

Conceitos, feições diagnósticas e exemplos sísmicos de dobras associadas a falhas distensionais na seção rifte das bacias de Campos e Santos

Concepts, key features and seismic examples of extensional fault-related folds in the rift section of Campos and Santos basins

Mário Neto Cavalcanti de Araújo¹, Paulo César Santarem da Silva¹, Gabriel Correa de Matos¹, Rodrigo Dias Lima²

resumo

O cenário atual das descobertas controladas por estruturas do rifte torna crítica a necessidade de quantificações e predições para melhores estimativas do risco exploratório. O reconhecimento de dobras associadas a falhas distensionais é crucial, pois evita interpretações incoerentes e permite o melhor entendimento dos padrões de dispersão e espessura de sedimentos, distribuição de zonas intensamente fraturadas e das prováveis rotas de migração e traqueamento de petróleo. Nas bacias da margem continental brasileira, dobras não são feições comumente associadas a falhas distensionais, com exceção dos *rollovers* relacionados à halocinese. Nos intervalos pré, sin e pós-rifte das bacias de Campos e Santos, feixes N-S de dobras são estruturas comuns nos blocos baixos ou imediatamente acima das terminações em profundidade das falhas do embasamento. Compressão regional, compactação diferencial e compressões locais em sítios transpressivos são as causas mais prováveis de geração dessas dobras, que podem se formar como resultado da combinação entre cinemática, quantidade de deslizamento e geometria das falhas. São dois os principais tipos de dobras associadas a falhas distensionais: dobras por flexão de falha, formadas pela ativação de bandas de cisalhamento, em resposta a mudanças de mergulho do plano de falha e dobras por propagação de falha,

que se formam quando rochas sedimentares estratificadas repousam acima de falhas do embasamento soterradas. A movimentação de blocos do embasamento ao longo do plano da falha cega dobra as camadas sobrejacentes, sem que, necessariamente, elas se rompam, gerando monoclinais com vergência para o bloco abatido. Nesse caso, deslizamentos interstratiais subsidiários podem transferir lateralmente a deformação, permitindo a nucleação de feixes de dobras paralelas ao traço da falha subjacente. As relações entre a geometria das dobras e a das falhas tornam a interpretação dessas estruturas muito mais preditivas, permitindo estimativas de *timing* da deformação, quantificação do estiramento, qualidade de reservatório e atributos de fraturas. Nas bacias de Campos e Santos, dobras por flexão de falhas regionais podem controlar a distribuição de altos e baixos do embasamento, a localização de depocentros e de zonas fraturadas. Feixes de dobras acima das terminações em profundidade de falhas normais, comumente encontradas nas sequências acamadadas do rifte da Bacia de Santos, podem ser a expressão de dobras por propagação de falhas. Neste trabalho, exemplos sísmicos das bacias de Campos e Santos são usados para ilustrar o significado das dobras distensionais e sua aplicação na exploração.

Palavras-chave: dobras distensionais | dobras por flexão de falha | dobras por propagação de falha | expressão sísmica

¹ Petrobras. Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo A. Miguez de Mello. Gerência de Geologia Estrutural e Geotectônica. marioaraujo@petrobras.com.br; paulosantarem@petrobras.com.br; gabriel.matos@petrobras.com.br.

² Petrobras. E&P. Exploração. Gerência de Interpretação das Bacias da Costa Sudeste. rodrigolima@petrobras.com.br.

abstract

With the exception of the salt-related rollover folds of the Brazilian Continental Margin, folds are not features commonly associated with extensional faults. N-S-trending folds are common features in the hanging wall or above the termination of normal basement faults of the pre, syn and post-rift sequences of the Campos and Santos basins. Regional compression, differential compaction and local transpression are interpreted as the main reasons to explain the formation of folds in the Brazilian margin. However, they can also be formed as a result of the interplay among kinematics, amount of slip and geometry of faults. Two main types of fault-related folds are strongly influenced by geometry and kinematics: (i) fault-bend folds and (ii) fault-propagation folds. Fault-bend folds are flexures formed as a result of dip changes of the fault plane. The folds are formed by the collapse of the hanging wall block as it passes over the top of bends in the fault plane. Fault-propagation folds form when movement of basement faults propagates deformation above their tip into a stratified rift and/or post-rift sequence. In this case, the movement of the buried normal fault produces folding in the overlying rocks, without expressive rupture of the beds. Movement along these folds can be accompanied by flexural slip mechanisms, allowing their lateral migration away from the fault plane and the formation of fold swarms like those in the Campos and Santos basins. The strong geometrical relationships of fault-bend and fault-propagation folds not only facilitate the predictive interpretation of these structures in seismic sections, but also allow measurement of stretching, reservoir quality predictions and fracture intensity estimates. In the Campos and Santos basins, regional-scale fault-bend and fault-propagation folds might be responsible for the structural control of basement highs and depressions, distribution and migration of depocenters, and location of fractured zones. Fold swarms above the termination of buried normal folds commonly present in the Santos Basin rift sequence, can be the result of fault-propagation folds. Seismic examples of the Campos and Santos basins are used in this study to introduce the significance of extensional fault-related folds and their application to exploration. The new discoveries in the Brazilian margin launched many efforts to increase the seismic quality of the rift. However, it is difficult to image great depths and thick salt layers. Nonetheless, it is clear that the rift architecture controls many of the sedimentary

sequences during their formation. The identification of extensional fault-related folds in the basement and rift sequences is crucial to interpret deep structures. The correct interpretation of extensional fault-related folds avoids misinterpretation of seismic sections and gives a better understanding of sediment dispersal, distribution of fractured zones, identification of migration paths, improved geometrical definition of traps and volume estimates.

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

Keywords: *extensional fault-related folds | fault-bend folds | fault-propagation folds | seismic expression*

introdução

Dobras têm um papel importante no aprisionamento de hidrocarbonetos. No entanto, quando se vislumbra a tectônica do embasamento, rapidamente verifica-se uma cultura de busca de altos e fechamentos estruturais multidirecionais (fechamento quaquaversal ou braquiantiformes) que, embora sejam estruturas conspícuas à acumulação de hidrocarbonetos, precisam ter sua gênese melhor compreendida. O desafio de definir prospectos em áreas soterradas por milhares de metros de sal e, normalmente, com interferência de rochas vulcânicas e embasamento de alta velocidade sísmica, traz à tona a necessidade de predição estrutural em áreas de pouca iluminação sísmica. Estruturas de alto ângulo e/ou áreas constituídas por contrastes intensos de velocidades sísmicas resultam em falsas estruturas e zonas mal imageadas, que dificultam o trabalho do intérprete. O uso de técnicas de interpretação geométrica aumenta o poder de predição, permitindo ao intérprete prosseguir com seu trabalho por meio da utilização de fundamentos geológicos. Desta forma, torna-se possível definir fechamentos, continuidades estruturais e investigar locais com melhor qualidade de reservatório, traps e zonas fraturadas.

O dobramento é um processo comum da movimentação de falhas em qualquer regime tectônico. Schlische (1992, 1995) descreve dobras associadas à distensão na Bacia de Newark (EUA); Janecke *et al.* (1998), na Província Basin and Range; Gawthorpe *et al.* (1997); Gupta *et al.* (1999) e Sharp *et al.* (2000) descrevem dobras por propagação de falhas distensionais

no leste do Golfo de Suez; Maurin e Niviere (1999) analisaram dobras distensionais no Gráben do Reno; Keller e Lynch (1999) na Nova Escócia; e Corfield e Sharp (2000), na Noruega. A visão de que dobras, para se formarem, demandam regimes compressivos, não encontra respaldo nos inúmeros trabalhos que documentam dobras em contextos distensionais. Dobras podem formar padrões complexos nos blocos abatidos de falhas normais, refletir quilômetros de movimentação lateral por sobre zonas de descolamento intracrustais e/ou litosféricas e rotacionar blocos, criando ambientes favoráveis à deposição de rochas reservatório e selo.

Neste trabalho, revisaremos os tipos de geometrias e mecanismos de formação de dobras e flexuras em ambientes distensivos, com foco nas dobras associadas a movimentações de falhas do embasamento e às deformações propagadas no bloco abatido ou além da extremidade da falha. Aspectos relacionados à mecânica do falhamento, não discutidos nesse trabalho, podem ser encontrados em Erslev, 1991; Saltzer e Pollard, 1992; Jenecke *et al.*, 1998; Hardy e McClay, 1999; Allmendinger e Shaw, 2000; Johnson e Johnson, 2002; Finch *et al.*, 2003; Finch *et al.*, 2004; Ian e Juliet, 2006, dentre outros.

Restringiremos nossa abordagem à geometria e à cinemática de falhas e dobras em ambientes distensivos, enfatizando aspectos que podem ser identificados diretamente em seções sísmicas, já que nosso objetivo é contribuir para a melhoria das interpretações estruturais. Nesse sentido, focaremos em dois tipos de dobras associadas à falha:

- dobra por flexão de falha (*fault-bend fold*); e
- dobra por propagação de falha (*fault-propagation fold*).

A geometria desses tipos de dobra será ilustrada com exemplos das bacias de Campos e de Santos.

dobras por flexão de falha

Se o bloco abatido de falhas normais fosse indeformável, não permitindo a formação de estruturas localizadas, vazios ou zonas de recobrimento, seriam criados em resposta à movimentação ao longo de uma falha curva, ou com segmentos de mergulhos diferentes (fig. 1a-c). Todavia, como as rochas possuem

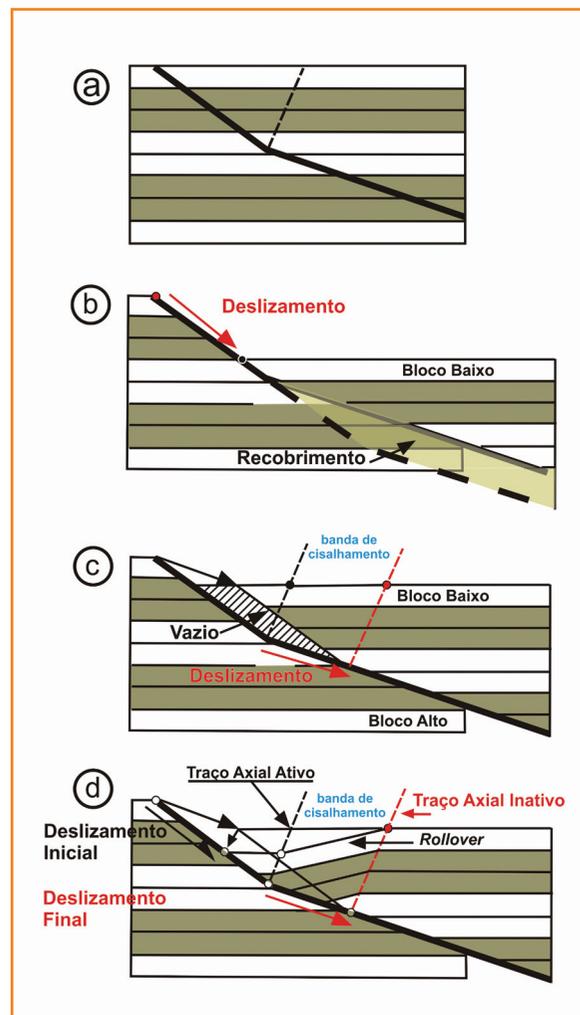


Figura 1
Modelo bidimensional de desenvolvimento de um rollover simples a partir de um plano de falha côncavo, assumindo o colapso segundo uma banda de cisalhamento antitética definida pelos traços axiais ativo e inativo. (a) Situação inicial sem falhamento. (b) Zona de recobrimento formada por translação simples do bloco abatido sobre o primeiro segmento da falha. (c) Vazio formado pela translação simples do bloco abatido ao longo do segundo segmento da falha. (d) A formação de vazios e recobrimentos é evitada pelo colapso do bloco abatido segundo uma banda de cisalhamento definida pelos traços ativo e inativo. Modificado de Hook (1984).

Figure 1
Two-dimensional model of rollover development for a single sharp concave up fault plane, assuming an antithetic collapse defined by the active and inactive axial surfaces. (a) Initial situation. (b) Overlap formed by simple translation of the hanging wall over the first fault segment. (c) Gap formed by simple translation of the hanging wall over the second fault segment. (d) Gaps and overlaps are avoided by kink bands defined by the active and inactive axial traces. Modified from Hook (1984).

resistências limitadas à atuação de esforços, o bloco abatido de falhas normais colapsa, evitando a formação de vazios e zonas de recobrimento (fig. 1d).

Dependendo da natureza da flexura do plano de falha (côncava ou convexa), planos de cisalhamentos inclinados são ativados para acomodar o colapso do bloco abatido. Em ambos os casos, a passagem do material sobre flexuras no plano de falha ativa bandas de cisalhamento, cujas inclinações obedecem ao ângulo de cisalhamento de Coulomb (65° - 70° , Xiao e Suppe, 1988; 1990). A única diferença entre as flexuras côncavas e convexas é que, no primeiro caso, a banda de cisalhamento mergulha contra a falha, enquanto, no segundo, o mergulho é concordante (fig. 2).

Durante a formação de bacias, as rochas do embasamento se movem ao longo de zonas de descolamento profundas, que ascendem à superfície na forma de falhas normais. Os descolamentos servem de trilho para o enraizamento das falhas normais, que dissecam o embasamento para formar os altos e baixos estruturais. A movimentação ao longo de zonas

Figura 2

Modelo de um rollover formado pela passagem das rochas sobre uma flexura convexa. L' marcado na figura mostra o estiramento acumulado no interior da banda de cisalhamento. L é o comprimento original da linha. Modificado de Hook (1984).

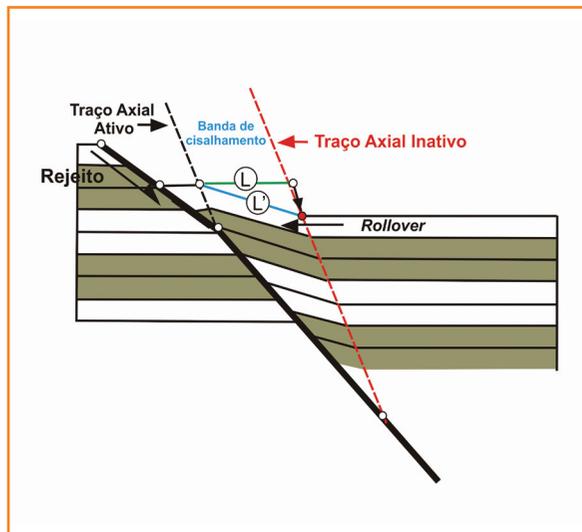


Figure 2

Model of a rollover associated with a convex upward fault-bend. L' indicates the stretching inside the kink band. L refers to the original line length. Modified from Hook (1984).

de descolamento gera dobras de escala crustal, formadas à medida que a crosta superior frágil se move sobre flexuras (Rich, 1934; Suppe, 1983). A passagem das camadas sobre flexuras no plano da falha forma domínios com mudanças bruscas de mergulho, denominadas bandas de cisalhamento (fig. 1-2).

Em seções sísmicas, os domínios de mergulho são identificados tanto pela união das charneiras das dobras, quanto por mudanças bruscas de mergulho

nas camadas. Na figura 3, as reflexões da seção rifte mudam bruscamente de mergulho formando bandas de cisalhamento, cuja união das charneiras (*hinge points*) define traços axiais. Dobras por flexão de falha se desenvolvem pela migração de bandas de cisalhamento com a deformação das rochas localizadas ao longo de superfícies axiais ativas, que marcam o início do basculamento das camadas e se conectam em profundidade a flexuras do plano de falha ou do descolamento (figs. 1, 3 e 4). Após a passagem sobre flexuras na falha, uma segunda superfície axial é formada. Esta superfície axial é denominada inativa (fig. 1), e se afasta da ativa, alargando a banda de cisalhamento (fig. 4), a cada incremento de movimentação.

A largura da banda de cisalhamento fornece uma medida direta de quantidade de deslocamento na falha (fig. 4). Falhas que acomodam todo o deslocamento para gerar uma única dobra não permitem a propagação da deformação além da zona de ruptura. Sistemas de falhas normais são geralmente formados pela propagação do deslocamento de uma falha normal para outra. Como a distância entre o traço axial ativo e o inativo determina o deslocamento acumulado no interior da banda de cisalhamento, mapeá-los tanto em superfície quanto em subsuperfície pode

Figura 3

Seções sísmicas em profundidade do segmento central da Bacia de Campos interpretadas segundo o modelo de dobras por flexão de falha distensionais. Notar as mudanças de mergulho dos refletores e as definições dos traços axiais ativo (vermelho) e inativo (amarelo). Ambas as seções são dotadas de múltiplas flexuras no plano de falha.

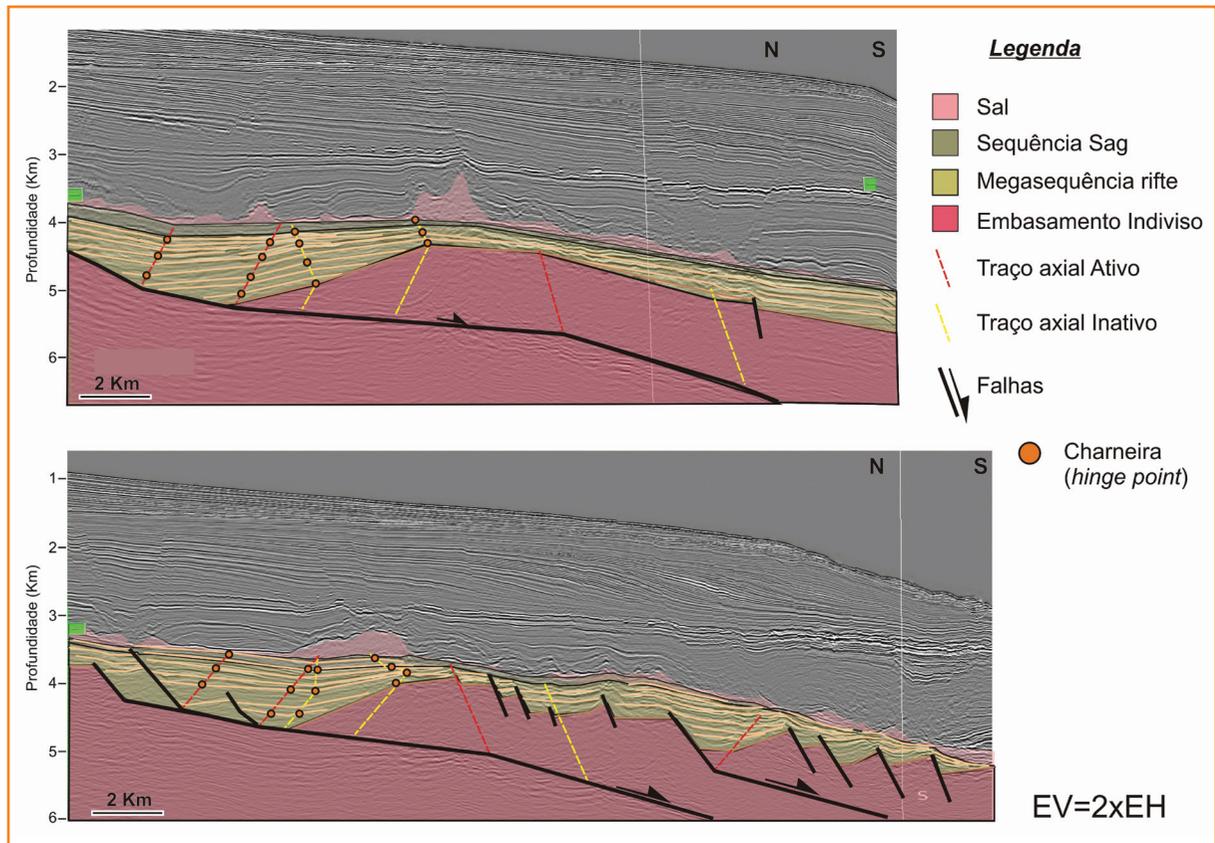
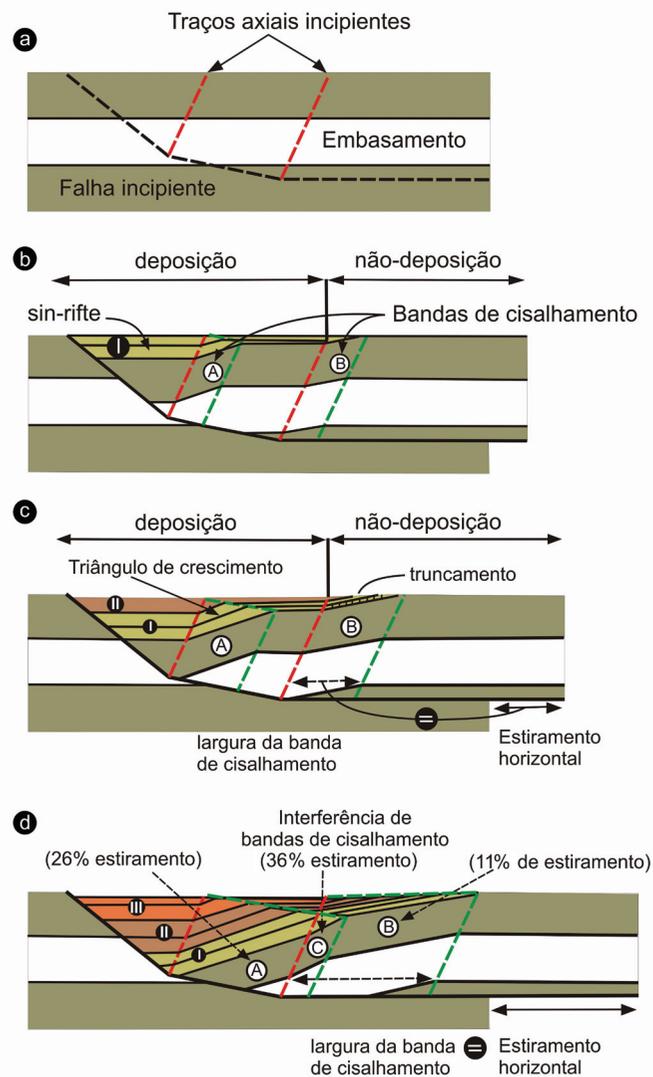


Figure 3

Depth converted seismic section in the Campos Basin central segment interpreted according to the extensional fault-bend folding model. Note the dip changes and active (red) and inactive (yellow) axial surfaces. Both sections are examples of extensional multiple bend faults.

Figura 4 – Modelo sequencial de desenvolvimento de um meio-gráben condicionado por uma falha normal conectada a um descolamento horizontal por duas flexuras côncavas. (a) Situação inicial. (b-c) dois primeiros incrementos de movimentação na falha e deposição das primeiras seqüências sintectônicas (I e II) no espaço de acomodação. As rochas do bloco abatido são dobradas ao passarem sobre as flexuras no plano de falha gerando dois pares de bandas de cisalhamento definidos por um traço axial ativo (vermelho) e outro inativo (verde). A menor absorção de deformação nas seqüências sintectônicas mais jovens promove a mudança de mergulho dos traços axiais inativos que passam a mergulhar no mesmo sentido da falha. Este processo forma os triângulos de crescimento. (d) o progressivo movimento do bloco abatido promove a interferência entre as bandas de cisalhamento a e b, gerando uma zona de redobramento c. Durante essa movimentação, há deposição da seqüência sintectônica III. Nas figuras c e d, nota-se que a largura da banda de cisalhamento é igual à quantidade de movimentação horizontal. Modificado de Shawn *et al.* (1999).

Figure 4 – Sequential model of half-graben development above a normal fault that flattens to horizontal through two bends. (a) initial situation. (b) and (c) illustrate the two initial displacement increments. Rocks in the hanging wall block are folded as they pass over the fault bends. Two pairs of kink bands are defined by an active axial trace (red dashed line) and another inactive (green dashed line). Growth triangles are formed in the syntectonic package by the progressive decrease of deformation in the younger sequences. In (d), the progressive movement causes interference between the kink bands a and b, creating the refolded zone c. The syntectonic sequence III takes place during this later movement. In the situations c and d the kink bands width is equal to the amount of horizontal stretching. Modified from Shawn *et al.* (1997).



fornecer uma informação útil sobre a geometria e quantidade de movimento na falha. Uma vez que no interior da banda de cisalhamento há a maior concentração de deformação, mapas de traços axiais podem ser usados para o planejamento de sondagens exploratórias em busca de regiões com índice de recuperação elevado em função da alta intensidade de fraturas naturais.

Padrões de refletores característicos são formados no bloco abatido, pela deposição de sedimentos nos espaços de acomodação deixados pelo movimento e basculamento das camadas (figs. 3 e 4). Antes da movimentação da falha, pode-se dizer que as superfícies axiais ativa e inativa coincidem (fig. 4a). Conseqüentemente, a largura da banda de cisalhamento é nula. Por menor que seja o movimento na falha, ocorre a separação entre o traço axial ativo e o inativo (fig. 4b),

sendo que o inativo translada no sentido do movimento da falha e o ativo permanece fixo, conectado à flexura na falha. À medida que os sedimentos entram na zona de acomodação, ocorre uma reorientação do traço axial inativo, que passa a mergulhar no mesmo sentido da falha. Esse comportamento provoca o estreitamento progressivo da banda de cisalhamento em direção ao topo da seqüência sintectônica, até que a sua espessura seja nula (fig. 4b-c). Este fenômeno acontece porque o basculamento das camadas somente ocorre quando elas passam pela superfície axial ativa. Como os sedimentos mais jovens tendem a experimentar movimentações que se tornam nulas em direção ao topo, não acontece a passagem das rochas pelo traço axial ativo e, por isso, a banda de cisalhamento tende a desaparecer e os traços axiais voltam a coincidir.

A feição geométrica formada pela conexão entre os traços axiais ativos e inativos é denominada de triângulo de crescimento (fig. 4). As mudanças de mergulho do traço axial inativo dentro da sequência sintectônica fornecem informações importantes sobre a taxa de aporte sedimentar em relação aos incrementos de movimentação da estrutura. Várias são as quantificações que podem ser feitas na análise de estruturas de crescimento sedimentar (fig. 5). Em depósitos siliciclásticos, o aumento de mergulho do traço axial ativo dentro da calha deposicional pode ser interpretado em termos de aumento no suprimento sedimentar em relação à movimentação da falha. Em contrapartida, diminuições no mergulho do traço axial inativo podem significar pouca entrada de sedimento em relação à movimentação. No caso dos depósitos carbonáticos, o importante é a criação de regiões propícias ao desenvolvimento de organismos sintetizadores de CaCO_3 . Estes tendem a se desenvolver melhor nos altos estruturais, de modo que os crescimentos ocorram em direção às porções mais elevadas, ou seja, no mesmo sentido do movimento da falha.

Em seções sísmicas, é comum que o intérprete enfrente situações de qualidade inferior. Interpretar estruturas em zonas mal imageadas é uma tarefa difícil e requer o prévio conhecimento dos estilos estruturais e geometrias passíveis de ocorrer. Existem relações matemáticas entre a geometria de falhas e dobras. Elas se baseiam, principalmente, na manutenção de área e volume, ângulo de colapso frontal da estrutura, ângulos dos refletores e segmentos da

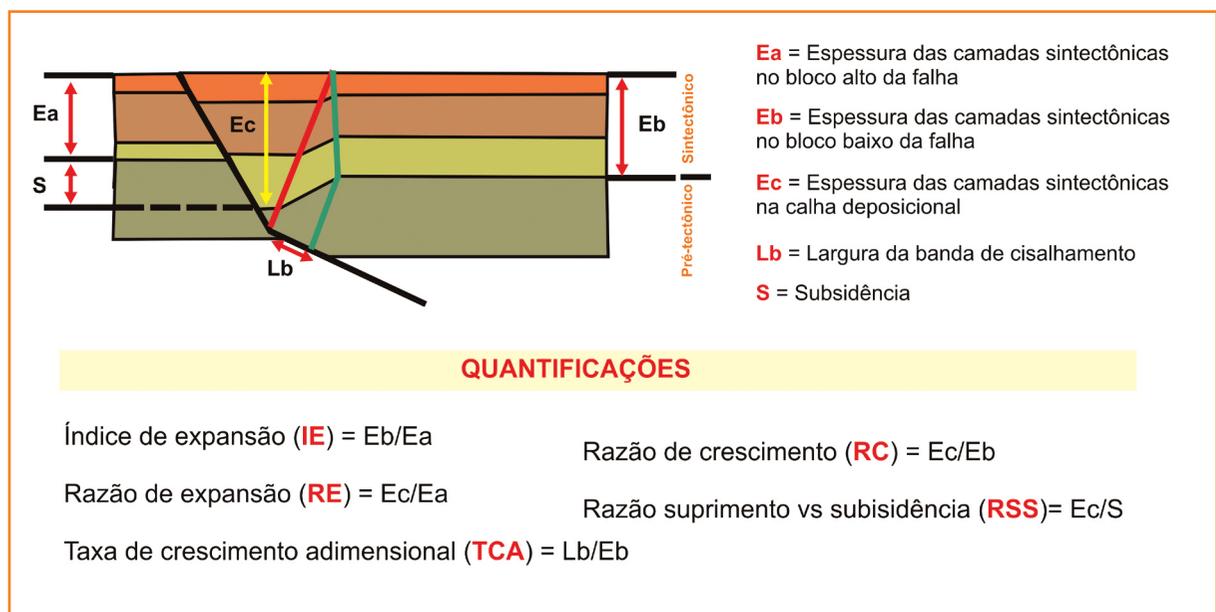
falha (Xiao e Suppe, 1992; Groshong 1989). Exercitar estas técnicas consome tempo, razão pela qual não são muito exploradas pelos intérpretes para a previsão e checagem de coerência estrutural. Um método simples para prover resultados tão eficientes quanto os matemáticos é a predição de estruturas utilizando vetores de dobramento. Utilizado inicialmente em estruturas compressionais (Shaw *et al.*, 1999), este método pode ser aplicado a um espectro bastante amplo de estruturas. Os vetores estão diretamente ligados às relações angulares formadas no momento da geração da banda de cisalhamento. A geometria e a cinemática de dobras em uma gama de exemplos da natureza podem ser analisadas com base em relações matemáticas bastante simples. A análise geométrica e cinemática de estruturas tem as seguintes condições de contorno:

1. o movimento das camadas ao longo da falha não gera espaços vazios ou recobrimentos;
2. uma falha, mesmo que seja lítrica, pode ser discretizada em segmentos retilíneos;
3. a espessura das camadas dentro das bandas de cisalhamento não se altera;
4. os comprimentos das linhas se mantêm;
5. camadas que não passaram sobre uma flexura na falha não absorvem deformação interna.

O exemplo de uma dobra por flexão de falha que afeta a seção rifte da Bacia de Campos é usado para explicar a utilização dos vetores de dobramento na previsão de estruturas em zonas mal iluminadas

Figura 5
Medidas de crescimento em um rollover simples. Modificado de Hook (1984).

Figure 5
Growth measures in a concave fault-bend fold. Modified from Hook (1984).



(fig. 6). Para tanto, será utilizada uma adaptação do método de Shaw *et al.* (1999). Antes de empregar as técnicas geométricas, alguns pontos-chave precisam ser reconhecidos na seção: 1) ponto de corte no bloco alto; 2) pontos de corte no bloco baixo; 3) pontos de mudança de mergulho dos refletores; e 4) os truncamentos e/ou relações de *onlap* entre os refletores do bloco baixo (fig. 6).

Na porção superior esquerda da figura 6, vemos que os pontos de corte nos blocos alto e baixo definem a posição do segmento de falha A. O prolongamento das camadas do bloco baixo em direção ao segmento A define um conjunto de refletores de mergulho baixo a sub-horizontal que pode ser simplificado na forma de segmentos de reta que mudam bruscamente de mergulho com

o distanciamento da falha. A união dos pontos de mudança de mergulho define um traço axial, cuja continuação em profundidade deve encontrar o prolongamento do segmento A. O traço axial encurtado determina o início da banda de cisalhamento (traço axial ativo – TA) e a sua interseção com o prolongamento do segmento A é o ponto de flexão na falha. À direita de TA, o conjunto de refletores continua segundo segmentos retilíneos, até que uma nova mudança de mergulho é encontrada. O traço axial inativo (TI), que é paralelo a TA, deve ser posicionado nesse ponto e prolongado em profundidade, até que encontre o prolongamento do segmento A. Nesse momento, deveremos usar os vetores de dobramento para prever a atitude do segundo segmento da falha (segmento B).

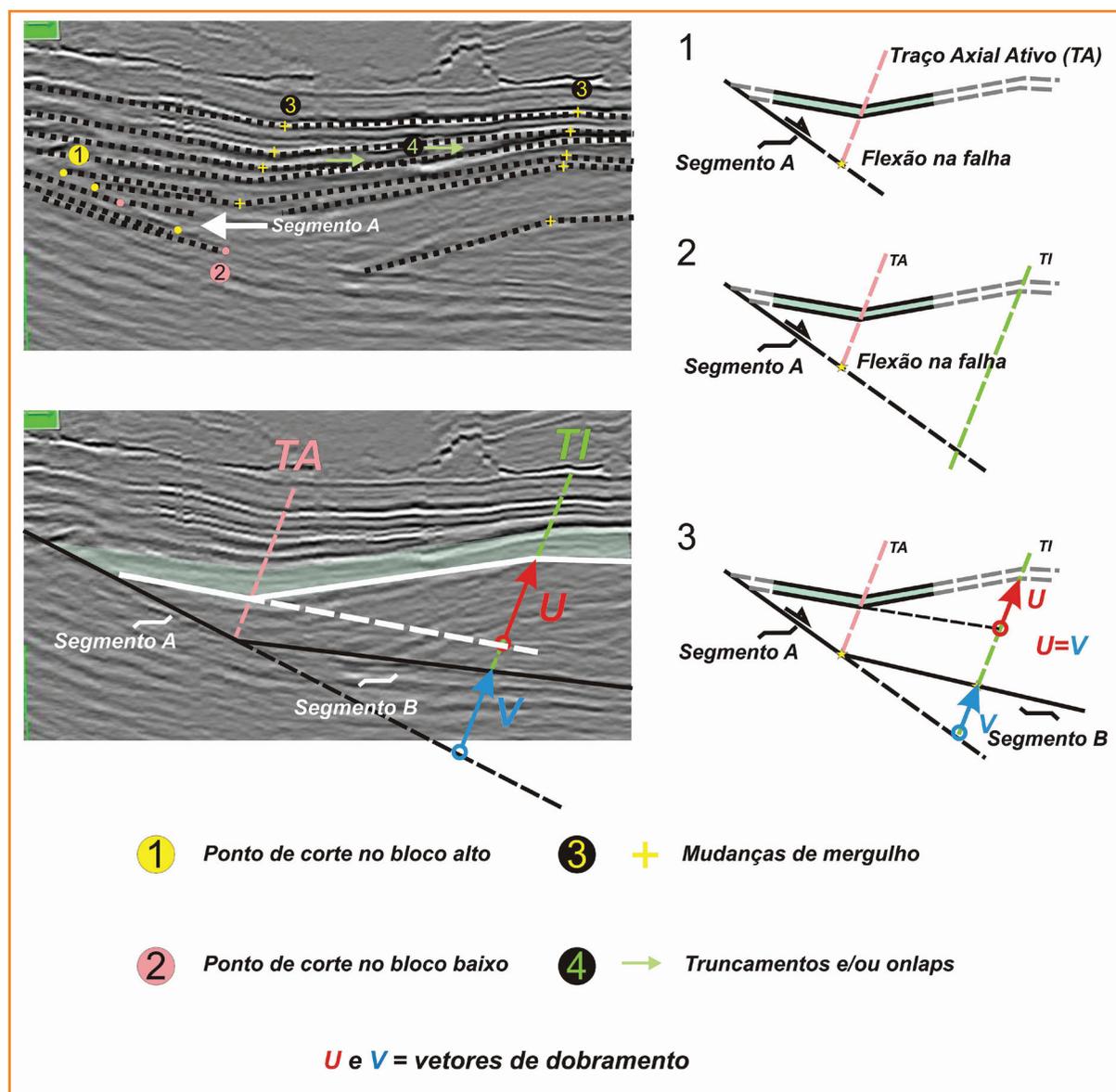


Figura 6
Sequência passo a passo para interpretação geométrica da posição correta de uma falha com flexura côncava a partir de uma dobra por flexão de falha distensional em uma seção sísmica do rifte da Bacia de Campos. Na porção superior esquerda da figura, encontram-se os principais elementos geométricos utilizados na interpretação. À direita, um desenho esquemático de como é a utilização dos vetores de dobramento para previsão da geometria (segmento B) mostrada no canto inferior esquerdo. Modificado de Shaw *et al.* (1999).

Figure 6
Geometrical tips for interpretation of extensional fault-bend fold applied in the rift section of the Campos Basin. The upper left seismic section shows the main geometrical elements used in the structural interpretation. In the right is the schematic sequence that explains the usage of folding vectors for the geometrical interpretation shown in the bottom left. Modified from Shaw *et al.* (1999).

As camadas, ao passarem por uma flexura na falha, são dobradas proporcionalmente à relação angular formada pelos segmentos que a compõem. Assim, os ângulos de uma banda de cisalhamento são iguais aos formados na flexão da falha e podem ser traduzidos na forma de vetores de dobramento (fig. 6). Na figura 6, os vetores de dobramento podem ser obtidos pela projeção dos refletores à esquerda de TA para TI. O comprimento U, definido pela projeção dos refletores e pelas suas continuações em TI, é o vetor de dobramento. Obedecendo ao mesmo sentido da mudança de mergulho marcada em TA, deve-se transferir o vetor U para o ponto de interseção do prolongamento do segmento A com TI. Nesse momento, encontramos o vetor de dobramento V. O vetor V indica o ponto por onde passa o segmento B da falha. Unindo-se esse ponto à flexão na falha definida por TA e à projeção do segmento A, temos o final da construção geométrica da dobra por flexão de falha.

O mesmo procedimento pode ser feito quando a flexura na falha é convexa, ou seja, quando o segundo segmento da falha aumenta de mergulho com a profundidade. Nesse caso, a condição particular é que a banda de cisalhamento mergulhe no mesmo sentido da falha. A figura 7 mostra a construção para esse tipo de situação.

Uma falha pode ter várias flexuras, que podem ser côncavas ou convexas. Cada uma delas forma bandas de cisalhamento definidas por traços axiais ativos e inativos. A figura 3 mostra duas situações na Bacia de Campos em que ocorrem dobras por flexão de falha com múltiplas flexuras, afetando as rochas do embasamento e controlando os sedimentos da fase rifte.

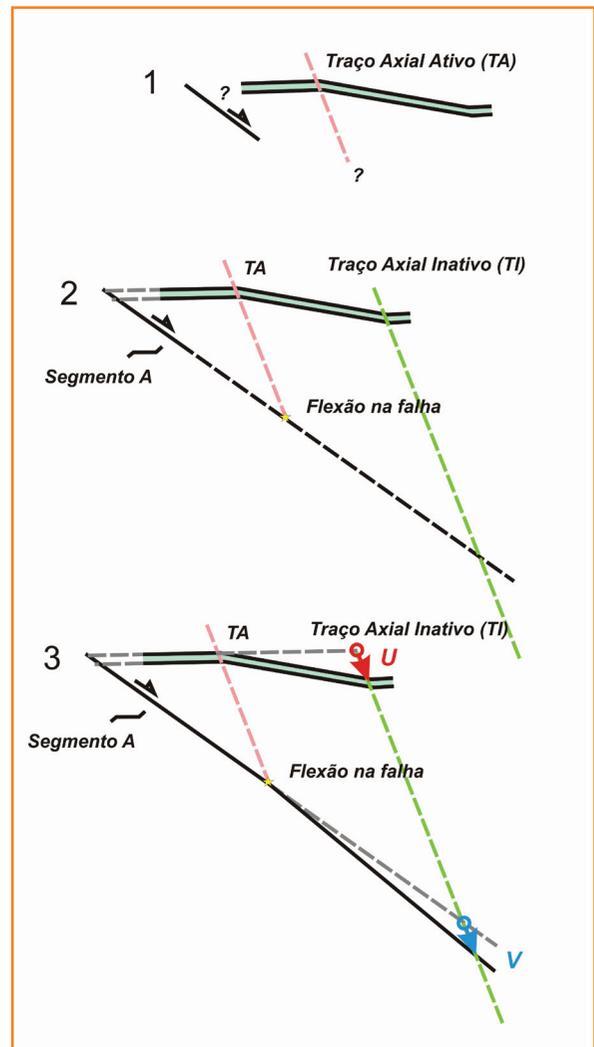


Figura 7 – Desenho esquemático ilustrando o uso de vetores de dobramento na interpretação de uma dobra por flexão de falha convexa.

Figure 7 – Schematic drawing of how to interpret a convex fault-bend fold.

dobras por propagação de falha

Dobras por propagação de falha podem ser incluídas na classe das dobras forçadas (*forced folds*) de Stearns (1978). Formadas pela movimentação diferencial entre blocos rígidos ao longo de falhas posicionadas abaixo de camadas estratificadas, ocorrem em diferentes estágios da implantação de sistemas distensionais (e.g. Stearns, 1978; Schlische, 1995; Janecke *et al.*, 1998; Maurin e Niviere, 2000; Sharp *et al.*, 2000; Khalil e McClay, 2002; Willsey *et*

al., 2002). A expressão sísmica mais notável dessas estruturas é dada por dobras monoclinais, com um anticlinal no bloco alto e um sinclinal no bloco baixo, acima de uma falha cega (fig. 8). Em estágios mais evoluídos, a continuação do movimento na falha promove a ruptura do anticlinal gerando uma zona larga de falhas subsidiárias que, eventualmente, podem ser confundidas com estruturas-em-flor (Withjack *et al.*, 1990; Jin e Groshong 2006).

Geometricamente, as dobras por propagação de falha são assimétricas e estão normalmente presentes em rochas com intercalações de camadas rúpteis e dúcteis, como por exemplo, areia e folhelho, encerrando-se abaixo e/ou lateralmente por falhas normais

que se desenvolvem no embasamento. Podem ser distintas das suas equivalentes compressivas pela disposição dos traços axiais, que nos anticlinais mergulham no mesmo sentido da falha e, nos sinclinais, no sentido oposto (fig. 9a-a'). Nas dobras por propagação de falhas reversas e/ou em falhas invertidas, os traços axiais do sinclinal e do anticlinal mergulham no mesmo sentido da falha materna (fig. 9b-b'). A disposição dos traços axiais em uma dobra por propagação de falha produz uma zona triangular que se alarga com a diminuição de profundidade (fig. 9a'-b'). Ao longo dela, ocorre a propagação da deformação para as rochas sobrejacentes, produzindo primeiro o dobramento das camadas e depois o falhamento (Jin e Groshong, 2006).

Devido a sua forte relação com falhas do embasamento, as dobras por propagação de falha agrupam-se em feixes, formando *trends* bem definidos que

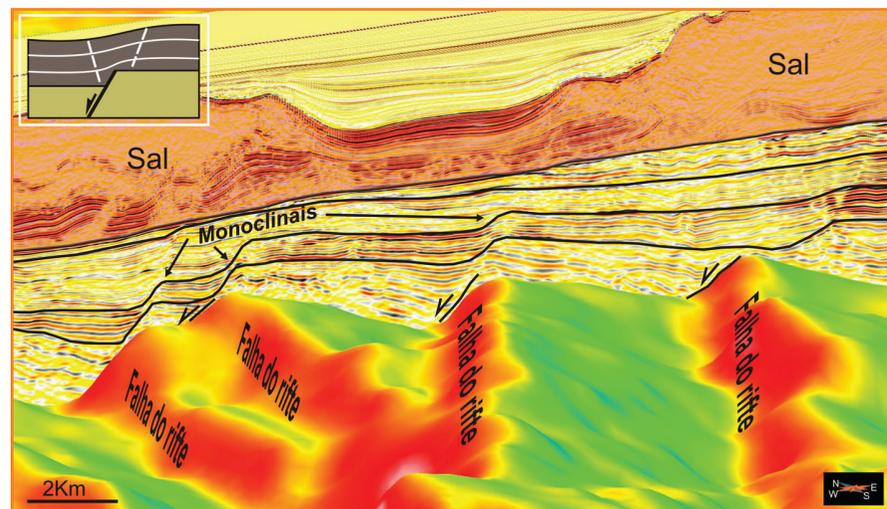


Figura 8

Visão oblíqua de uma seção sísmica em profundidade juntamente com o horizonte do topo do embasamento. Notar o expressivo sistema de monoclinais alojado acima de falhas normais do embasamento. Ver ainda a disposição dos anticlinais, sempre sobre os blocos altos e dos sinclinais nos blocos baixos das falhas, bem como a leve assimetria das dobras para oeste, no mesmo sentido da movimentação das falhas subjacentes.

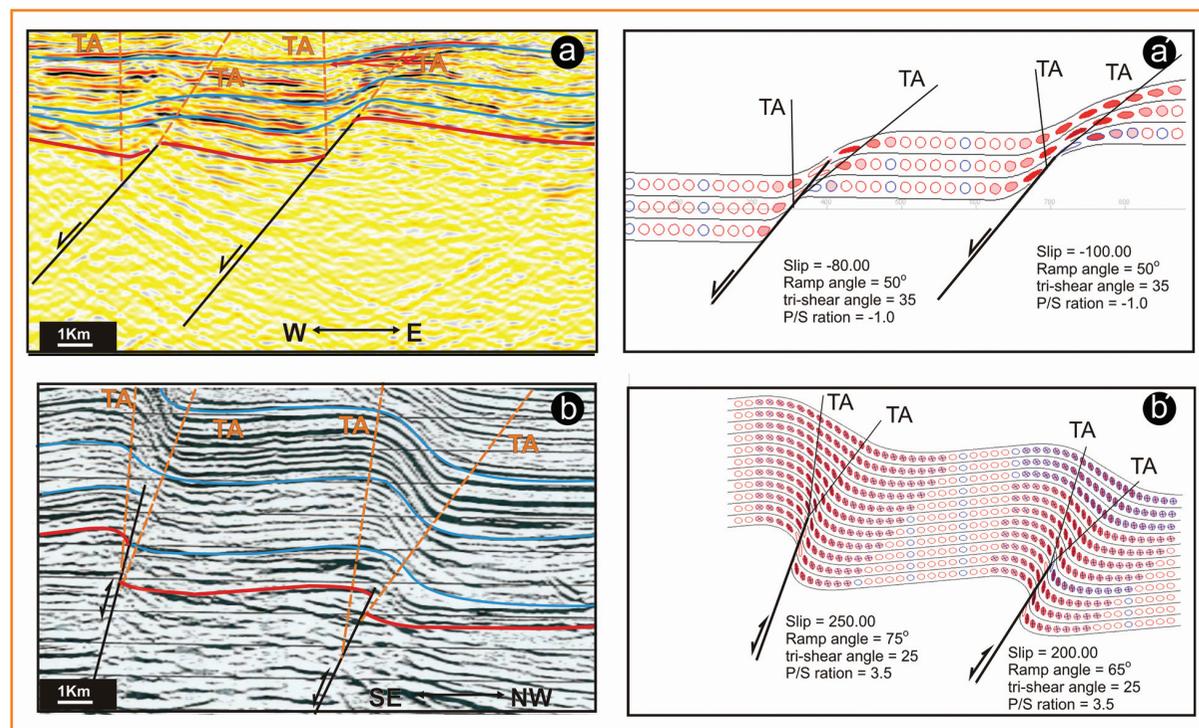


Figura 9 – Interpretação geométrica de dobras por propagação de falha usando o método de Zender e Allmendinger (2000). TA = traço axial. (a-a') Exemplo distensional da Bacia de Santos. (b-b') Exemplo compressivo da Bacia de Gyppsland (Austrália). Notar a diferença na disposição dos traços axiais nas duas situações. a' e b' mostram modelagens bidimensionais para essas estruturas feitas com o software *fault and fold* de Allmendinger (2000). Notar as diferenças nas orientações das elipses de deformação nas duas situações. Maiores detalhes sobre os parâmetros de entrada (P/S, tri-shear angle, slip e ramp angle) em Allmendinger (1998).

Figure 9 – Geometric interpretation of a fault-propagation fold using the tri-shear method of Allmendinger (2000). TA = Axial Trace. (a-a') Extensional fault-propagation folds in the Santos Basin rift section. (b-b') Compressive fault-propagation folds in the Gyppsland Basin (Australia). Note the remarkable differences of position in between the axial traces from the extensional to the compressive examples. A' and B' show two two-dimensional forward models for both situations using the *fault and fold* software of Allmendinger (2000). Note the differences in orientation of the strain ellipses in the two examples. Details about P/S, tri-shear angle, slip and ramp angle in Allmendinger (1998).

Figure 8

Oblique view of a depth converted seismic section and the interpreted basement of the Santos Basin showing a remarkable system of monoclines above blind basement normal faults. Anticlines and synclines are respectively above the hanging wall and footwall of the normal faults, and show asymmetry consistent with the westward normal displacement of the faults.

falhas do embasamento. Se observarmos a superfície envoltória dessas dobras, veremos que as mesmas definem dobras monoclinais assimétricas com vergência polarizada segundo a direção de distensão regional. Nesse caso, as dobras menores são o reflexo da transferência lateral da movimentação das falhas por mecanismos de deslizamento flexural.

Em dobras por propagação de falha, os crescimentos sedimentares podem se desenvolver em dois estágios. No primeiro, o dobramento controla a distribuição e geometria dos estratos. No segundo, o desenvolvimento das falhas determina a geometria das camadas. Quando o dobramento prevalece em relação ao falhamento, os crescimentos sedimentares formam cunhas sedimentares divergentes que se espessam com o afastamento da falha (fig. 10). Após a ruptura do anticlinal, a calha contra o plano de falha evolui, induzindo um padrão agradacional com refletores subparalelos nas proximidades da falha materna.

conclusões

A maioria das interpretações estruturais de dobras e falhas associadas em rochas do embasamento é penalizada em virtude da qualidade sísmica e da associação direta dessas estruturas com eventos compressivos. A observação de geometrias típicas dos modelos conceituais e sua aplicação a casos reais das bacias de Campos e Santos podem auxiliar na identificação e avaliação do potencial petrolífero dessas estruturas, tanto nas seções do rifte quanto nas que o sucedem. Uma vez que o processo de interpretação geométrica consome muito tempo, torna-se pouco atrativo para os intérpretes. A observação de algumas feições características de dobras associadas a falhas, juntamente com a aplicação de técnicas simples que podem ser feitas diretamente nas estações de trabalho sem demandar grandes esforços, podem auxiliar os geólogos exploracionistas em uma avaliação crítica da coerência de suas interpretações.

A aplicação das técnicas de interpretação geométrica mostradas neste trabalho aumenta o poder de predição, permitindo ao intérprete seguir com seu trabalho, melhorando a definição de fechamentos, continuidades estruturais e investigando locais com melhor qualidade de reservatório, trapas e zonas fraturadas.

A identificação de dobras associadas a falhas distensionais é de fundamental importância para a investigação dos processos formadores e modificadores de bacias sedimentares. Se dobras associadas a falhas normais oriundas da implantação da bacia

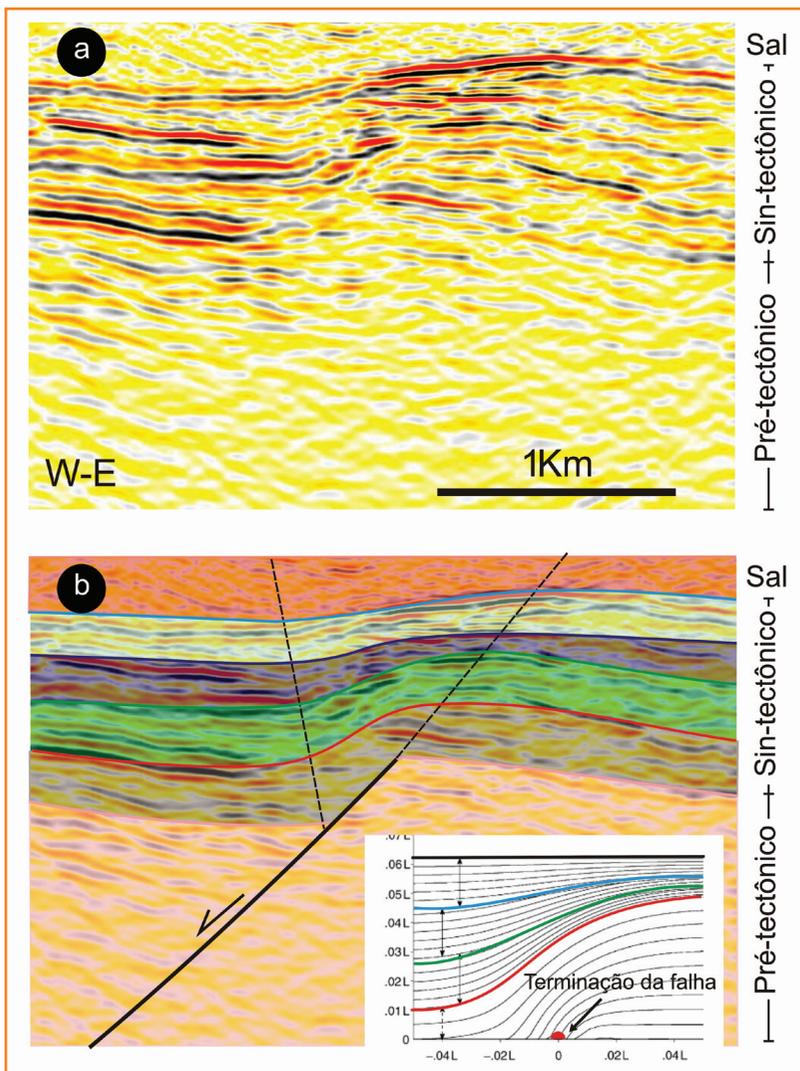


Figura 10 – Expressão sísmica de dobra por propagação de falha distensional controlando a deposição dos sedimentos da fase rifte da Bacia de Santos. (a) Seção não interpretada. (b) Seção interpretada. Diferenças de espessura entre os blocos alto e baixo da falha indicam controle na deposição de sedimentos pela movimentação. No canto inferior direito da figura b, há uma simulação direta bidimensional da evolução de crescimentos sedimentares em uma estrutura similar modelada por Patton (2004).

Figure 10 – Seismic expression of an extensional fault-propagation fold influencing the sedimentary growth in the Santos Basin rift section. (a) Non-interpreted section. (b) Interpreted section. Differences between sediment thicknesses of the hanging wall and footwall blocks reveal the control of fault kinematics of sediment dispersal. In the bottom right of (b) is a forward model for the sediment growth in a similar structure modeled by Patton (2004).

ou de reativações distensionais promovidas pelo afastamento das placas tectônicas são interpretadas de maneira incorreta, esforços compressivos podem ser evocados para explicá-las.

Com base nos critérios geométricos para interpretação de dobras por flexão e propagação de falhas distensionais aplicados em seções sísmicas das bacias de Santos e Campos, pode-se concluir que dobras presentes na seção rifte dessas bacias podem ser interpretadas como provenientes de movimentações distensionais atuantes em diferentes estágios da evolução do rifte. A geometria dos refletores do topo do embasamento e as geometrias dos triângulos de crescimento em dobras por flexão de falha indicam uma grande influência dessas dobras nas fases de implantação e definição da compartimentação regional do rifte. A presença de dobras acima de falhas do embasamento, afetando as seções rifte e pós-rifte, indica a atuação de dobras por propagação de falhas distensionais associadas a reativações distensionais ou ainda em fases precoces de rifteamento. Dobras por propagação de falha distensionais formadas nesse contexto podem ser responsáveis pela localização de deformação nas seções superiores do rifte e na sequência sag, bem como pela localização de zonas fraturadas.

agradecimentos

Externamos nossos sinceros agradecimentos a todos os colegas da gerência de Geologia Estrutural e Geotectônica do Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo Américo Miguez de Mello (Cenpes), ambiente de constante aprendizado. Em especial, aos colegas Maria José Resende de Oliveira e Peter Szatmari pela revisão criteriosa; e ao Sr. Elcio Rosa de Lima, cuja habilidade em desenhar é demonstrada em grande parte das ilustrações desse trabalho. Agradecemos, ainda, aos revisores externos pelos comentários valiosos e correções.

referências bibliográficas

ALLMENDINGER, R. W.; SHAW, J. H. Estimation of fault propagation distance from fold shape: implications for

earthquake hazard assessment. **Geology**, Boulder, v. 28, n. 12, p. 1099–1102, Dec. 2000.

CORFIELD, S.; SHARP, I. R. Structural style and stratigraphic architecture of fault-propagation folding in extensional settings: a seismic example from the Smørbukk area, Halten Terrace, Mid-Norway. **Basin Research**, Hoboken, v. 12, n. 3-4, p. 329–341, Sept. 2000.

ERSLEV, E. A. Trishear fault-propagation folding. **Geology**, Boulder, v. 19, n. 6, p. 617–620, June 1991.

FINCH, E.; HARDY S.; GAWTHORPE, R. L. Discrete-element modelling of extensional fault-propagation folding above rigid basement fault blocks. **Basin Research**, Hoboken, v. 16, n. 4, p. 467-488, Dec. 2004.

FINCH, E.; HARDY, S.; GAWTHORPE, R. L. Discrete element modelling of contractional fault-propagation folding above rigid basement fault blocks. **Journal of Structural Geology**, Amsterdam, v. 25, n. 4, p. 515–528, Apr. 2003.

GAWTHORPE, R. L.; SHARP, I.; UNDERHILL, J. R.; GUPTA, S. Linked sequence stratigraphic and structural evolution of propagating normal faults. **Geology**, Boulder, v. 25, n. 9, p. 795-798, Sept. 1997.

GROSHONG JR., R. H. Half-graben structures: balanced models of extensional fault-bend folds. **Geological Society of America Bulletin**, Boulder, v. 101, n. 1, p. 96-105, 1989.

GUPTA, S.; UNDERHILL, J. R.; SHARP, I. R.; GAWTHORPE, R. L. Role of fault interactions in controlling synrift sediment dispersal patterns: Miocene, Abu Alaqa Group, Suez Rift, Sinai, Egypt. **Basin Research**, Hoboken, v. 11, n. 2, p. 167-189, June 1999.

HARDY, S.; MCCLAY, K. R. Kinematic modelling of extensional fault-propagation folding. **Journal of Structural Geology**, Amsterdam, v. 21, n. 7, p. 695–702, July 1999.

HOOKE, S. C. Introduction to Quantitative Structural Geology. **Course Notes**. [S.L.: s.n.], 1984.

JANECKE, S. U.; VANDENBURG, C. J.; BLANKENAU, J. J. Geometry, mechanisms and significance of extensional folds from examples in the Rocky Mountain Basin and Range Province, U.S.A. **Journal**

of Structural Geology, Amsterdam, v. 20, n. 7, p. 841-856, July 1998.

JIN, G.; GROSHONG JR, R. H. Trishear kinematic modeling of extensional fault-propagation folding. **Journal of Structural Geology**, Amsterdam, v. 28, n. 1, p. 170-183, Jan. 2006.

JOHNSON, K. M.; JOHNSON, A. M. Mechanical models of trishear-like folds. **Journal of Structural Geology**, Amsterdam, v. 24, n. 2, p. 277-287, Feb. 2002.

KELLER, J. V. A.; LYNCH, G. Displacement transfer and forced folding in the Maritimes basin of Nova Scotia, eastern Canada. In: COSGROVE, J. W.; AMEEN, M. S. (Ed.). **Forced Folds and Fractures**. London: Geological Society, 1999. p. 87-101. (Geological Society of London. Special Publication, n.169).

KHALIL, S. M.; MCCLAY, K. R. Extensional fault-related folding Red Sea, Egypt. **Journal of Structural Geology**, Amsterdam, v. 24, n. 4, p. 743-762, Apr. 2002.

MAURIN, J. C.; NIVIERE, B. Extensional forced folding and decollement of the pre-rift series along the Rhine graben and their influence on the geometry of the syn-rift sequences. In: COSGROVE, J. W.; AMEEN, M. S. (Ed.). **Forced Folds and Fractures**. London: Geological Society, 1999. p. 73-86. (Geological Society of London. Special Publication, n.169).

PATTON, T. L. Numerical models of growth-sediment development above an active monocline. **Basin Research**, Hoboken, v. 16, n. 1, p. 25-39, Mar. 2004.

SALTZER, S. D.; POLLARD, D. D. Distinct element modeling of structures formed in sedimentary overburden by extensional reactivation of basement normal faults. **Tectonics**, Washington, v. 11, n. 1, p. 165-174, 1992.

SCHLISCHE, R. W. Structural and stratigraphic development of the Newark extensional basin, eastern North America: evidence for the growth of the basin and its bounding structures. **Geological Society of America Bulletin**, Boulder, v. 104, n. 10, p. 1246-1263, Oct. 1992.

SCHLISCHE, R.W. Geometry and origin of fault-related folds in extensional settings. **American Association**

of Petroleum Geologists Bulletin, Tulsa, v. 79, n. 11, p. 1661-1678, Nov. 1995.

SHARP, I. R.; GAWTHORPE, R. L.; UNDERHILL, J. R.; GUPTA, S. Fault-propagation folding in extensional settings: examples of structural style and synrift sedimentary response from the Suez rift, Sinai, Egypt. **Geological Society of America Bulletin**, Boulder, v. 112, n. 12, p. 1877-1899, Dec. 2000.

SHAW, J. H.; BILOTTI, F.; BRENNAN, P. A. Patterns of imbricate thrusting. **Geological Society of America Bulletin**, Boulder, v. 111, n. 8, p. 1140-1154, Aug. 1999.

STEARNS D. W. Faulting and forced folding in the Rocky Mountain foreland. In: Matthews, V. I. (Ed.). **Laramide Folding Associated with Basement Block Faulting in the Western United States**. Boulder: Geological Society of America, 1978. p. 1-38. (Geological Society of America Memoir, n. 151).

WILLSEY, S. P.; UMHOEFER, P.; HILLEY, G. E. Early evolution of an extensional monocline by a propagating normal fault: 3D analysis from combined field study and numerical modeling. **Journal of Structural Geology**, Amsterdam, v. 24, n. 4, p. 651-669, Apr. 2002.

WITHJACK, M. O.; OLSON, J.; PETERSON, E. Experimental models of extensional forced folds. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, Tulsa, v. 74, n. 7, p. 1038-1054, July 1990.

XIAO, H.; J. SUPPE. Origin of rollover. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, Tulsa, v. 76, n. 4, p. 509-529, Apr. 1992.

bibliografia

WHITE, I. R.; CRIDER, J. G. Extensional fault-propagation folds: mechanical models and observations from the Modoc Plateau, northeastern California. **Journal of Structural Geology**, Amsterdam, v. 28, n. 7, p. 1352-1370, July 2006.

expanded abstract

Folds exert a fundamental role in the entrapment of hydrocarbons, mineralizing fluids and underground water. In the oil industry, the main challenge for geologists and geophysicists is the definition of prospects and leads buried by hundreds and in many situations thousands of meters of salt layers, volcanic rocks and/or in the vicinity of steep faults. In most of these situations, seismic imaging is hampered by strong velocity contrasts or diffractions, and then alternative ways of geological interpretation must be applied. The geometrical prediction of faults and folded structures is a powerful tool to help interpreters understand which direction should be taken to define closures, structural continuity and the selection of sweet spots in fractured zones.

In extensional settings, two main types of fault-related folds are present: (i) fault-bend folds and (ii) fault-propagation folds. Fault-bend folds are flexures formed as a result of dip changes in the fault plane. The folds are formed by the collapse of the hanging wall block as it passes over the top of bends in the fault plane. Fault-propagation folds form when the movement of basement faults propagates deformation above their tip, into a stratified rift and/or post-rift sequence. In this case, the movement of the buried normal fault produces folding in the overlying rocks, without expressive rupture of the beds. Movement along these folds can be accompanied by flexural slip mechanisms, allowing their lateral migration away from the fault plane and formation of fold swarms like those in the Campos and Santos basins.

Fault-bend folds can be interpreted in seismic sections, both by the identification of hinges with chevron geometry as well as by the abrupt changes in the dip of the reflectors. In the rift section examples from the Campos Basin, the seismic reflections change abruptly to form kink bands, in which the hinges define well marked axial traces. These axial surfaces mark the boundaries of kink bands that confine the hanging wall collapse. The width of the kink bands gives a direct measure of the horizontal displacement; consequently, mapping them in 3D seismic surveys can be fundamentally important to quantify the displacement and to selected or avoid intensely deformed zones. If the exploration geophysicist is seeking intensely fractured reservoirs, exploration and/or development wells must be located in between active and inactive axial surfaces.

Fault-bend folds not only control the deformation location but also sediment dispersal. Sediment deposition at accommodation spaces on top of a collapsed pre-tectonic strata results in reflection patterns that can give important hints about the structure's evolution. It is reasonable to say that active and inactive axial traces are coincident before any movement along the fault. However, after the first movement increment, they separate from each other by the inactive axial trace down dip movement. If sediment infill occurs in the accommodation spaces, the new layers experience folding by incorporation in the kink band. As they are affected only by part of the kinematic history of the fault, the younger they are the narrower the kink band width towards the surface. This behavior results in the tightening of the kink band width towards the top of the growth sequence. The seismic expression for this phenomenon is designated growth triangle. Changes of dip within the syntectonic sequence can provide important information about the supply rate and displacement of fault-bend folds. The second category of fault-related folds described in this study is the fault-propagation fold. The most prominent seismic expressions of these folds are monoclines, with anticlines on top of the footwall and synclines in the hanging wall block of a buried basement normal fault. Fault-propagation folds are asymmetrical toward the hanging wall block, and normally present in layered sequences of brittle and ductile rocks that terminate downward and laterally in blind normal faults. An extensional fault-propagation fold can be distinguished from its compressive end member by the position of the axial traces. In extensional fault-propagation folds the dip of the axial traces in the anticlines are synthetic to the fault, while in the syncline they are antithetic. In the compressive fault-propagation fold both traces are synthetic to the fault. In both cases the disposition of the axial surfaces produces a triangular zone of distributed deformation that widens upwards in the syntectonic section (Jin & Groshong, 2006). Fault-propagation folds also control sediment dispersal. When folding dominates, the sedimentary growth forms stratigraphic wedges with thickening on the hanging wall and thinning and oblique overlaps towards the footwall.

As mentioned above, the interpretation of fault-bend and fault-propagation folds is governed by strong geometrical relationships. They not only facilitate the predictive interpretation of these structures in seismic sections, but also allow measurement of stretching, reservoir quality predictions and fracture

intensity estimates. In the Campos and Santos basins, regional-scale fault-bend and fault-propagation folds might be responsible for the structural control of basement highs, depressions, distribution and migration of depocenters, and location of fractured zones. Fold swarms above the termination of buried normal folds commonly present in the Santos Basin rift sequence can be the result of fault-propagation folds. Furthermore, the identification of extensional fault-related folds is crucially important in the investigation of formation and deformation of sedimentary basins. If the diagnostic aspects of extensional fault-related folds are not recognized in seismic sections, many of them can be misinterpreted as associated to compressive regimes.

This study demonstrates that geometrical methods can be applied to interpret fault-bend and fault-propagation folds in the Campos and Santos basin rift sections. Therefore, it is reasonable to conclude that such folds can be formed by extensional regimes that controlled the sediment dispersal during different episodes of rifting. The geometry of the seismic basement and the growth triangles in fault-bend folds indicate that part of the stretching of the basin was accumulated by folding that is not quantified in most of the restored sections. The presence of folds above normal basement faults can indicate both the activity of these structures in the early stages of rifting as well as later reactivation. The later extensional reactivation of normal basement faults can be responsible for the widespread folding of the Sag and top rift that can be seen all over the rift package of the Santos Basin.