS, com medidas *in situ* de campos de *actuoress* em poços para prospecção de hidrocarbonetos de inúmeras bacias sedimentares pelo método *breakout borehole*, e têm mostrado que praticamente toda a margem continental brasileira se encontra sob regime compressivo (Lima *et al.* 1997a, Lima Neto 1999). Duas porções do território brasileiro têm recebido um maior detalhamento dos eventos neotectônicos nas crostas continental e oceânica, as regiões Sul-Sudeste (*e.g.* Bassetto & Sztamari 1997) e Norte-Nordeste (*e.g.* Lima *et al.* 1997b, Bezerra 1999). Na zona litorânea Centro-Leste e, mais precisamente, no Estado da Bahia no entanto, pouco se conhece sobre medidas de campos de tensão de qualquer idade, exceto aquelas obtidas por Lima *et al.* (1997a) na região da Bacia

do Recôncavo as quais indicaram orientações do tensor máximo σ_1 próximas a N-NNE, e por Lima (2002) no Grupo Barreiras no sul-sudeste do Estado da Bahia.

Dentre as questões a merecer respostas podem ser citadas as seguintes:

- qual o papel das estruturas herdadas do embasamento na construção das estruturas mais recentes?
- como se comportam e se orientam as tensões nas proximidades da interface crosta continental/crosta oceânica?
- como essas tensões se propagam para o interior do continente?
- quais são os padrões de orientação existentes e como variou a orientação dos campos de tensão no tempo?
- quais teriam sido os mecanismos geradores dos campos de tensão?

Esse trabalho tem, portanto como objetivos:

- preencher uma lacuna de dados sobre campos de tensão em parte da região costeira do Estado da Bahia;
- estudar os marcadores cinemáticos impressos em planos de deformação (*e.g.* *slickenlines*, fraturas extensionais, *gashes*, fra-

turas conjugadas) para definir a orientação de campos de tensão geradores das estruturas, utilizando métodos de inversão;

- identificar os padrões de orientação e a cronologia dos diferentes eventos de formação de estruturas e investigar eventos *paleo*, *neo* e *actuotectônicos*; e

- sugerir mecanismos responsáveis pela geração desses campos tensionais.

MÉTODOS Métodos de inversão são atualmente utilizados para obter a orientação dos campos de tensão em uma área. Estudos tradicionais que utilizam esses métodos se baseiam principalmente na investigação da deformação rúptil em ambientes crustais rasos, envolvendo geração de falhas, fraturas, juntas, estilólitos e veios. Os métodos de inversão se baseiam em parâmetros controlados (Angelier 1979, 1984, 1994, Dupin *et al.* 1994), tais como: (i) a deformação total deve ser moderada e sem significativa componente rotacional, assegurando razoável paralelismo entre os eixos dos elipsóides de deformação e de tensão; (ii) os planos da ruptura produzidos devem deslizar paralelamente e na mesma direção do eixo de tensão cisalhante máxima; (iii) os blocos rochosos entre os planos de ruptura devem se comportar de modo rígido; (iv) o deslizamento ao longo dos planos de falha deve ser independente entre si, e (v) o regime de tensão deve ser homogêneo no volume tensionado e relacionado a uma fase simples de deformação.

Apesar das limitações inerentes aos parâmetros necessários para dar respaldo aos métodos de inversão (*e.g.* Srivastava *et al.* 1995, Lisle & Vandyke 1996, Nieto-Samaniego & Alaniz-Alvarez 1997) esses tem sido amplamente utilizados no estudo da evolução cinemático-dinâmica de inúmeras áreas (Marrett & Allmendinger 1990, Rawnsley *et al.* 1992, Petit & Mattauer 1995, Lisle & Vandyke 1996, Homberg *et al.* 1997, entre outros). No presente trabalho foi utilizado o método gráfico de inversão, devido à facilidade do seu uso e interpretação dos dados de campo. Na *Internet* é possível obter vários programas (*freewares*) de tratamento de dados estruturais que possibilitam o uso de métodos de inversão dentre eles o FaultkinWin® (Allmendinger 2001, versão 1.1), utilizado nesse trabalho, o TectonicsFP® (Reiter & Acs 2002, versão 1.601) e o Stereonett® (Duyster 2000, versão 2.46 ou mais recente).

Crítérios para interpretação de dados estruturais Na interpretação dos dados estruturais, alguns critérios tiveram que ser considerados, principalmente nos casos em que era necessário definir uma orientação estrutural mais significativa, seja ela relacionada a famílias de falhas-fraturas ou a orientações dominantes de campo de tensão, notadamente em rosáceas de direção. Uma orientação dominante foi definida quando houve maior concentração de dados e/ou por média de maiores concentrações de diferentes direções próximas e/ou como a bissetriz de duas ou mais concentrações direcionais próximas. A obtenção de orientações 3D dos campos de tensão foi feita principalmente com o programa Faultkin® (Allmendinger 2001), por ser adequado para a análise cinemática de falhas com a plotagem de planos de falha e fratura e de estrias e cinemáticas associadas. Em seguida foram obtidos os diedros T (extensão) e P (compressão) e os parâmetros de tensor momento ou de Bingham, com os pontos de concentração 1,2,3 representando os melhores ajustes para os tensores principais, σ_3 , σ_2 e σ_1 . Para facilitar a visualização de campos de tensão, devido à grande quantidade de dados, optou-se pela plotagem em redes e rosáceas apenas da orientação dos tensores principais máximos (σ_1).

Nesse trabalho serão feitas, por vezes, referências aos campos de tensão como S_{Hmax} , como em artigos de geofísica, porém deve-se ter em vista que nem sempre o S_{Hmax} coincide com o σ_1 , notadamente nos ambientes onde o tensor máximo é vertical a subvertical (*e.g.* falhas normais) o S_{Hmax} corresponderá ao σ_2 . De qualquer modo, as trajetórias dos σ_1 nos mapas gerados correspondem aproximadamente às dos S_{Hmax} pois nos setores estudados houve uma grande ocorrência de falhas do tipo *strike-slip*. Optou-se também pelo uso de método diferente dos usuais para coleta e tratamento de dados estruturais por métodos de inversão com obtenção das orientações dos campos de tensão por afloramento (e não por grupos de afloramentos) a exemplo do utilizado por Corrêa-Gomes (2000, 2003, 2004), e Corrêa Gomes *et al.* (2000, 2003a, b). Essa sistemática é mais adequada para detectar flutuações (distúrbios, perturbações, inversões, superposições) de orientações de campo de tensão do que a tradicionalmente utilizada.

GEOLOGIA REGIONAL A área estudada encerra complexa história tectônica (Barbosa & Dominguez 1996, Barbosa & Corrêa-Gomes 2003). A seguir serão apresentados dados, alguns retirados de trabalhos anteriores e outros inéditos, sobre as estruturas da área estudada, suas relações com os campos de tensão e os prováveis mecanismos tectônicos envolvidos na sua formação.

O Embasamento Cristalino Durante o Paleoproterozóico, no Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (Fig. 3), ocorreu uma combinação de eventos transamazônicos (Barbosa & Dominguez 1996, Barbosa & Sabaté 2002). Esses eventos (Fig. 4) teriam se iniciado com fortes encurtamento e espessamento crustais, marcados pela presença de cavalgamentos de vergência para W, correspondentes ao ramo de uma mega-estrutura em flor positiva. A orientação do σ_1 do campo remoto de paleotensão situou-se próximo de E-W e ESE-WNW (Sabaté 1996). A seguir dominaram o cenário tectônico grandes zonas de cisalhamento transcompressivas (transpurrões) sinistrais cujo tensor máximo do campo remoto de paleotensão foi rotacionado no sentido horário e se posicionou segundo uma orientação SSE-NNW (Corrêa-Gomes *et al.* 1995, Sabaté 1996). A primeira fase transamazônica foi quase totalmente obliterada pela segunda fase mas, localmente, em zonas de *low strain* ainda é possível observar foliações subhorizontais com lineações *dip-slip* da fase reversa. Como resultado dessa sucessão de deformações reversas e transcorrentes formou-se uma megaestrutura sigmoidal, o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, com eixo maior N-S, cuja extensão sul no Estado da Bahia corresponde ao Cinturão Itabuna. A orientação das foliações principais (F_p) do Cinturão Itabuna situa-se em torno de N10° com mergulho subvertical para E e lineações de estiramento/crecimento mineral sub-horizontais. Essas estruturas dúcteis tiveram influência fundamental na construção das bacias sedimentares estudadas.

A mega-estrutura pode ser melhor entendida, em termos de tensões, se observada à luz do trabalho de Shirvastava *et al.* (1995) que utilizaram os planos principais de cisalhamento de foliações S-C como marcadores de campos de paleotensão. As superfícies S, ao serem deformadas pelas C, são rotacionadas, porém as relações geométricas locais entre o campo de tensão gerador e os planos de cisalhamento (PC) permanecem mais constantes. A relação angular $\sigma_1^A PC$ é estável e fica em torno de 30°-45°, em geral com os menores ângulos em faixas crustais mais rasas e os maiores ângulos em faixas mais profundas (McClay 1987). A fase transcorrente com planos de cisalhamento de contorno N-S/verticais a

subverticais sugere que a orientação do σ_1 do campo remoto de tensão (*far-field stress*) situou-se entre N150° e N135° e de σ_3 entre N60° e N45°. Desse modo, o orógeno também representaria um mega indicador cinemático.

Ao final do Ciclo Transamazônico, registram-se inúmeras estruturas de relaxamento (tipo colapso de orógeno) com características deformacionais de nível crustal mais raso e claro componente gravitacional associado, tais como dobras gravitacionais de arrasto, falhas normais, planos extensionais com preenchimento

de veios pegmatíticos, com inversão do tensor mínimo (σ_3) passando a orientar-se entre N330° (N150°) e N310° (N130°)/subhorizontais (Barbosa & Corrêa-Gomes 2003).

Fanerozóico e Recente As Bacias de Camamú e Sul do Recôncavo fazem parte do sistema de bacias geradas durante a separação, no Mesozóico, dos continentes africano e a parte Sul do americano. A BC desempenhou papel importante na evolução do oceano Atlântico Sul. Em seu limite norte, o *rift*, propagado de sul para norte, bifurcou-se, desenvolvendo o *rift* do sistema Recôncavo-Tucano-Jatobá, abortado no Eoaptiano, e o *rift* Sergipe-Alagoas, no qual efetivamente se propagou a ruptura e onde o oceano Atlântico Sul foi implantado (Souza-Lima & Hamsi Jr. 2003, Souza-Lima *et al.* 2003). A história da evolução dos campos de tensão nessas bacias sedimentares é ainda pouco conhecida.

Os principais conjuntos geológicos estudados foram: (i) o embasamento cristalino nas proximidades das bordas das bacias, (ii) as rochas sedimentares mesozóicas que preenchem as bacias do Recôncavo e de Camamú e (ii) as coberturas terciário-quaternárias.

A Bacia de Camamú apresenta uma orientação geral N0°-N10° e se estende desde a cidade de Itacaré, passando por Camamú, até as proximidades de Valença. Na BC cerca de 3717 planos de falhas e fraturas foram medidos resultando na obtenção de 86 orientações de tensores máximos (σ_1). Na porção Sul da Bacia do Recôncavo, cerca de 278 orientações de campos de tensão foram obtidas a partir de 1104 medidas de planos de fraturas conjugadas.

O setor 1 corresponde ao domínio sul do embasamento da Bacia de Camamú, os setores de 2 a 6 aos domínios oeste e da Bacia de Camamú propriamente dita, e o setor 7 ao domínio da porção Sul da Bacia do Recôncavo.

ESTRUTURA DAS BACIAS SEDIMENTARES No setor 1 (Fig.5a) foram obtidas 468 medidas planares com 98 planos no intervalo N10°-20°, (paralelos à foliação metamórfica principal e ao *trend* da Bacia de Camamú) com concentrações em N00°-10°, N100°-110° e N90°-100°. A concentração polar máxima situa-se a N09°/12°, indicando a forte presença de planos próximos de N-S. No setor 2 (Fig. 5b) foram medidos 159 planos, com 24 deles no intervalo N130°-140°, e outros em N60°-70°, N140°-150° e N00°-10°. A concentração polar máxima é N47°/06°. No setor 3 (Fig. 5c) foram obtidos 470 planos, com 71 medidas no intervalo N90°-100° e concen-

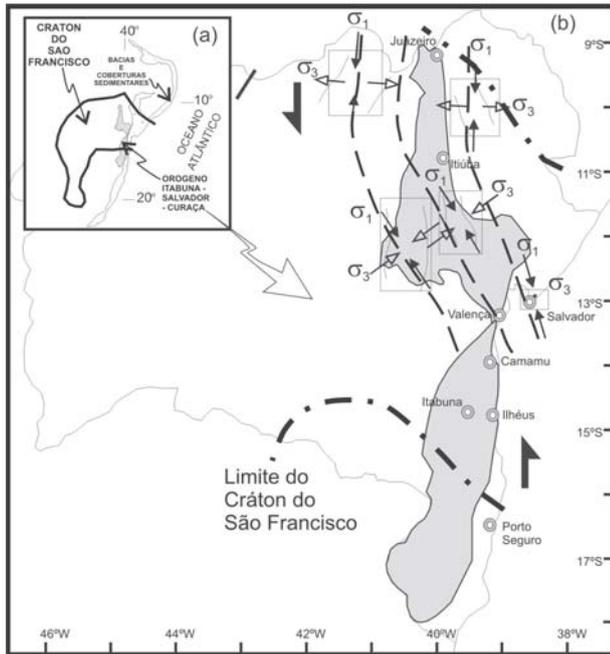


Figura 3 - (a) Localização do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (cinza claro), no Cráton do São Francisco (inset superior à esquerda) e (b) orientação dos tensores principais máximos (σ_1) e mínimos (σ_3), em cinco áreas associadas a enxames de diques máficos do Paleoproterozóico (modificado de Corrêa Gomes *et al.* 1995, Barbosa & Corrêa Gomes 2003). As linhas tracejadas marcam a trajetória do tensor principal máximo. As setas maiores assimétricas representam a cinemática sinistral dominante.

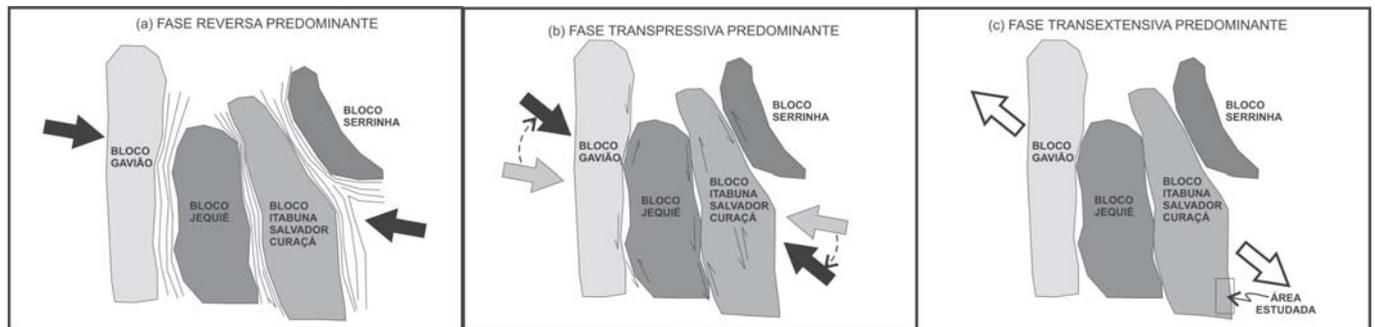


Figura 4 - Sucessão de eventos transamazônicos que resultaram na configuração atual do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá após colisão de blocos crustais (modificado de Barbosa & Sabaté 2002). Em (a) domina a cinemática reversa com colisão frontal de blocos, em (b) domina cinemática transpressiva com colisão lateral, principalmente sinistral, e em (c) extensão do orógeno com inversão de orientação dos tensores principais máximo e mínimo. O resultado dessa sucessão deformacional, na área estudada, retângulo na Fig. 4c, foi a geração de foliações metamórficas orientadas N10°.

trações secundárias importantes em N10°-20° e N100°-110. A concentração polar máxima é N189°/12°, reforçando a ampla presença de planos orientados próximos a E-W. No setor 4 (Fig. 5d) foram medidos 1194 planos, com 167 medidas no intervalo N00°-10° e concentrações secundárias em N110°-120°. A concentração polar máxima é N277°/12°. No setor 5 (Fig. 5e) foram obtidos 575 planos, com 92 medidas em N70°-80° e menores a N60°-70°. A concentração polar máxima é N156°/60°, no único caso em que os planos rúpteis nas bacias sedimentares tiveram marcante presença de mergulhos menores do que 50°. No setor 6 (Fig. 5f) foram medidos 851 planos com ampla concentração de 332 planos no intervalo N00°-10°. A concentração polar máxima é N272°/12°. No setor 7 (Fig. 5g) foram obtidos 1104 planos, com maiores concentrações em N10°-20°, 342 medidas, e N100°-110°, com 230 medidas. A concentração polar máxima é N104°/00°.

ORIENTAÇÕES DOS TENSORES MÁXIMOS PRINCIPAIS NAS BACIAS SEDIMENTARES No embasamento a sul da BC foram obtidas (Fig. 6a) 14 medidas de σ_1 , com 4 medidas orientadas N40°-50°, e entre N130° e N160° (com 2 medidas a cada intervalo de 10°). A maior concentração é N225°/18°. No setor 2 (Fig. 6b) foram obtidas 7 medidas de σ_1 , com 3 medidas em N50°-60°, e maior

concentração em N220°/18°. No setor 3 (Fig. 6c) foram obtidas 13 medidas de σ_1 , com 3 medidas em N100°-110° e 2 medidas em N50°-60° e N110°-120°. A maior concentração é N60°/78°. No setor 4 (Fig. 6d) foram obtidas 26 medidas de σ_1 , com 4 medidas em N130°-140° e 3 medidas cada em N30°-40°, N70°-80° e N80°-90°. A maior concentração é N132°/00°. No setor 5 (Fig. 6e) foram 15 medidas de σ_1 , com 2 medidas cada em N20°-30°, N60°-70°, N90°-100° e N100°-110°. A maior concentração é N125°/12°. No setor 6 (Fig. 6f) foram obtidas 11 medidas de σ_1 , com 3 medidas em N50°-60° e 2 medidas em N150°-160°. A maior concentração é N330°/78°.

Os dados de campos de tensão na à Bacia de Camamú constam da Tabela 1.

O setor 7 (Fig. 6g) foi analisado em detalhe com obtenção de 278 medidas de σ_1 , com 59 medidas em N50°-60° e 58 medidas em N140°-150°. O máximo de concentração é N64°/00°.

Fatores de influência na orientação de campos de tensão Dependendo das dimensões e idades das placas oceânicas, margens anteriormente consideradas como passivas podem apresentar atividades tectônicas que marcam a transição para as de margens continentais ativas. O estudo de campos de tensão em vários

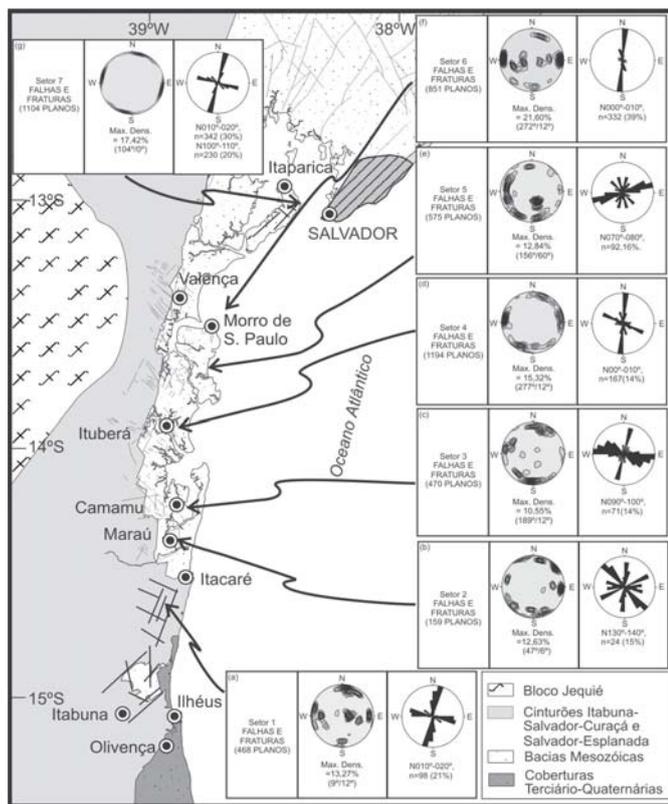


Figura 5 - Plotagem de planos de fraturas e falhas em curvas de isodensidade de frequência, em rede estereográfica igual-área, hemisfério inferior, e em rosáceas de direção para os setores 1 (a - domínio sul da Bacia de Camamú), 2, 3, 4, 5 e 6 (b,c,d,e, f - domínio oeste da BC e Bacia de Camamú propriamente dita) e 7 (g - Bacia Sul do Recôncavo). Notar que várias estruturas rúpteis presentes no embasamento cristalino podem ser observadas também nas bacias sedimentares.

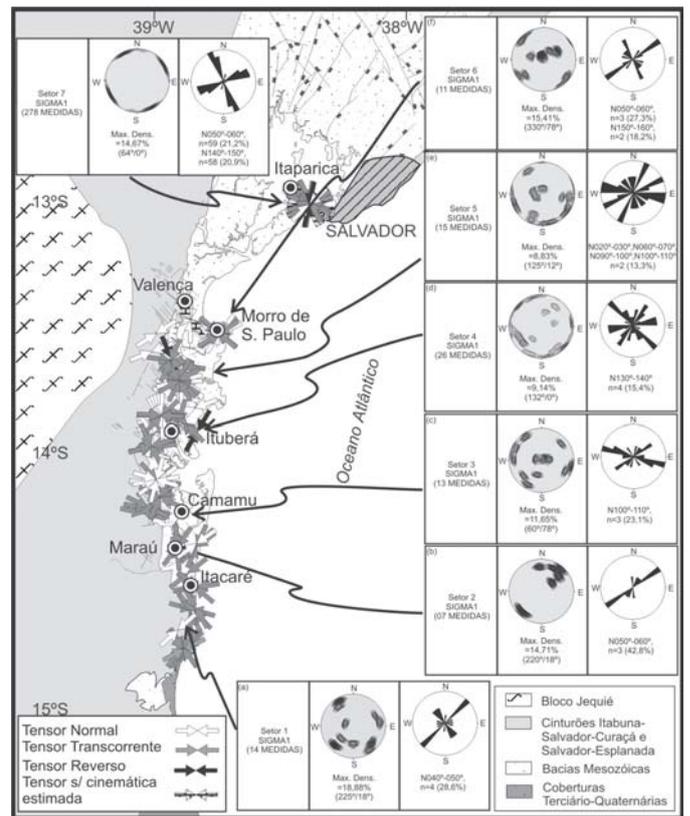
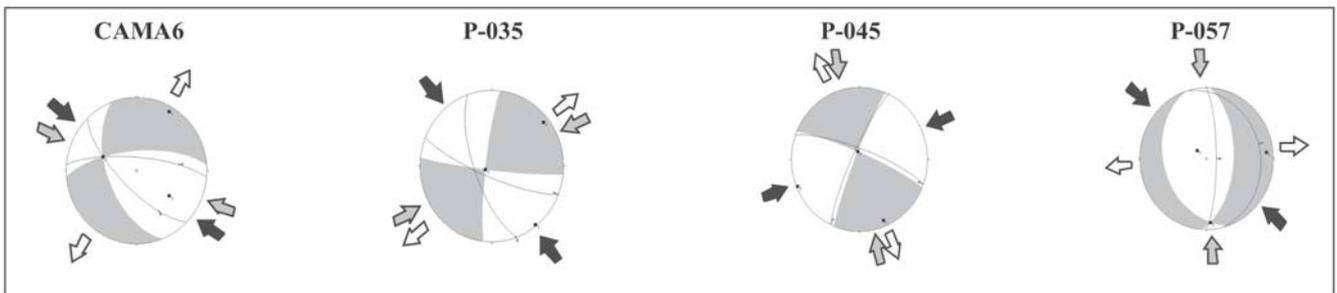


Figura 6 - Plotagem do tensor principal máximo, σ_1 , em curvas de isodensidade de frequência, em rede estereográfica igual-área, hemisfério inferior, e em rosáceas de direção de caimento dos setores 1 (a - domínio sul da Bacia de Camamú), 2, 3, 4, 5 e 6 (b,c,d,e, f - domínio oeste da BC e Bacia de Camamú propriamente dita) e 7 (g - Bacia Sul do Recôncavo). A diferença no número de dados (maior no setor 7) se deve à utilização de uma sistemática de mapeamento de detalhe nesse setor.

Tabela 1 - Orientação dos tensores principais (a) na Bacia de Camamú com: código do afloramento, coordenadas geográficas, número de planos de falhas e fraturas estudados cinematicamente e orientações dos σ_1 , σ_2 e σ_3 ; (b) redes estereográficas igual-área, hemisfério inferior, com quatro exemplos de orientações dos campos de tensão, obtidos com uso do programa Faultkin (Almendinger 2001) de afloramentos da área estudada, quadrantes compressoriais em cinza e extensionais em branco, comparar com os dados em negrito da Tabela 1.

PONTO	COORDENADAS GEOGRÁFICAS		Nº DE PLANOS DE FALHAS	?			PONTO	COORDENADAS GEOGRÁFICAS		Nº DE PLANOS DE FALHAS	?		
				σ_1	σ_2	σ_3					σ_1	σ_2	σ_3
P-013	S14°22'22"	W39°01'07"	15	N280°64°	N010°H	N100°26°	P-037	S13°41'12"	W39°03'55"	24	N109°04°	N224°81°	N018°08°
			25	N105°89°	N015°H	N285°01°				25	N079°H	N171°80°	N348°10°
			12	N180°43°	N022°45°	N280°11°				28	N002°03°	N112°80°	N272°10°
P-014	S14°21'19"	W39°00'31"	20	N136°22°	N318°68°	N226°01°	P-040	S13°40'22"	W39°07'12"	60	N142°18°	N009°65°	N238°17°
			8	N115°60°	N205°H	N295°30°				2	N342°H	VERTICAL	N072°H
			6	N160°80°	N070°H	N340°10°				2	N085°H	VERTICAL	N355°H
P-015	S14°20'47"	W39°01'05"	15	N331°11°	N132°79°	N240°03°	P-041	S13°40'22"	W39°07'24"	2	N350°H	VERTICAL	N080°H
			20	N330°15°	N174°74°	N062°06°				2	N003°H	VERTICAL	N093°H
			2	N282°68°	N119°21°	N027°06°				2	N087°H	VERTICAL	N357°H
FOZRC	S14°16'27"	W38°59'49"	30	N082°18°	N250°72°	N351°03°	P-042	S13°40'51"	W39°12'03"	50	N228°74°	N042°66°	N137°02°
MARAU2	S14°08'07"	W38°59'51"	25	N131°27°	N314°62°	N222°01°	P-043	S13°40'15"	W39°07'18"	25	N215°50°	N125°H	N035°40°
P-017	S14°06'50"	W38°59'55"	8	N019°47°	N138°24°	N244°33°	P-045	S13°29'25"	W39°02'53"	25	N092°08°	N268°82°	N002°01°
			10	N216°13°	N020°76°	N125°04°				20	N248°01°	N347°81°	N157°09°
			18	N043°07°	N262°81°	N133°05°				5	N119°10°	N345°76°	N211°10°
P-019	S13°43'06"	W38°59'22"	2	N026°21°	N225°67°	N118°07°	P-046	S13°32'43"	W39°03'29"	10	N205°30°	N080°45°	N315°30°
			10	N231°15°	N352°62°	N135°23°				12	N130°07°	N265°80°	N040°07°
			10	N050°07°	N275°80°	N140°07°				30	N285°02°	N028°82°	N195°07°
P-020	S14°12'34"	W39°02'11"	15	N108°03°	N213°80°	N017°09°	P-047	S13°32'55"	W39°03'29"	15	N297°36°	N133°52°	N033°08°
CAMA2	S14°00'44"	W39°11'04"	28	N077°H	VERTICAL	N347°H				30	N178°07°	N041°81°	N269°06°
CAMA5	S13°59'41"	W39°10'21"	15	N127°42°	N292°47°	N030°07°				15	N327°17°	N109°69°	N234°12°
CAMA6	S13°59'27"	W39°10'06"	25	N229°27°	N077°60°	N325°12°	P-051	S13°52'55"	W39°04'25"	20	N092°H	VERTICAL	N002°H
CAMA10	S13°57'37"	W39°07'46"	8	N295°27°	N115°63°	N205°H	P-054	S13°28'27"	W39°05'21"	30	N255°07°	N087°83°	N345°01°
			20	N206°38°	N030°52°	N297°02°				15	N286°65°	N189°03°	N097°25°
			15	N285°75°	N015°H	N105°15°				12	N097°17°	N325°66°	N193°17°
P-026	S13°54'14"	W39°07'59"	8	N326°11°	N100°74°	N234°11°	P-055	S13°27'59"	W39°05'16"	14	N245°72°	N155°H	N065°18°
			15	N272°15°	N045°68°	178°15°				20	N204°10°	N070°75°	N296°10°
			10	N080°73°	N170°H	N260°17°				45	N162°11°	N252°H	N145°80°
P-027	S13°53'31"	W39°08'20"	15	N050°21°	N226°68°	N230°01°	P-057	S13°19'27"	W39°01'05"	30	N000°77°	N260°02°	N169°12°
			5	N055°85°	N145°H	N235°05°				35	N310°75°	N176°10°	N084°11°
			10	N195°52°	N105°H	N015°38°				25	N312°57°	N105°30°	N202°12°
P-028	S13°46'53"	W39°09'12"	10	N335°05°	N132°85°	N245°02°	P-058	S13°22'46"	W38°54'47"	60	N318°55°	N126°35°	N220°05°
P-029	S13°46'22"	W39°09'18"	15	N261°13°	N074°77°	N170°01°				80	N283°54°	N184°07°	N089°35°
P-032	S13°43'58"	W39°09'02"	25	N245°24°	N357°39°	N132°41°				80	N230°25°	N025°63°	N135°10°
			20	N249°25°	N050°64°	N156°07°	50	N332°36°	N140°54°	N237°06°			
			25	N144°08°	N010°78°	N236°08°	50	N061°52°	N276°33°	N175°17°			
PRATIGI2	S13°43'06"	W38°59'22"	25	N015°53°	N110°04°	N203°37°	P-060	S13°21'40"	W39°05'56"	80	N045°25°	N200°63°	N310°10°
			30	N238°24°	N039°66°	N137°03°				80	N086°45°	N187°33°	N296°27°
			2	N210°06°	N120°H	N030°84°				11	N347°28°	N162°62°	N256°02°
P-035	S13°41'16"	W39°03'17"	50	N142°02°	N243°82°	N051°08°	P-061	S13°21'51"	W39°05'24"	10	N282°10°	N028°55°	N185°33°
P-036	S13°41'02"	W39°03'25"	20	N130°16°	N310°74°	N040°H				50	N346°H	N076°40°	N255°50°
			10	N255°58°	N134°18°	N035°26°				25	N152°69°	N045°06°	N313°20°
			27	N201°08°	N106°33°	N303°55°	40	N039°24°	N203°65°	N306°06°			



locais do mundo (e.g. Zoback 1992, Zoback *et al.* 2000) tem mostrado que existe uma grande complexidade nas concentrações, dispersões e orientações dos tensores principais. Mesmo em zonas predominantemente compressivas como, por exemplo, nos Andes podem ocorrer faixas onde predomina a extensão ortogonal ao eixo maior da cordilheira (Assumpção 1992, Richardson & Coblenz 1994).

As forças resultantes da movimentação de placas tectônicas (*plate driving forces*) dominam a configuração dos campos maiores de tensão (de 1ª ordem), enquanto as idades, e a densidade dos litotipos ígneos metamórficos, a espessura dos pacotes sedimentares (*bouyancy forces*) e a resistência mecânica diferencial são alguns dos fatores de influência na orientação dos campos de tensão regionais e locais (de 2ª ordem).

Segundo Zoback (1992) as principais forças de 1ª e 2ª ordens compreendem:

- 1ª ordem (mundiais e regionais): forças de empurrão da dorsal,

força de arrasto do manto, de direcionamento de migração da placa, de puxão da placa subdutada, de arrasto da placa subdutada, de resistência das falhas transformantes, de resistência da placa subdutada e de sucção da trincheira.

- 2ª ordem (regionais e locais): tensão local flexural (carga de sedimentos e/ou carga glacial); contraste local de densidade/ força de flutuação (zonas densas x zonas leves, zonas de diferentes topografias, e.g. montanhosas + bacias), contraste lateral de resistência (zonas de baixa resistência à fricção (e.g. zonas de falha) X zonas de alta resistência à fricção (e.g. crátons)), contrastes de resistência crosta continental (mais espessa) / crosta oceânica (menos espessa) e heterogeneidades mecânicas locais.

Com relação às heterogeneidades mecânicas, Correa-Gomes (2000) e Corrêa-Gomes *et al.* (2000) notaram que em zonas de cisalhamento rúpteis transcorrentes sem cobertura sedimentar, não raramente a orientação dos tensores principais máximos é paralela ao comprimento maior da faixa deformada, um fenômeno denomi-

nado de canalização de tensão.

Todas as forças citadas podem atuar ao mesmo tempo em um mesmo local e podem produzir forças resultantes (Zoback 1992) com as mais variadas orientações dependendo da importância pontual de cada tensão em determinada área (Fig.7).

DISCUSSÃO Estruturas, campos de tensão e herança do embasamento nos setores estudados Na Bacia de Camamú algumas concentrações importantes de orientações do σ_1 ocorrem, duas principais N50°-N60° e N130°-140°, ortogonais entre si, e três secundárias N30°-N40°, N100°-N110° e N150°-N160°. O amplo leque de orientações de σ_1 indica razoável perturbação dos campos de tensão durante o desenvolvimento e a evolução dessa calha tectônica. Em vários locais ocorrem orientações de σ_1 próximas ao contorno continental indicando que fatores tais como, a canalização de tensão e/ou a carga de sedimentos e/ou a tensão flexural por falhamento (ressalto elástico) podem ter sido importantes influências na orientação desses campos de tensão (ver também Bittencourt et al. 1999 e discussões mais a frente).

A observação dos caimentos dos tensores máximos, ora subverticais ora subhorizontais, denuncia movimentos transcorrentes importantes na bacia. A cinemática *dip-slip* mostra em afloramento ser mais antiga que a próxima de *strike-slip*. No caso da cinemática transcorrente é também notável: (i) a presença de estruturas do tipo *duplex* extensional - *releasing bend* - e *pull-apart-releasing stepover* (Figs. 8a,b), (ii) o caráter polifásico de falhas, a exemplo da Falha de Morro de São Paulo (Figs. 8c,d), orientada N-S, onde degraus formado por cinemática sinistral normal convivem com os de cinemática dextral normal. Localmente, em falhas próximas à borda da bacia, algumas situações compressivas já são evidenciadas.

Outro detalhe que chama a atenção se relaciona ao notável paralelismo entre as fraturas e falhas da borda da Bacia de Camamú e as foliações principais arqueano-paleoproterozóicas das rochas encaixantes. Isso indica o aproveitamento de estruturas herdadas do embasamento durante a construção de geometria 3D desta bacia. Por isto, além das medidas de campos de tensão, foram também coletados dados estruturais comparativos de: (i) planos

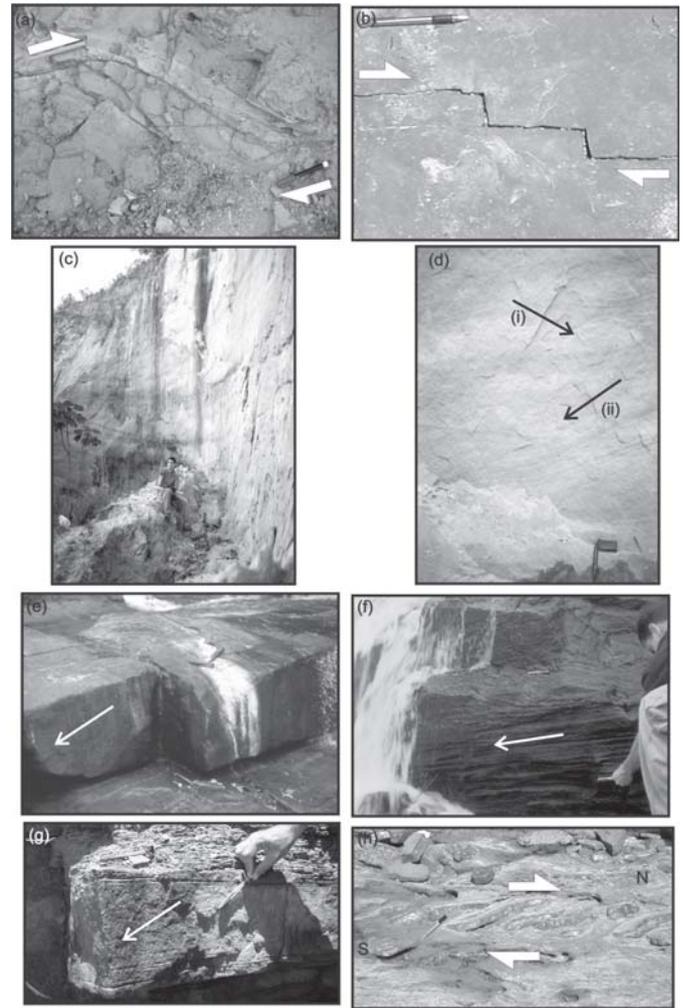


Figura 8 - (a) Duplex extensional - releasing bend dextral - visão em planta, Bacia de Camamú; (b) Sistema pull-apart - releasing stepover dextral - visão em planta, Bacia Sul do Recôncavo; (c) Destaque para a forma curva da Falha do Morro de São Paulo, escala aponta para o Norte - Bacia de Camamú; (d) Detalhe do plano de deslizamento da Falha polifásica de Morro de São Paulo, notar degraus indicando, ora cinemática normal sinistral (i) ora normal dextral (ii), Bacia de Camamú; (e) e (f) estrias de deslizamento e lineações de estiramento/crescimento minerais sub-paralelas em rochas do embasamento na borda norte da Bacia de Camamú; (g) Estrias inclinadas em plano de falha N30° (paralelo ao sistema Falha de Salvador) indicando transtensão local, Bacia Sul do Recôncavo; e (h) Duplex contracional, dado por encurtamento de dique de arenito com transporte tectônico para norte, Bacia Sul do Recôncavo.

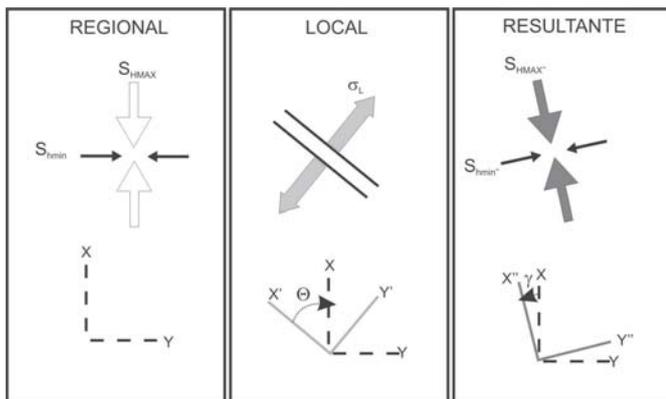


Figura 7 - Forças resultantes da sobreposição entre um campo de tensão regional e outro local (Zoback et al. 1992) S_{HMAX} e S_{HMIN} correspondem, respectivamente, às tensões máximas horizontais regionais e locais, e S_{hmin} e S_{hmax} correspondem às mínimas horizontais regionais e locais. Ângulos abertos no sentido horário são considerados positivos e os abertos no sentido anti-horário são negativos. O σ_L é o campo de tensão local.

de falhas e fraturas (P_F) e estrias de deslizamento (E_D) das proximidades da borda W da bacia (Figs.8e,f), e (ii) foliações principais (F_P) e lineações de estiramento-crescimento minerais (L_X) das rochas do embasamento granulítico.

Como resultado pode ser notada boa superposição entre planos F_P e P_F e linhas L_X e E_D , (Fig.9) quando desconsideradas as estrias *dip-slip*. Isso reforça a idéia de que os campos de tensão formadores da Bacia de Camamú utilizaram descontinuidades me-

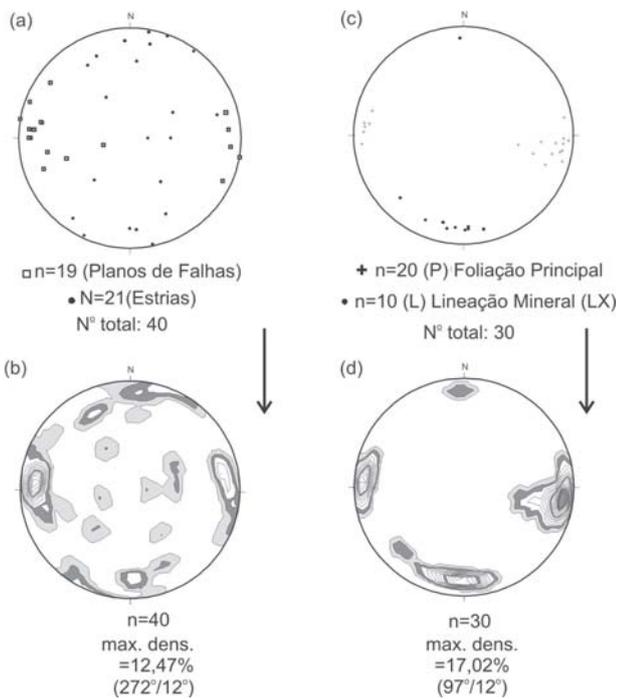


Figura 9 - (a) Plotagem em rede estereográfica igual-área, hemisfério inferior, dos pólos de planos de falha e estrias da borda W da bacia de Camamú; (b) áreas de isodensidade de frequência de orientação dos dados plotados em (a); (c) plotagem dos pólos de foliação principal (F_p) metamórfica e de lineações minerais (L_x) dos granulitos do embasamento da borda W da Bacia de Camamú; (d) linhas de contorno de isodensidade para os dados plotados em (c). Apesar da maior dispersão na orientação das estrias em relação as lineações minerais, ambas apresentam um comportamento espacial semelhante. Os planos de falhas e de foliações mais marcantes têm atitude $N00^\circ-10^\circ$ e mergulho subvertical ora para E ora para W. Em geral as estrias e as lineações apresentam baixo caimento porém, enquanto as L_x estão relacionadas com uma cinemática sinistral strike-slip, as estrias podem apresentar cinemática sinistral e dextral. É importante ressaltar que, quando descon sideradas as estrias subverticais, a semelhança entre os padrões de distribuição das estruturas dúcteis e rúpteis é mais clara.

cânicas pré-existent, planares e lineares, para gerar os limites estruturais da bacia, em mais um exemplo de reaproveitamento de estruturas antigas por campos de tensão mais novos.

Quanto à porção sul da Bacia do Recôncavo, BR, duas famílias de falhas dominam o cenário tectônico: as orientadas $N30^\circ$ e $N10^\circ$, correspondentes às Falhas de Salvador e Maragojipe, respectivamente, e as orientadas $N150^\circ$, correspondentes às falhas transferentes dessa bacia (ver Fig. 4). Mais uma vez falhas normais são mais antigas que falhas transexpressivas e do que zonas de cisalhamento transpressivas (Figs. 8g,h). Nesse complexo quadro foi utilizado um outro método: a medida sistemática de planos de fraturas e seus marcadores cinemáticos em um único grande afloramento.

Na porção NE da Ilha de Itaparica, próximo ao terminal de Ferry-Boat de Bom Despacho, ocorre um dos maiores e mais bem expostos afloramentos contínuos de turbiditos (ritmitos) do Grupo Santo Amaro (Barbosa & Dominguez 1996), com cerca de 800 m

de extensão. Nesse local é possível acompanhar em 3D toda a evolução da base (a sul) para o topo (a norte) de pacotes sedimentares com inúmeras famílias de fraturas conjugadas que representam excelentes marcadores cinemáticos de campos de tensão (Fig.10). Um fato chama a atenção, apesar da presença de várias falhas normais, os padrões de fraturas conjugadas e de estruturas em flor são mais compatíveis com cinemática *strike-slip*. Essas fraturas, via de regra, apresentam mergulhos verticais a subverticais ($\geq 70^\circ$) que, somados à fraca inclinação das estrias de deslizamento ($\leq 30^\circ$), indicam cinemática transcorrente, com leve componente normal, onde os tensores máximos (σ_1) e mínimos (σ_3) foram aproximadamente horizontais e os intermediários verticais (σ_2). Assim pode-se representar os campos de tensão locais, na forma do tensor máximo, em rosáceas de direção. Isso permite identificar uma inversão clássica nos campos de tensão nos pacotes sedimentares que, da base para o topo, evoluíram de $N60^\circ-N70^\circ$ para $N150^\circ-N160^\circ$ (Fig. 11). Essas orientações dos campos de tensão se refletem também na forma de outras estruturas presentes na área tais como: diques de arenito, fraturas extensionais (tipo T) e estrutura em hemi-flor negativa sinistral (orientada $N30^\circ/78^\circ SW$), que demonstram clara correlação entre as tensões geradoras (causas locais) e estruturas geradas (consequências locais).

Assim, nos conjuntos mesozóicos predomina o σ_1 vertical a subvertical no início da formação das bacias de Camamú e Sul do Recôncavo, o que foi sucedido por σ_1 subhorizontal, paralelo e ortogonal ao contorno continental, e diagonal ao contorno com

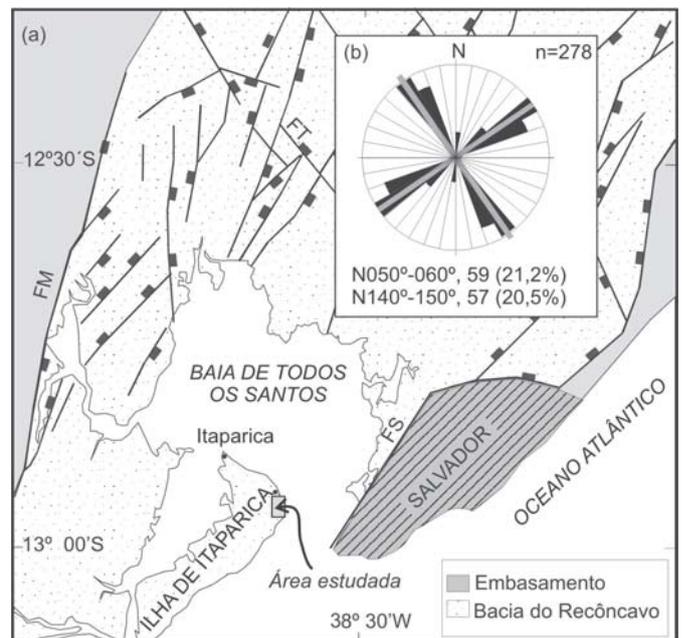


Figura 10 - (a) Mapa geológico simplificado da porção sul da Bacia do Recôncavo (modificado de Barbosa & Dominguez 1996). Os retângulos nas falhas correspondem ao bloco baixo. Duas famílias de falhas predominam: $N30^\circ$ e $N10^\circ$, paralelas às Falhas de Salvador (FS) e de Maragojipe (FM), respectivamente e $N150^\circ$, paralelas às falhas transferentes (FT) da Bacia do Recôncavo. A rosácea no interior do mapa (b) representa um total de 278 medidas de direção de tensores principais máximos, destacando duas orientações $N50^\circ-70^\circ$ e $N140^\circ-160^\circ$ (linhas cinza), aproximadamente ortogonais entre si.

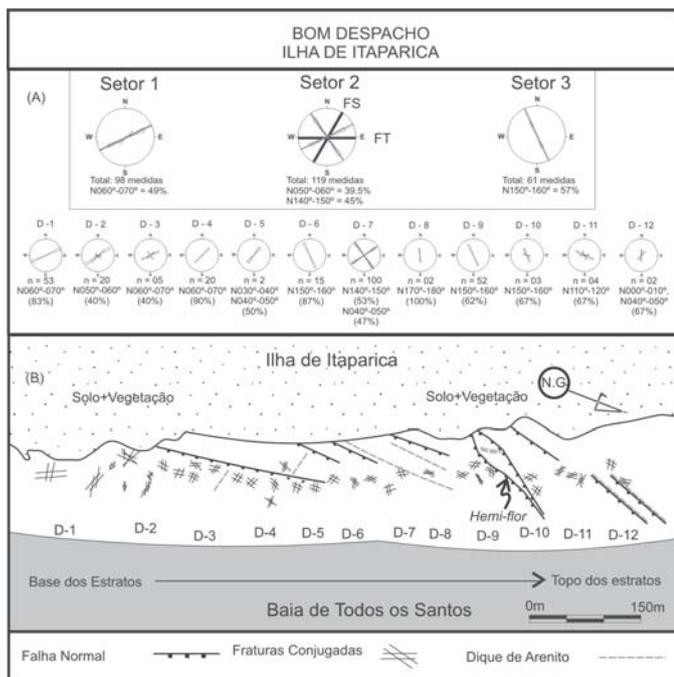


Figura 11 - (a) Gráficos em rosáceas de direção (278 medidas) do tensor principal máximo local versus direção e (b) mapa simplificado das estruturas planares. Os gráficos no topo da Figura representam as medidas obtidas nos 3 setores, e as rosáceas menores indicam as orientações obtidas em 12 domínios. As linhas em azul e verde nas rosáceas indicam as direções predominantes. FS=Falha de Salvador e FT=Falhas Transferentes, para comparação das direções das falhas locais. Notar que a relação de topo e base das camadas, indicada pela seta no mapa de estruturas planares, implica em que os domínios à esquerda são mais antigos que os da direita. No setor 2 se evidencia a inversão das orientações dos campos tensionais com orientações ortogonais sobrepostas.

trends NE-SW e NW-SE.

Orientação de campos de tensão versus fatores de influência nos setores estudados (causas e efeitos) Há uma infinidade de fatores que influem na orientação dos campos de tensão em uma margem continental passiva. Alguns se superpõem espacialmente. Dentre esses fatores alguns podem ter maior ou menor influência local nos setores estudados, de modo que deve ser feita uma avaliação de cada um desses fatores para definir adequadamente suas importâncias locais.

Forças paralelas e ortogonais ao eixo maior das bacias:

a) a força de empurrão da dorsal meso-oceânica deveria impor uma orientação do S_{Hmax} próxima de E-W nos setores estudados, o que realmente acontece em alguns locais, mas não com a frequência esperada,

b) a resistência da crosta continental ao empurrão da crosta oceânica deveria resultar em uma orientação do S_{Hmax} paralela ao contorno continental, próxima a N-S no litoral baiano, mas isto também ocorre sem a frequência esperada, além disso, essas orientações se superpõem àquelas relacionadas ao contraste de densidade crosta continental / crosta oceânica,

c) a importância da força de resistência das falhas

transformantes na orientação dos campos de tensão nos locais estudados é de difícil avaliação devido à aparente distância dessas falhas em relação à margem continental e, também, por haver superposição de orientações com o da força de empurrão da dorsal meso-oceânica (S_{Hmax} próximos a E-W),

d) a tensão flexural devido à carga dos sedimentos (S_{Hmax} próximos ao eixo maior das bacias), pode ser razoavelmente importante nas zonas profundas das bacias sedimentares com espessuras de sedimento próximas a 10.000 m e ser transmitida por *bending* para as porções mais superficiais dessas bacias podendo, portanto, ganhar importância na plataforma continental.

e) a canalização de tensão paralela ao comprimento das bacias, pode apresentar resultado semelhante ao item anterior porém, sem que o peso dos pacotes sedimentares tenha necessariamente influa na orientação dos tensores.

O fato de que os padrões paralelos ao contorno continental aparecerem de modo freqüente nas bacias sedimentares pode, portanto, sugerir que nessas bacias, fatores ligados ao peso dos pacotes sedimentares sejam mais importantes do que nas coberturas crustais mais finas ou que houve canalização local de tensão. De qualquer modo, todos esses fatores resultam em padrões paralelos ou ortogonais ao contorno continental, mas nas áreas estudadas é marcante presença de padrões de orientação de tensão diagonais. Esses padrões diagonais poderiam estar relacionados às seguintes causas:

- contraste lateral de resistência à fricção poderia resultar em padrões de orientação imprevisíveis, levando em consideração que falhas reativadas do embasamento podem ter as mais variadas orientações. Apesar disso, nas bacias estudadas há evidências de reativação de estruturas antigas do embasamento orientadas próximas a N140° e N50°. Essas reativações podem conduzir a canalização de tensão (σ_1 paralelo a direção da falha) e/ou a perturbações de larga ordem nas orientações do campo remoto de tensão. Assim, ao que tudo indica, esse fator agiria mais como dispersador de orientações do que como concentrador, mas mesmo assim pode localmente ter papel importante em alguns casos.

- resultantes de forças ortogonais entre si, do tipo empurrão da dorsal X tensão flexural e/ou resistência da crosta oceânica ao empurrão. A orientação da resultante de tensão diagonal dependerá da magnitude e da orientação de cada tensão confrontada.

- força de direcionamento da migração da placa tectônica.

O mapa de movimentação absoluta de placas tectônicas via monitoramento por satélites com uso do GPS (*Global Positioning System*) elaborado pela NASA (2002), mostrou que a orientação do vetor de velocidade absoluta nas proximidades da margem continental leste brasileira é NW-SE. Especificamente nas imediações da costa da Bahia, essa orientação coincide com as do grupo de orientações diagonais de σ_1 nos trabalhos de campo, entre N140° e N150°.

Por outro lado as orientações NE-SW podem ser explicadas por inversão de orientação dos campos de tensão, observados em vários afloramentos, com os σ_1 e σ_3 locais alternando posições entre si. Isso indica que os fatores geradores dos campos de tensão não foram constantes, e que ocorreram em pulsos de alternância transextensional.

Estágios da evolução margem continental passiva para ativa e correlações com a área estudada Vários estágios tectônicos podem estar associados à evolução de uma margem continental passiva, de dominância tectônica extensional, para uma margem continental ativa, na qual um ambiente compressional prepondera

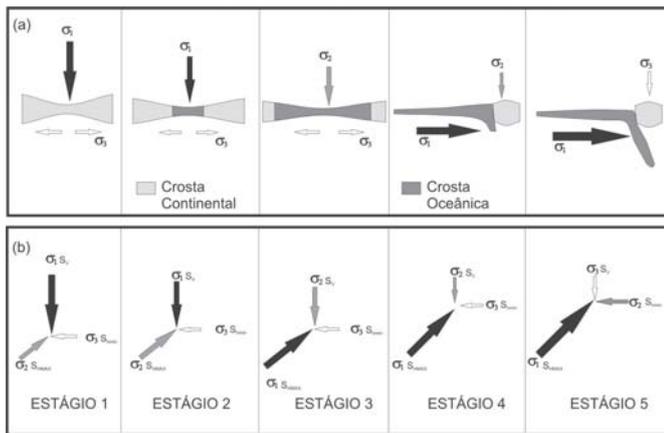


Figura 12 - (a) Representação esquemática da ambiência tectônica e (b) orientação e magnitude relativa dos tensores principais nos 5 estágios diferentes da evolução de uma margem continental passiva (estágio 1 típico) para uma margem continental ativa (estágios 4 e 5 típicos). Crosta oceânica em cinza escuro e continental em cinza claro. Estágio 1 = $S_v > S_{HMAX} > S_{hmin}$, Estágio 2 = $S_v = S_{HMAX} > S_{hmin}$, Estágio 3 = $S_{HMAX} > S_v > S_{hmin}$, Estágio 4 = $S_{HMAX} > S_v = S_{hmin}$ e Estágio 5 = $S_{HMAX} > S_{hmin} > S_v$. Setas negras equivalentes a σ_p , setas cinzas a σ_2 e as brancas a σ_3 . Como se observa, nem sempre o tensor principal máximo equivale a S_{HMAX} .

(Fig.12):

- nas fases iniciais da separação (estágio 1) as falhas são geradas com σ_1 vertical com estrias *dip-slip* e uma relação $S_v > S_{HMAX} > S_{hmin}$ bem definida,
- com o crescimento da placa oceânica há um aumento na compressão lateral relacionada ao empurrão da dorsal e as relações de tensão evoluem para $S_v \approx S_{HMAX} > S_{hmin}$ (estágio 2) com geração de falhas normais contemporâneas à falhas transcorrentes. Estrias *dip-slip* se entrecortam com estrias *strike-slip*,
- a seguir, a relação passa a ser $S_{HMAX} > S_v > S_{hmin}$, com transcorrência dominante (estágio 3) e estrias *strike-slip* predominam e se sobrepõem as *dip-slip*,
- e pode evoluir para $S_{HMAX} > S_{hmin} \approx S_v$ (estágio 4) com transcorrências associadas a empurrões, e
- pode passar para $S_{HMAX} > S_{hmin} > S_v$ (estágio 5) típico de zonas de empurrões.

As evidências de campo e as idades dos conjuntos litológicos deformados parecem indicar que, no Mesozóico dominou o estágio 1, bem marcado nas bacias de Camamú e Sul do Recôncavo. Em tempos mais recentes, essas bacias evoluíram para ao estágio 2. Do Terciário ao recente, como foi observado nas coberturas terciário-quadernárias, parece começar a dominar o estágio 3, transtensivo. Algumas situações transpressivas observadas nas bacias estudadas, podem estar relacionadas a rearranjos de blocos de falha e/ou à redistribuição local de tensão porém, quando localmente registradas no Grupo terciário Barreiras (Corrêa-Gomes 2004) parecem apontar para importante mudança no regime tectônico em tempos geológicos mais recentes.

CONCLUSÕES Vários padrões de orientação de planos de falha e fratura e de campos de tensão ocorrem nas áreas das Bacias de Camamú e Sul do Recôncavo. Esses padrões são cronolo-

gicamente bem controlados, mas seus mecanismos geradores são ainda um tanto indefinidos.

Os principais padrões rúpteis são (Fig. 13): de falhas e fraturas conjugadas N140° e N50°, no Cráton do São Francisco, e de falhas próximas a N-S e N30° das Bacias de Camamú e Sul do Recôncavo. As estruturas investigadas são parcialmente herdadas do embasamento, sejam rúpteis ou dúcteis. Como exemplos dessas últimas têm-se F_p e L_x do embasamento granulítico arqueano-paleoproterozóico do Cinturão Itabuna influenciando na arquitetura da Bacia de Camamú.

Os principais padrões de orientação do σ_1 são (Fig. 14), relativamente ao comprimento das bacias:

- (i) paralelos e ortogonais que poderiam estar relacionados à carga flexural de sedimentos, ao ressaltamento elástico de falhas de borda, canalização de tensão de modo paralelo à calha tectônica das bacias, aos contrastes de densidade e de resistência mecânica entre a crosta oceânica e a crosta continental, e a força de empurrão da dorsal meso-oceânica, e (ii) diagonais NW-SE e NE-SW que poderiam ser resultado da perturbação local de tensão por reativação de falhas antigas, da força de direcionamento de migração da placa tectônica ou ainda serem forças resultantes da interação local de duas ou mais tensões de 1ª e 2ª ordens.

Em relação à cronologia dos eventos, do Mesozóico ao recente houve fase tectônica mais precoce com σ_1 vertical que condicionou cinemáticas normais (estágio 1), que passou a uma ambiência tectônica transtensiva indicativas de σ_1 mais horizontal (estágios 2 e 3). Essa fase transtensiva aparece marcada nas coberturas terciário-quadernárias, o que confirma a sua idade mais jovem e marca a passagem do estágio 1 (domínio de falhas de borda gravitacionais) para o estágio 3 (estrias *strike-slip* cortam as *dip-slip* em falhas de borda) durante o Terciário, em clássica evolução do Ciclo de Wilson.

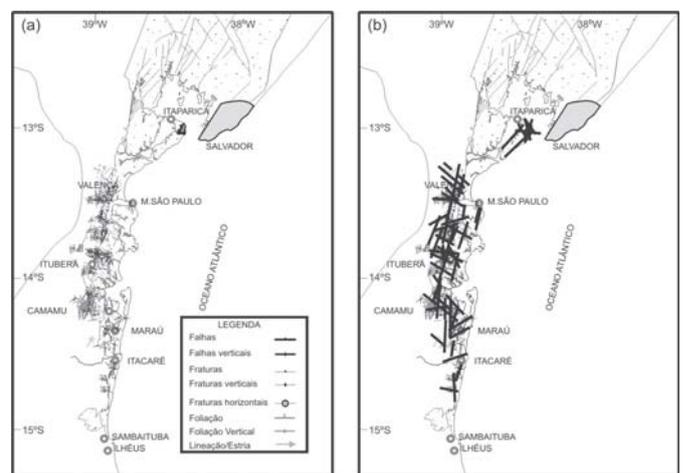


Figura 13 - Plotagem dos dados estruturais planares e lineares (a) e dos lineamentos estruturais (b) nos setores estudados das Bacias de Camamú e Sul do Recôncavo. Observar em ambas as bacias a presença de importantes estruturas paralelas ao contorno continental e de falhas-fraturas diagonais NW-SE e NE-SW, todas também presentes no embasamento. Na Ilha de Itaparica as estruturas mais importantes são as paralelas à Falha de Salvador e às falhas transferentes da Bacia Sul do Recôncavo.

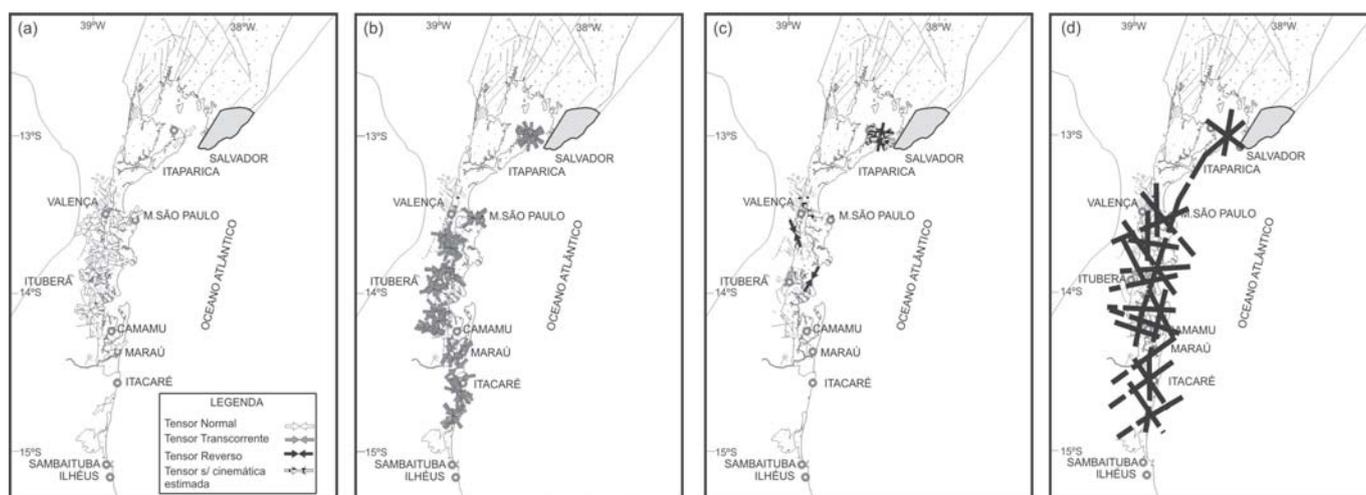


Figura 4 - Plotagem das projeções horizontais dos σ_1 dos tensores relacionados á cinemática normal (a), transcorrente (b) e reversa ou sem cinemática estimada (c) e interpretação (d) dos dados das orientação dos componentes horizontais dos tensores principais máximos nas Bacias de Camamu e Sul do Recôncavo. Chamam a atenção os padrões paralelos e, menos freqüentemente, ortogonais ao contorno continental, e os diagonais NW-SE e NE-SW.

A alternância de orientações locais NW-SE/NE-SW e a freqüência de ocorrência de inversão de orientação do σ_1 são indicativas de que os mecanismos geradores dos campos de tensão ocorreram em pulsos, alternando orientações locais de tensores em ambientes transtensionais. Quanto às forças diagonais, todas essas situações, principalmente as forças de direcionamento de migração da placa tectônica e as forças resultantes da interação local de duas ou mais tensões de 1ª e 2ª ordens, podem ser consideradas como boas candidatas a fatores de influência na orienta-

ção de campos de tensão nas áreas estudadas.

Agradecimentos Os dados desse trabalho foram extraídos do projeto “Neotectônica litorânea do SSE do estado da Bahia” coordenado por LCCG e financiado pelo CNPq (processo nº 478248/01-6). LCCG, JSFB e JMLD agradecem também ao CNPq pelas bolsas de produtividade científica, ao Prof. João Batista G. Teixeira, IGEO-UFBA, e aos revisores da RBG pelas discussões e sugestões construtivas ao manuscrito

Referências

- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**: 349-364.
- Almendinger R. 2001. www.geo.cornell.edu/pub/rwa/windows.
- Angelier J. 1979. Determination of the mean principal directions of tensions for a given fault population. *Tectonophysics*, **56**: T17-T26.
- Angelier J. 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research*, **89**: 5835-5848.
- Angelier J. 1994. Fault slip analysis and paleotension reconstruction. In: P.L Hancock. (ed.), *Continental Deformation*, Pergamon Press, pp. 53-100.
- Assumpção M. 1992. The Regional Intraplate Stress Field in South America. *Journal of Geophysical Research*, **97**(B8):11889-11903.
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Cráton, Bahia, Brazil. A synthesis. *Anais da Acad. Bras. Ciências*, **74**(2):343-359
- Barbosa J.S.F. & Corrêa-Gomes L.C. (eds.) 2003. I Workshop sobre o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaça – I WOISC. Geologia e guias de excursão de campo. *Revista Brasileira de Geociências*, **33** (1-suplemento):1-88.
- Barbosa J.S.F. & Dominguez J.M.L (eds.) 1996. *Mapa geológico do estado da Bahia. Texto explicativo*. Secretaria da Indústria, Comércio e Mineração e Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, 400p.
- Basseto M. & Szatmari P. 1997. Estruturas compressivas em crosta oceânica na margem Sul-Sudeste brasileira. *VI Simp. Nac. Est. Tect.*, Pirenópolis - GO, Anais, pp. 63-64.
- Bezerra F.H.R. 1999. Intraplate paleoseismicity in Northern Brazil. *VII Simp. Nac. Est. Tect.*, Lençóis - BA, Anais, Sessão 4:12-16.
- Bittencourt A.C.S.P. Dominguez J.M., Ussami N.1999. Flexure as a Tectonic Control on the Large Sale Geomorphic Characteristics of the Eastern Brazil Coastal Zone. *Journal of Coastal Research*, **15**(2):505-519.
- Corrêa-Gomes L.C. 2000. *Evolução dinâmica da Zona de Cisalhamento Neoproterozóica de Itabuna-Itajú do Colônia e do magmatismo fissural alcalino associado (SSE do Estado da Bahia, Brasil)*. Tese de doutoramento, IG/UNICAMP, 239p.
- Corrêa-Gomes L.C. 2003. Projeto Neotectônica litorânea do SSE do Estado da Bahia. *Relatório Anual-Relatório Parcial 2002-2003* (inédito), processo 478248/01-6, 48p.
- Corrêa-Gomes L.C. 2004. Projeto Neotectônica litorânea do SSE do Estado da Bahia. *Relatório Anual-Relatório Final* (inédito), processo 478248/01-6, 60p.
- Corrêa-Gomes L.C., Cruz M.J.M., Tanner de Oliveira M.A.F., Barbosa

- J.F.S. 1995. Les diques mafiques transamazoniens (2.1 Ga) du bord Est du Craton du São Francisco, Bahia, Brésil. Temois des directions de mouvements des champs de paléostress en blocs crustaux. In: *I Symp. Intern. Sur Geodynamique du Paleopróterozoïque*, Paris. Resumes, **1**:19.
- Corrêa-Gomes L.C., Souza Filho C.R., Oliveira E.P. (2000). Paleostress fields and 3-D structure of poliphase shear zones in the transition Craton-Orogenic Belt: Examples from the Neoproterozoic of Southeastern Bahia, Brazil. Volume "Brazilian contributions to 31st International Geological Congress, Brazil 2000", *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:153-156.
- Corrêa-Gomes L.C., Silva I.C. da, Batista J.C., Barreto V.G., Deiró N.F.R. 2003a. Trajetória de Placas Tectônicas e relações com Campos de Tensão nas proximidades da interface Continente-Oceano em margens continentais passivas. Exemplo do SSE do estado da Bahia, Brasil. IX SNET/ III Intern. Symp. Tectonics, Búzios, RJ, *Anais*, pp. 257-260.
- Corrêa-Gomes L.C., Santos C.C., Carvalho D.S. 2003b. Uma história dinâmica de 2.1 Ga até o recente. Os campos de paleo, neo e actuo tensão do SSE do estado da Bahia, Brasil. IX SNET/ III Intern. Symp. Tectonics, Búzios, RJ, *Anais*, pp. 50-54.
- Duyster J.P. 2000. //homepage.ruhr-uni-bochum.de/Joannes.P.Duyster/stereo/ stereo1.hmt.
- Dupin J-M, Angelier J., Sassi W. 1994. L'hypothèse de jeux de failles indépendamment contrôllés par un état de contrainte unique est-elle valable? Une approche numérique 3-D. *Bull. Soc. Géol. France*, **165** :317-328.
- Homberg C., Hu J-C., Angelier J., Lacombe O. 1997. Characterization of stress perturbations near major fault zones: insights from 2-D distinct-element numerical modeling and field studies (Jura mountains). *J. Struc. Geol.*, **19**:703-718.
- Lima C.C.U. 2002. *Caracterização Sedimentológica e Aspectos Neotectônicos do Grupo Barreiras no Litoral Sul do estado da Bahia*. Tese de Soutoramento, IG/UFBA, 141p.
- Lima C.C., Nascimento E., Assunção M. 1997a. Stress orientations in Brazilian sedimentary basins from breakout analysis: implications for force models in South American plate. *Geoph. Jour. Intern.*, **130**:112-124.
- Lima C.C., Cobbold P.R., Soudalin L. 1997b. Topographic and structural expressions of Andean-related tectonics in Midplate South America. VI SNET, Pirenópolis – GO, *Anais*, pp. 27-30.
- Lima Neto F. F. 1999. O regime atual de tensões nas Bacias Sedimentares Brasileiras. VII SNET, Lençóis - BA, *Anais*, Sessão 4, pp. 25-28.
- Lisle R.J. & Vandyke S. 1996. Separation of multiple stress events by fault striation analysis: an example from Variscan and younger structures at Ogmores, South Wales. *J. Geol. Soc.*, **153**:945-953.
- Marrett R. & Allmendinger R.W. 1990. Kinematic analysis of fault slip data. *J. Struc. Geol.*, **12**:973-986.
- McClay K. 1987. *The Mapping of Geological Structures*. Geological Society of London Handbook, Open University, John Wiley & Sons, 161p.
- NASA, National Aeronautics and Space Administration. 2002. <http://sideshow.jpl.nasa.gov/mbh/series.html>.
- Nieto-Samaniego A.F. & Alaniz-Alvarez S.A. 1997. Origin and tectonic interpretation of multiple fault patterns. *Tectonophysics*, **270**:197-206.
- Petit J.-P. & Mattauer M. 1995. Palaeostress superposition deduced from mesoscale structures in limestone: the Matelles exposure, Languedoc, France. *J. Struc. Geol.*, **17**:245-256.
- Rawnsley K.D., Rives T., Petit, J-P., Hencher, S.R., Lumsden, A.C. 1992. Joint development in perturbed stress fields near faults. *J. Struc. Geol.*, **14**:939-951.
- Reiter F. & Acs P. 2002. <http://homepage.uibk.ac.at/homepage/c715/c71508>.
- Richardson R.M & Coblenz D.D. 1994. Stress modeling in the Andes: Constraints on the South American intraplate stress magnitudes. *J. Geoph. Res.*, **99**(B11):22.015-22.025.
- Saadi A. 1997. Mapa Neotectônico do Brasil em escala de 1:5.000.000 (1ª aproximação): Contribuição brasileira ao World Map of Major Active Faults Project (International Lithosphere Project II-2). VI SNET, Pirenópolis-GO, *Anais*, pp.:126-127.
- Sabaté P. 1996. Estrutura e tectônica do embasamento arqueano e proterozoico inferior do estado da Bahia. In: J.S.F.Barbosa & J.M.L Dominguez. (eds.), *Mapa Geológico do estado da Bahia. Texto Explicativo*, pp. 199-226.
- Souza-Lima W., Manso C.L.C., Andrade E.J., Grillo J.L. 2003. Bacia de Camamú. In: Bacias Sedimentares Brasileiras. *Phoenix*, **54**: 1-20.
- Souza-Lima W. & Hamsi Jr. G.P. 2003. Bacias sedimentares brasileiras: bacias da margem continental. *Phoenix*, **50**:1-4.
- Srivastava D.C., Lisle R.J., Vandyke S. 1995. Shear zones as a new type of palaeostress indicator. *J. Struc. Geol.*, **17**:663-676.
- Zoback M.D. 1992. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the world stress map project. *J. Geoph. Res.*, **97**(B8):11.703-11.728.

Manuscrito A-1645

Recebido em 11 de outubro de 2005

Revisão dos autores em 30 de novembro de 2005

Revisão aceita em 20 de dezembro de 2005