

ANÁLISE DE MARGENS PASSIVAS POR MEIO DO BALANCEAMENTO DE SEÇÕES GEOLÓGICAS TRANSVERSAIS: DISCUSSÃO TEÓRICA E APLICAÇÃO NA BACIA DE CAMPOS

ANALYSIS OF PASSIVE MARGINS BY BALANCING CROSS SECTIONS: THEORETICAL DISCUSSION AND APPLICATION TO THE CAMPOS BASIN

Sidnei Pires Rostirolla¹ e Marcos Vallério Gonçalves Galvão²

RESUMO - O entendimento da relação entre tectônica salífera e sedimentação representa um passo importante no estudo exploratório de muitas seções de margens passivas. O mapeamento das fácies sedimentares que compõem as seqüências deposicionais afetadas por halocinese, associado à descrição das estruturas tectônicas e à quantificação dos processos deformativos, constitui uma nova maneira de compreender a evolução destas regiões, atualmente de grande interesse exploratório. Neste contexto, a restauração palinspástica de seções geológicas transversais consiste numa ferramenta adequada para a resolução destes problemas. A técnica de restauração tem como propósito testar a confiabilidade geométrica de uma interpretação tectono-estratigráfica e determinar superfícies palinspásticas. O método consiste em reconhecer as deformações registradas na seção geológica, verificando se ocorre equilíbrio de massa e coerência entre as seções interpretada e restaurada. O procedimento requer a aplicação de programas computacionais baseados em algoritmos específicos, a fim de permitir transformações gráficas complexas. Durante o processo analítico, as camadas são descompactadas e os blocos de falha tratados como módulos, os quais devem ser retrodeformados para a situação deposicional prévia definida pelo intérprete. Descreve-se a restauração de três seções geológicas situadas na Bacia de Campos, na costa Leste brasileira, cujas seções originais foram interpretadas a partir de poços e seções sísmicas convertidas em profundidade. Durante a análise, foi utilizado o programa de balanceamento RECON 2.0 (Lana e Bender, 1992) baseado em transformações gráficas iterativas que representam processos geológicos, incluindo translação, rotação e cisalhamento simples de blocos falhados.

(Originais recebidos em 03.02.94).

ABSTRACT - The understanding of the relation between salt tectonics and sedimentation represents an important step in the investigation of many sections of passive margin. The mapping of the sedimentary facies that make up the depositional sequences affected by halokinesis, associated with the description of the tectonic structures and the quantification of the deforming processes, constitute a new way of understanding the evolution of these regions, presently showing great exploration interest. Within this context the palinspastic restoration of transverse geological sections constitutes an adequate tool for the resolution of these problems. The restoration technique has as its objective to test the geometrical confidence level of an interpreted tectonic-stratigraphic section and to determine palinspastic surfaces. The method consists in recognizing the registered deformation in the geological section, verifying if there is mass balance and coherence between the interpreted and restored sections. The procedure requires the application of computer software based on specific algorithms in order to allow complex graphical transformations. During the analytical process the layers are decompactated, and the fault blocks are treated as modules which must be retrodeformed to the previous depositional situation defined by the interpreter. Restoration of three geological sections are described in the Campos Basin, in the eastern coast of Brazil, whose original sections were interpreted from wells and seismic sections depth converted. During the analysis, the RECON 2.0 (Lana and Bender, 1992) balancing program was used, which is based on interactive graphical transformations that represent geological processes, including translation, rotation, and simple shear of faulted blocks.

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

1 - INTRODUÇÃO

A análise da evolução estratigráfica e estrutural de margens passivas demonstra o sincronismo entre a geração

de falhas de crescimento, fluxo de sal ou folhelho, acumulação sedimentar e dinâmica da área-fonte. As relações entre tectônica e sedimentação, em várias escalas, demonstram que os sistemas deposicionais, deformacionais

1 - Universidade Federal do Paraná, Departamento de Geologia, Cx. Postal 19011, 81531-990, Curitiba, PR, Brasil.

2 - E&P-BC/GEXP/GEINT - Avenida Elias Agostinho, 665, Imbetiba, 27913-350, Macaé, RJ, Brasil.

e acumuladores evoluem num estado de interdependência dinâmica e flexível entre processos geológicos.

Em virtude deste caráter sistêmico, torna-se necessário um estudo multidisciplinar de bacias, onde o entendimento dos prospectos exploratórios depende da escala de observação. Em essência, o prospecto deve ser analisado sob quatro níveis hierarquizados e interdependentes: 1) na escala de bacia; 2) de domínio estrutural e/ou estratigráfico; 3) de rocha; 4) no tempo. Na prospecção de petróleo, tal abordagem sistêmica deve levar o exploracionista a raciocinar em termos de sistema petrolífero, ou seja, no conjunto de processos que envolvem desde a geração até o trapeamento de petróleo.

Assim, qualquer estudo efetuado em seções de margem passiva implica em vários processos que normalmente se associam tanto no tempo quanto no espaço; o que demonstra a importância da visão de conjunto e detalhe. A técnica de balanceamento de seção geológica contribui para o entendimento destes processos, já que permite reconstituir a história estrutural e estratigráfica de bacias sob a ótica da metodologia *zoom*, levando o intérprete a testar continuamente os modelos exploratórios.

O desenvolvimento deste trabalho seguiu esta linha de raciocínio, principalmente a partir de revisões conceituais sobre a técnica de balanceamento de seção (*e.g.* Galvão, 1993) e de sua aplicação na Bacia de Campos (*e.g.* Azambuja e Rostirolla, 1992), entre outros. Dessa forma, os autores têm como objetivo principal descrever a técnica de balanceamento de seções, enfatizando os benefícios para a exploração de petróleo, notadamente em bacias de margem passiva.

Inicialmente, será apresentada uma breve exposição da base conceitual, envolvendo processos tectônicos e principais estruturas correlatas. Em seguida, após a ilustração das técnicas de reconstituição estrutural em regimes distensivos, efetua-se exercício prático em três seções geológicas na Bacia de Campos, previamente interpretadas. Busca-se, nos exemplos isolados e na correlação entre as evoluções integradas das estruturas naturais, ganhar visão de conjunto para auxiliar a compreensão dos fenômenos que conduzem ao trapeamento de petróleo e entendimento sobre os processos deformacionais atuantes.

2 - O QUE É SEÇÃO GEOLÓGICA BALANCEADA?

O estudo e o mapeamento em superfície de cinturões compressivos proporcionaram o surgimento de técnicas geométricas de desenho de seções geológicas desde o início do século. A tônica principal dessas tentativas iniciais era não apenas definir estilos estruturais característicos como também calcular a posição de superfícies de descolamento tectônico (profundidade do descolamento ou *detachment*; fig. 1)

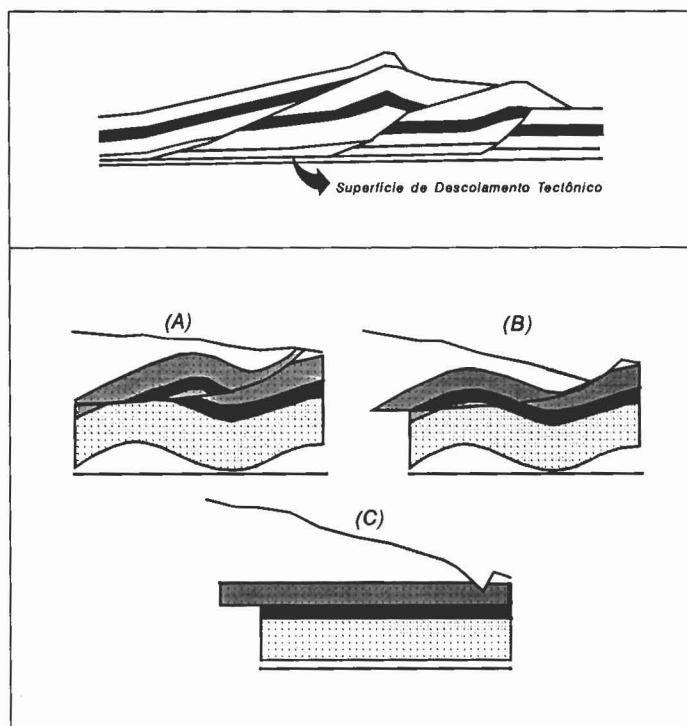


Fig. 1 - *Acima* - Estilo estrutural e localização da superfície de descolamento tectônico em seção geológica característica de cinturões compressivos. *Abaixo* - Exemplo de balanceamento em área compressiva: a) dobra truncada por falha; b) ajuste dos blocos alto e baixo; c) seção restaurada mostrando as relações estratigráficas pré-deformacionais.

Fig. 1 - *Above* - Structural style and location of the tectonic detachment surface in a characteristic section of compressive belts. *Below* - Example of balancing in a compressive area: a) fold truncated by faulting; b) adjustment between upthrown and downthrown blocks; c) restored section showing the stratigraphic predeformational relations.

A partir da década de 50, com a necessidade da indústria petrolífera de testar as formas estruturais representadas em seções geológicas, surgiram trabalhos que estabeleceram o conceito e sintetizaram os princípios do que ficou conhecido como construção de seção geológica balanceada (Bally *et al.* 1966; Dahlstrom, 1969). Essa técnica conduziu ao estabelecimento de premissas geométricas que tornaram possível testar a confiabilidade geológica de uma determinada seção transversal ou mesmo servir como critério de escolha entre várias alternativas de interpretação.

Os primeiros trabalhos concentraram-se principalmente nos aspectos geométricos da geologia de cinturões dobrados. Uma citação de Dahlstrom (1970, p. 333) explica sua ênfase na geometria, e serve para demonstrar porque os geocientistas devem se preocupar com balanceamento:

"Deliberadamente, a discussão tem sido restrita ao nível geométrico do que pode ser percebido e do que pode ser razoavelmente inferido. Este é o nível 'do que é isto' do

trabalho geológico quando se estabelecem os modelos que o acadêmico deve se preocupar em explicar, e o exploracionista em tirar proveito. Espera-se que este trabalho seja útil ao exploracionista, que pela natureza de seu trabalho, é chamado para analisar dados fragmentários e que, ao primeiro momento possível, seja capaz de reconhecer a natureza, forma e orientação de estruturas potencialmente produtoras”.

A frase-chave é “o que pode ser razoavelmente inferido”, de modo que o maior propósito em balanceamento de seções seja o de limitar o desconhecido ao que se considera ser geologicamente plausível. Entretanto, como se certificar de que uma determinada interpretação, expressa por uma seção geológica, é coerente e não encerra impossibilidades físicas? Foi exatamente com a intenção de testar a confiabilidade de uma dada interpretação que surgiu o conceito de balanceamento.

A premissa fundamental da construção de seção balanceada consiste na idéia de compatibilidade, implicando que as deformações devam obedecer a regras geométricas, que possam ser formuladas matematicamente e representem princípios de tal forma que o corpo rochoso permaneça coerente após o processo de deformação (Ramsay e Huber, 1987).

As premissas que regem a técnica de balanceamento de seções são, em princípio, muito simples. A mais importante estabelece que as feições geológicas possam ser restauradas para uma forma predeformacional, sem perda no volume de material, e de maneira tal que a disposição dos estratos e os comprimentos e espessuras de cada camada sejam restaurados de modo a produzir um quadro coerente.

Como então definir uma seção geológica balanceada? Dahlstrom (1969) introduziu o conceito e sugeriu duas regras:

“Um teste simples da validade geométrica de uma seção geológica transversal seria medir comprimentos de camadas... esses comprimentos devem ser consistentes a não ser que alguma descontinuidade ocorra...”

“Em um ambiente geológico específico, existe somente um conjunto limitado de estruturas que podem coexistir...” (p. 743, 744).

A definição de Elliot (1983) foi mais restritiva:

“...as estruturas desenhadas em uma seção devem ser aquelas que podem ser vistas na área em estudo... O uso dessas estruturas leva a uma seção geológica transversal admissível. Além disso, uma seção transversal restaurada e outra deformada devem ser construídas ao mesmo tempo. Se uma seção pode ser restaurada ao estado indeformado ela é uma seção viável. Por definição, uma seção balanceada é tanto viável quanto admissível...” (p. 101).

Nesse contexto, Elliot (*op. cit.*) identifica quatro níveis de fidelidade numa seção geológica transversal:

- **seção não-balanceada** - representa uma investigação preliminar da seção mostrando estruturas inferidas;
- **seção não-restaurável** - pode surgir de uma escolha inadequada da linha da seção. Por exemplo, uma seção que corta rampas oblíquas não pode ser restaurada ao estado não-deformado. Tal seção pode ser válida, porém, sua interpretação não poderá ser auxiliada por balanceamento;
- **seção restaurável e admissível** - seção que contém estruturas tectônicas que satisfazem regras bastante claras (empurrões sempre sobem na direção do transporte, falhas normais sempre descem, etc). Idealmente, deve-se começar neste nível de fidelidade, construindo simultaneamente seções deformadas e restauradas;
- **seção válida balanceada** - não constitui solução única, porém, caso integre várias fontes de dados, pouco espaço haverá para interpretações alternativas. Simplesmente corresponderá a um modelo que satisfaz restrições mais racionais do ponto de vista geométrico.

A aproximação de Elliot é adequada. Se realmente entende-se como as estruturas se formam, então pode-se separá-las. O “balanceamento” ocorre quando comprimentos de camadas ou áreas em seção transversal são iguais tanto no estado deformado quanto no não-deformado. Se são diferentes sem uma explicação plausível, então, a seção não está balanceada. Por exemplo, uma área com dobramento truncado por falhas pode ser balanceada se a seção é construída de modo que ao se reconstituir o falhamento, as dobras truncadas no teto e no muro da falha se ajustem (fig. 1).

Os autores chamam a atenção para se distinguir duas faces no problema de seções balanceadas, a saber: 1) como as rochas realmente respondem ao âmbito físico? e 2) como nossas restrições geométricas respondem no âmbito da seção?

Cada assertiva geométrica necessária para uma seção balanceada deve ser avaliada pela sua proximidade com a realidade. Por exemplo, vários métodos geométricos são baseados no dobramento paralelo, porém, muitas dobras na natureza não são verdadeiramente “paralelas”. É importante distinguir problemas com balanceamento, os quais devem sua origem em assertivas geométricas, daqueles que são problemas geológicos reais (ex. dobras truncadas, falhamentos fora-de-seqüência, etc).

3 - PROCESSOS DE DEFORMAÇÃO EM MARGENS PASSIVAS

A partir do trabalho de Gibbs (1983), difundiu-se na literatura o conceito de balanceamento de seções

geológicas em ambientes distensivos, antes restrito a ambientes compressivos de baixo grau metamórfico.

Em cinturões compressivos, o registro estrutural normalmente representa os processos tectônicos pós-deposicionais, com a deformação se processando por meio de falhas reversas e dobramento por deslizamento flexural ao longo das superfícies de acamamento. Nesses casos, há uma íntima relação geométrica entre camadas preexistentes, falhas e dobras associadas (*fault bend folds*). Todos esses fatores conjugados favorecem o sucesso de técnicas de reconstituição estrutural que preconizam a conservação de comprimentos, áreas e espessuras dos estratos sedimentares envolvidos no processo deformacional.

Por outro lado, em ambientes distensivos, a simultaneidade de vários processos, como preenchimento sedimentar, fluxo plástico de sedimentos e a grande complexidade do próprio mecanismo de deformação sin-deposicional tem levado os pesquisadores a propor várias técnicas de restauração alternativas, necessárias para a modelagem de fenômenos deformacionais específicos. Como vê-se ao longo deste trabalho, a aplicação da técnica de balanceamento de seção em ambientes distensivos, principalmente em margens passivas, não enfatiza necessariamente a conservação de elementos espaciais (comprimentos, ângulos e áreas) associados à deformação de seções sedimentares, nem tampouco se prende apenas à abordagem clássica (*e.g.* Gibbs, 1983) de inferir trajetórias de falhas a partir das camadas em seu bloco baixo. Procura-se, como ponto principal, determinar os eventos deformacionais e deposicionais a serem reconstituídos e a seqüência evolutiva de seções geológicas admissíveis e viáveis no tempo e espaço. Tal procedimento corresponde a uma inferência salutar da história geológica a partir da configuração estrutural e estratigráfica atual.

Outra vantagem é que a técnica permite um melhor controle geométrico de camadas-reservatório, além de propiciar, quando aplicada com outras ferramentas de estudo, uma melhor compreensão do *timing* entre os processos de geração, migração e formação de trapas, análises importantes na avaliação de prospectos.

3.1 - Gênese de Falhas de Crescimento

As falhas de crescimento representam as estruturas mais comuns em seções sedimentares de plataforma e talude, típicas de margens passivas. Por definição, são estruturas distensionais que normalmente apresentam forma lítrica em profundidade e arqueada em mapa, contêm uma anticlinal de *rollover* no bloco baixo e, sobre esta, sedimentação concomitante à atividade tectônica.

As informações da literatura sobre a dinâmica de geração destas estruturas vêm sobretudo de pesquisas efetuadas na costa do Golfo do México, na margem Oeste

africana e a partir de modelos experimentais ou analógicos. Quarles (1953) e Ocamb (1961) foram pioneiros em afirmar que, na plataforma cenozóica no Norte do Golfo do México, o diapirismo de sal causou o desenvolvimento de falhas de crescimento.

Segundo Worrall e Snelson (1989), no final da década de 60, a hipótese de espalhamento gravitacional tornou-se mais popular (*e.g.* Closs, 1968). Como resultado dessa idéia surgiu o modelo de Wilhelm e Ewing (1972), no qual as falhas solavam numa camada autóctone de sal, que tinha o topo funcionando como superfície de deslizamento. Nas décadas de 70 e 80 novos estudos, fundamentados na melhor qualidade sísmica, mostraram que as falhas mergulhavam tanto para a bacia como no sentido oposto, e que eram pequenas e arqueadas em mapa, intimamente relacionadas com feições no sal. Humphris (1979), usando reconstrução paleogeográfica, percebeu que o avanço da deposição siliciclástica condicionava os fenômenos de halocinese e falhamento.

Crans *et al.* (1980) estudaram o deslizamento gravitacional de pelitos sobrepressurizados em taludes deltaicos muito suaves. Segundo eles, os intervalos envolvidos no deslizamento comportam-se como uma pilha de blocos, os quais podem evoluir diferentemente em decorrência da taxa de sedimentação sobrejacente, mudanças na litologia e comportamento durante a compactação. No texto, os autores concluem que a forma do *rollover*, o espessamento das camadas, as falhas de compensação e as falhas de crescimento secundárias (*horsetail*) podem ser derivadas do modelo sem a necessidade de invocar o envolvimento do embasamento durante a deformação.

Em síntese, na maioria dos trabalhos publicados, a tensão desviatória é considerada o fator preponderante durante a deformação de seções sedimentares em margens passivas, seja a mesma causada por diferencial litostático devido à sobrecarga sedimentar (tensão desviatória na posição vertical) ou por distensão/compressão regional (tensão desviatória na posição horizontal). Soma-se ao fator tensão desviatória o contraste de comportamento mecânico, rútil na cobertura e dúctil nas camadas de sal ou folhelhos basais, o que ocorre em função das características litológicas distintas, do aumento da pressão de fluido em cunhas siliciclásticas e do acréscimo da temperatura geotérmica com a profundidade.

Outro aspecto peculiar em falhas de crescimento é a forma côncava em profundidade, a qual pode ser explicada por fatores atectônicos ou tectônicos (Mandl, 1988), pela interação da sedimentação com a atividade da falha (Vendeville e Cobbold, 1988) e pela compactação diferencial ao longo da seção (Xiao e Suppe, 1989).

Os fatores atectônicos estão representados pela variação em profundidade na resistência das rochas à ruptura, causando diminuição do ângulo de mergulho, mudança na direção de σ_1 devido ao fluxo e atrito de

camadas dúcteis subjacentes e, por último, o aumento da pressão de fluidos em profundidade, com conseqüente diminuição da resistência ao cisalhamento.

Os fatores tectônicos são aqueles em que a deformação é induzida por um campo de tensões que precede a nucleação das falhas. Neste caso, a flexura (*bending*) dos estratos durante a distensão pode causar tanto formas côncavas como convexas (fig. 2a, b). Entretanto, quando este processo é acompanhado de sedimentação, as falhas tendem a ser côncavas para cima ou lítricas. Um processo semelhante ocorre quando as rochas são depositadas sobre material dúctil (sal ou folhelho), fazendo com que o mesmo seja espirrado da parte central em direção ao decréscimo de sobrecarga. A distensão e falhamento concomitantes à sedimentação fazem com que as camadas sejam gradualmente flexionadas numa anticlinal em forma de casco de tartaruga, o que resultará na diminuição do mergulho da falha em profundidade (fig. 2).

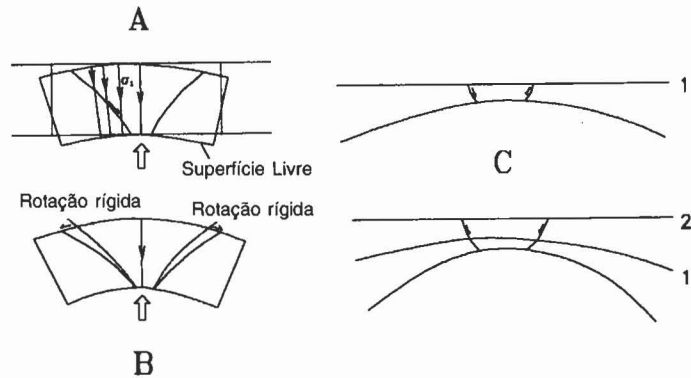


Fig. 2 - Curvatura de falhas normais associada a dobramento de estratos horizontais por esforços verticais; a, b - flexura pós-deposicional; c - flexura sin-deposicional (fig. 1.2.25c; Mandl, 1988).

Fig. 2 - Normal fault curvature associated with folding of horizontal strata by vertical movements; a, b - postdepositional flexure; c - syndepositional flexure (fig.1.2.25c; Mandl, 1988).

A diminuição do mergulho da falha com a profundidade normalmente é associada à formação de *rollover*. Contudo, algumas falhas normais que não possuem *rollover* no bloco baixo podem também apresentar forma côncava. Segundo Xiao e Suppe (1989), em seções com ausência de dobramento no bloco baixo, a compactação diferencial pode ser a causa da forma lítrica desta falhas (fig. 3).

A diminuição do mergulho em profundidade devido à compactação pode ser descrita pela equação.

$$\tan. \theta / \tan \theta_0 = (1 - \phi_0) / (1 - \phi),$$

onde ϕ_0 e ϕ são as porosidades inicial e final θ_0 e θ os mergulhos antes e após a compactação. Por exemplo, considerando um mergulho de 67° na superfície, porosidades iniciais de areia e folhelho $\phi_0=39,6\%$ e $\phi_0=68\%$,

respectivamente, a falha achata para 38° na profundidade de 5 km, 23° sendo causado pela compactação e 6° pela flexura do bloco alto em decorrência do peso dos sedimentos sobre o bloco baixo. Em seções sedimentares com 100% de folhelho, o achatamento induzido pela compactação é de 19° nos primeiros 500 m e reduz à cerca de $1^\circ/\text{km}$ abaixo desta profundidade; em areia pura, o achatamento é de aproximadamente $1^\circ/\text{km}$ em todo o intervalo (Xiao e Suppe, 1989; fig. 3).

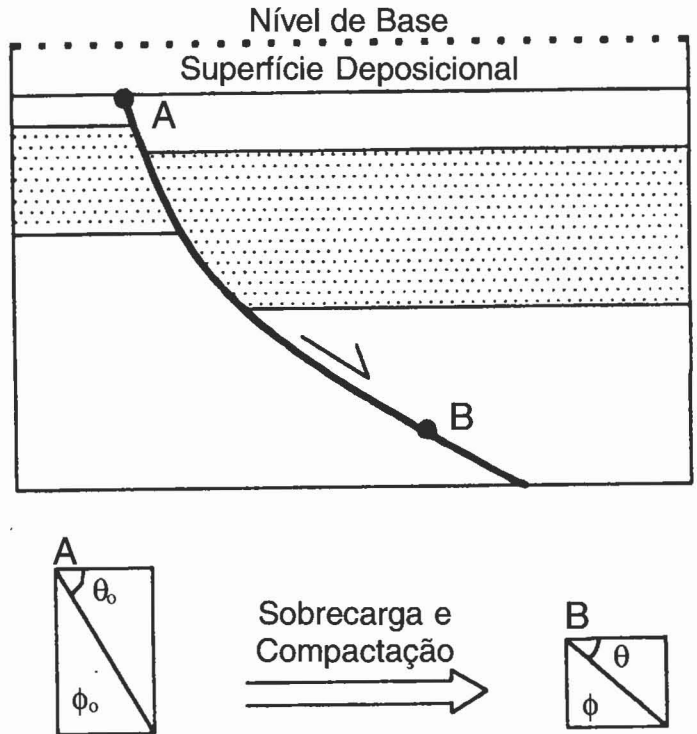


Fig. 3 - Seção esquemática representando a compactação durante o desenvolvimento de falhas normais, onde θ_0 e θ são os mergulhos inicial e final da falha e ϕ_0 e ϕ as porosidades na superfície deposicional e após o soterramento dos sedimentos (fig.1; Xiao e Suppe, 1989).

Fig. 3 - Schematic section representing the compaction developed during the development of normal faults, where θ_0 and θ are the initial and final dip of the fault and ϕ_0 and ϕ are the porosities of the depositional surface and after burial of the sediments (fig.1; Xiao and Suppe, 1989).

3.2 - Deformação Gravitacional e Distensão Pós-rift

A deformação em seções sedimentares de margem passiva ocorre através da ruptura das camadas menos resistentes ao cisalhamento. O ângulo de inclinação da superfície deposicional e a sobrecarga da seção sedimentar induzem ao fluxo plástico de camadas no substrato, produzindo feições onduladas, almofadas, muralhas e domos, relacionadas com o falhamento na cobertura.

A partir de modelagens experimentais em laboratório,

Vendeville e Cobbold (1988) perceberam que a orientação do plano de falha em arenitos depende da orientação do campo de tensões aplicado, obedecendo o critério de ruptura de Mohr-Coulomb:

$$\tau = C_o + \sigma_n \cdot \tan \phi,$$

onde: σ_n e τ são as tensões normal e cisalhante, respectivamente, C_o é a coesão e ϕ o ângulo de fricção interna. Já que ϕ apresenta valor de 30-31°, idêntico em experimentos e na natureza, o comportamento reológico pode ser considerado similar em ambas as situações.

Quando as condições de contorno impostas no modelo experimental representam um regime de compressibilidade no decorrer do cisalhamento (*bulk regime*), as falhas se desenvolvem paralelas ao plano de deformação cisalhante máxima. Regime de compressibilidade implica em nenhum espaço intergranular e portanto, ausência de atrito entre grãos ($\phi = 0$), o que exige magnitudes de tensões muito maiores para que o limite de ruptura seja alcançado.

Como Vendeville e Cobbold (*op. cit.*) admitem a superfície da seção sedimentar como livre de pressão litostática, não ocorre regime de compressibilidade durante a deformação, e os planos de falha obedecerão o critério de Mohr-Coulomb, com a ruptura ocorrendo segundo o ângulo θ com a tensão principal máxima σ_1 , sendo θ igual a $45^\circ - \phi / 2$.

Seguindo este raciocínio, quando o limite de ruptura é alcançado, as falhas se propagam segundo um ângulo de 60° com a horizontal (ângulo θ entre a falha e $\sigma_1 = 30^\circ$). Conforme aumenta a espessura da seção depositada, o espaçamento entre falhas também aumenta em proporção, e a deformação finita representa a soma de incrementos infinitesimais por basculamento. Como as camadas mais velhas absorvem mais deformação, a distensão aumenta continuamente de um mínimo na superfície a um máximo na base da seção, o que, somado ao basculamento, diminui o mergulho das falhas em profundidade (fig.4).

Como referido, o peso da cunha sedimentar sobre o talude pode causar deslizamento gravitacional e desenvolvimento de falhas lítricas. Todavia, deve-se salientar que o basculamento do embasamento por subsidência térmica não deve influenciar significativamente os processos deformacionais, pois a flexura regional distribui-se por uma área muito mais ampla do que a do talude (Walcott, 1970; Allen e Allen, 1990) e, além disso, evolui em taxa menores do que a propagação deltaica. Ressalta-se, porém, que nos primeiros 20 a 25 M.a. após o início do resfriamento, a flexura térmica pode ser importante, com a taxa de subsidência relativamente maior induzindo uma pequena inclinação do substrato e, localmente, deslizamento gravitacional.

Por outro lado, para Mandl (1988), além da sobrecarga diferencial, a instabilidade do material menos denso ou o fluxo divergente no substrato pode ocasionar

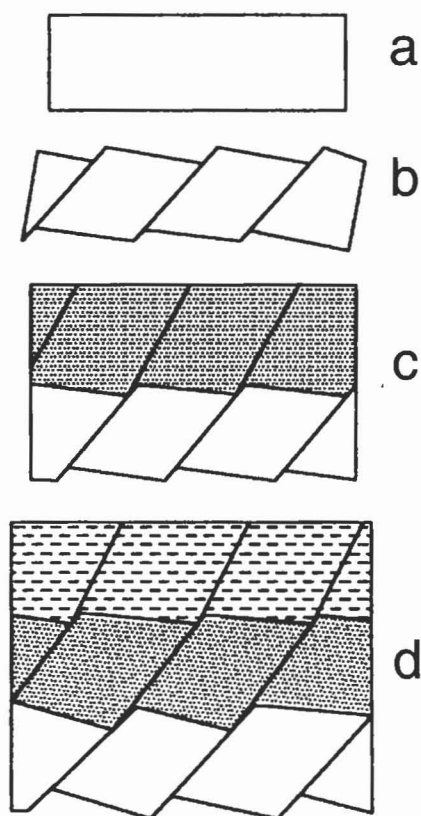


Fig. 4 - Modelo geométrico da curvatura associada à sedimentação, assumindo-se a nucleação de falhas com ângulos de 60°. O incremento na deformação aumenta devido ao basculamento tipo dominó, sendo restabelecida a superfície horizontal livre quando a deposição de uma nova camada preenche a depressão. As falhas então se propagam com 60° de mergulho e impõe-se um novo ciclo de deformação e sedimentação (fig. 3; Vendeville e Cobbold, 1988).

Fig. 4 - Geometric model of the curvature associated with sedimentation, assuming the nucleation of the faults with 60 degree angles. The increment of deformation increases due to the Domino type rotation, with the horizontal free surface being reestablished when the deposition of a new layer fills a depression. The faults then undergo propagation with 60 degree dips and a new cycle of deformation and sedimentation is started (fig. 3; Vendeville and Cobbold, 1988).

deformação, formando sinclinais e estruturas diapíricas. O sedimento subjacente desliza para dentro de sinclinais, enquanto a distensão acima dos diápiros é acomodada por *grabens* de teto (*roof-grabens*; fig. 5).

Nesse esquema, são essencialmente dois os parâmetros que controlam o transporte do bloco deslizado: taxa de sedimentação e taxa de relaxamento por sobrepressão (*strain softening*). A primeira determina o aumento no peso sobre o talude e conseqüente aumento da resistência ao cisalhamento, enquanto a segunda representa o efeito oposto em decorrência da diminuição na pressão efetiva. O deslizamento é iniciado quando a seção sedimentar alcança a espessura e tensão de sobrecarga

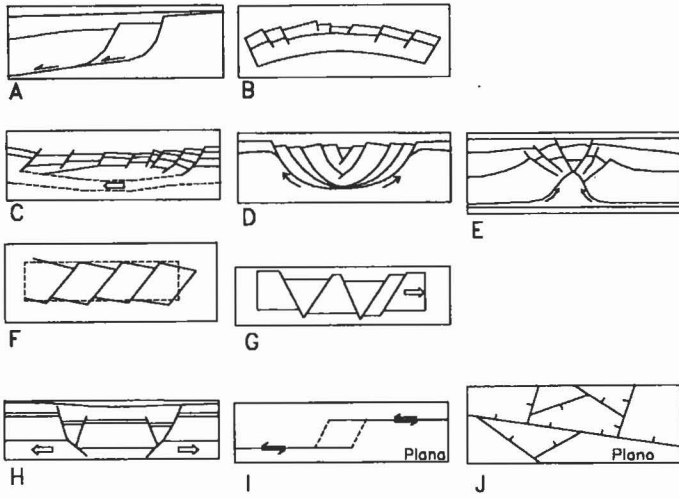


Fig. 5 - Modelos esquemáticos de distensão: a - deslizamento gravitacional sobre um plano de deslocamento, sem envolver o embasamento; b - falhamento da parte superior devido à flexura de um segmento crustal; c - *creep* profundo causando falhas distensionais na cobertura; d - espessamento das camadas por expulsão de substratos dúcteis, envolvendo ou não o embasamento; e - *grabens* de teto sobre domos ascendentes; f - rotação de falhas paralelas (tipo dominó) acomodando distensão horizontal de uma base dúctil; g - *horsts* e *grabens* de cobertura sobre uma base dúctil; h - *graben* sobre um bloco subsidente do embasamento; i - bacia transcorrente (*pull-apart*); j - visão em mapa de um bloco tipo mosaico, no embasamento ou na cobertura, causado por distensão horizontal multiaxial (fig. 1.3.1; Mandl, 1988).

Fig. 5 - Schematic models of extension: a) gravitational sliding over the decollement plane, basement is not associated; b) faulting of the upper portion due to flexure of a segment of the crust; c) deep creeping causing extensional faults at surface; d) thickening of layers by expulsion of ductile substrate associated or not with the basement; e) roof grabens over ascending domes; f) rotation of parallel faults (Domino type) accommodating horizontal extension over a ductile base; g) cover horsts and grabens over a ductile base; h) graben over subsiding basement block; i) pull apart basin; j) map view of a mosaic type block, in the basement or cover caused by multiaxial horizontal extension (fig. 1.3.1; Mandl, 1988).

críticas, fazendo com que a região de cabeceira da seção sedimentar alcance o estado-limite de ruptura (fig. 6).

Caso o material dúctil comporte-se como um fluido newtoniano (linearmente viscoso; Mandl, 1988), a velocidade na qual a camada se movimenta na direção de menor sobrecarga (*down-slope*) será inversamente proporcional à viscosidade e diretamente proporcional ao quadrado da espessura da camada dúctil. A velocidade de movimento pode ser ilustrada por meio da fórmula:

$$(dx / dt)_n = (\gamma' \tan \Delta / 4 \mu) h^2$$

onde

Δ = ângulo do talude;

μ = viscosidade;

h = espessura da camada dúctil;

γ' = peso específico;

x = localização;

t = tempo.

Considerado 10^{18} poise para a viscosidade do sal, talude com 3° de inclinação e peso específico de $12\,000\text{ kg/m}^3$, a fórmula prediz que uma camada com espessura de 300 m deslizará numa velocidade de 4,5 mm/ano.

Este valor é consideravelmente menor do que a taxa de sedimentação durante a fase construtiva de uma progradação siliciclástica (Kukul, 1990). Mesmo se a viscosidade do sal for reduzida por uma ordem de magnitude (por ascensão de temperatura), a velocidade de movimentação ainda permaneceria abaixo da taxa de progradação. Assim, parece improvável que apenas a deformação por *creep* de camadas dúcteis possa ser rápida o bastante para causar o deslizamento gravitacional. A sobrecarga adicional de sedimentos, somadas ao deslizamento da cobertura, seriam os fatores preponderantes.

Quando a deposição é muito rápida, as falhas de crescimento são nucleadas antes da formação de diápiros. No entanto, com baixa taxa de acumulação podem ser formados diápiros subjacentes aos *grabens* produzidos por distensão superficial.

A partir de modelagens experimentais, Vendeville e Jackson (1992a,b) desenvolveram um esquema evolutivo onde o primeiro estágio de diapirismo é considerado "reativo", ocorrendo em resposta ao estiramento da cobertura. O segundo é "ativo" e não depende da distensão regional, com a pressão de fluidos na crista do diápiro tornando-se suficiente para deformar a cobertura. O terceiro representa a intrusão "passiva", iniciada quando o diápiro alcança a superfície.

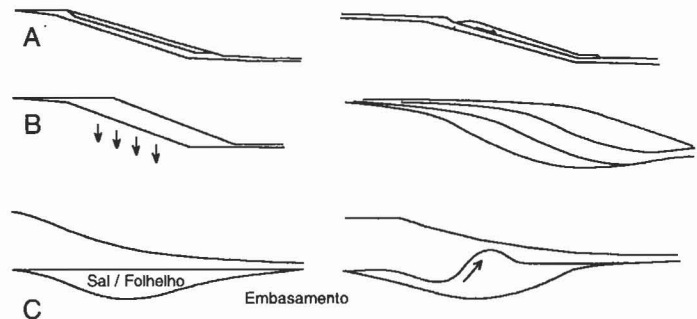


Fig. 6 - Diagrama de processos gravitacionais em deltas construtivos. a - deslizamento gravitacional sem envolver o embasamento; b - subsidência diferencial causada por peso da cunha de sedimentos; c - fluxo do substrato móvel em decorrência da sobrecarga diferencial (fig. 1.3.2; Mandl, 1988).

Fig. 6 - Diagram showing gravitational processes in constructive deltas. a) gravitational sliding without basement involvement; b) differential subsidence caused by the weight of the sediment wedge; c) mobile substrate flow as a result of differential overweight (fig. 1.3.2; Mandl, 1988).

Durante a seqüência de subida e rebaixamento do diápiro (fig. 7), a estrutura alcança a altura máxima no estágio passivo de diápirismo (fig. 7b), mas continua a fluir e ampliar-se a fim de preencher o espaço aberto entre os blocos de falha na cobertura (fig. 7c). Eventualmente, o fluxo de sal torna-se depletado ou restrito, de modo que não ocorre equilíbrio com o aumento em área requerido pela separação dos blocos (fig. 7d). No entanto, se após isto o volume de sal for conservado, o diápiro deve então começar a descer.

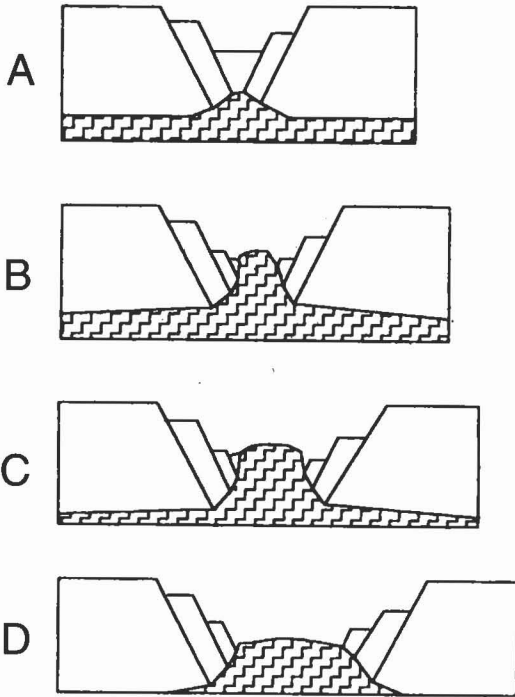


Fig. 7 - Seções verticais esquemáticas mostrando a subida e descida de um diápiro durante distensão superficial regional; a - fase reativa; b - fase ativa; c - fase passiva com ampliação do diápiro; d - fase passiva com diminuição do diápiro (fig. 14; Vendeville e Jackson, 1992 a, b).

Fig. 7 - Schematic vertical sections showing the rise and drop of a diapir during regional surficial extension. a) reactive phase; b) active phase; c) passive phase with growth of the diapir; d) passive phase with decrease of the diapir (fig. 14; Vendeville and Jackson, 1992 a, b).

A forma mais extrema de distensão superficial (*thin-skinned*) é representada pela tectônica de blocos flutuantes (*raft tectonics*; Duval *et al* 1992; fig. 8). Numa fase evolutiva inicial, a cobertura pode ser estirada em 20 ou 30% do comprimento original, mas os blocos permanecem em contato (*pré-raft*). A evolução a partir desse estágio, associada a fatores de estiramento mais pronunciados na cobertura, é possível quando uma interface dúctil é aproveitada como superfície de deslizamento. Sendo assim, nos espaços criados entre os blocos são acumulados sedimentos em depocentros alongados segundo a direção

das falhas (fig. 8).

No modelo descrito por Duval *et al.* (*op. cit.*), o estiramento pode resultar do deslizamento gravitacional, representado pela translação de blocos em decorrência da tensão cisalhante no talude, e do espalhamento gravitacional causado por sobrecarga sedimentar contínua e colapso vertical das rochas sob ação da gravidade.

A explicação mais comum deste processo é o equilíbrio entre uma zona de distensão *up-dip* com uma zona de encurtamento *down-dip*, ambos *thin-skinned* e com deslizamento sobre o material dúctil (fig. 9a). Outras explicações, menos aceitas, são o deslocamento da própria camada de sal, neste caso alóctone (fig. 9b, c), e a geração de crosta oceânica com expansão da bacia (fig. 10).

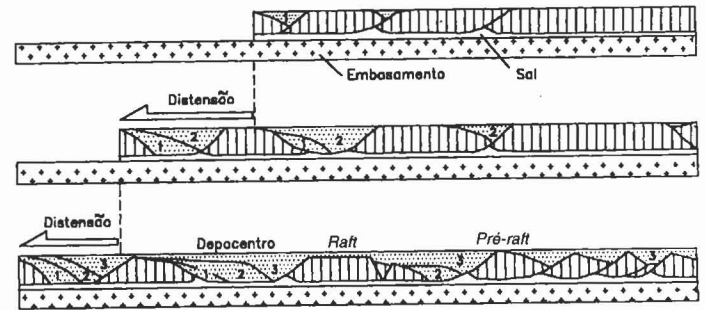


Fig. 8 - Tectônica de blocos flutuantes durante distensão superficial (adaptado de Jackson e Talbot, 1991). Blocos pré-flutuantes permanecem em contato, enquanto blocos flutuantes não apresentam conexão (fig. 11; Duval *et al.* 1992).

Fig. 8 - Floating tectonic blocks during surficial extension. Prefloating blocks remain in contact while floating blocks show no connection (fig. 11; Duval *et al.* 1992).

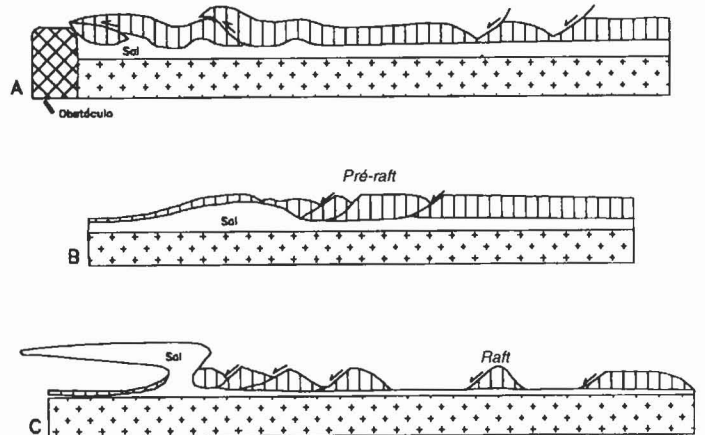


Fig. 9 - a - criação de espaço devido à formação de um cinturão de empurrões e dobramentos na direção do mergulho; b, c - criação de espaço devido a movimentação do sal para níveis superiores (fig. 12; Duval *et al.* 1992).

Fig. 9 - a - space creation due to the formation of thrust and fold belts in the direction of the dip; b, c) creation of space due to salt movement to higher levels (fig. 12; Duval *et al.* 1992).



Fig. 10 - Criação de espaço pela geração de crosta oceânica. Os blocos distendidos deslizam sobre a crosta recém formada (fig. 15; Duval et al. 1992).

Fig. 10 - Creation of space by the generation of oceanic crust. The extended blocks glide over the recently created crust. (fig. 15; Duval et al. 1992).

4 - HALOCINESE

4.1 - Comportamento Mecânico do Sal

Durante a evolução de margens passivas, o sal pode fluir como resposta à distensão na cobertura ou, alternativamente, os fenômenos halocinéticos podem induzir os processos deformacionais. Nesse contexto, a cinemática do falhamento e da halocinese, associada à cronologia de geração de falhas e ao comportamento reológico dos sedimentos, representa o ponto-chave para decifrar se o diapirismo foi ativo (causa) ou passivo (consequência).

Convém salientar que, sob ação do mesmo campo de tensões, o comportamento é rúptil na cobertura sedimentar e dúctil na camada de sal. Tal fato decorre das diferentes propriedades mecânicas ao nível de estrutura cristalina, condicionando comportamentos reológicos distintos.

De modo geral, são distinguidos três campos principais num diagrama tempo-deformação típico, correspondendo ao aumento da tensão desviatória: elástico, viscoso (fluência) e pós-ruptura (Park, 1989; fig. 11). No caso de material dúctil, como evaporitos ou folhelhos sobreprensionados, o campo viscoso é amplo em comparação aos campos elástico e pós-ruptura, e a tensão crítica de ruptura (σ_r) é muito maior do que a tensão crítica de cedência (σ_y).

O comportamento-padrão para qualquer tipo de rocha é também influenciado pelos efeitos da pressão confinante, temperatura, pressão de fluido e taxa de deformação.

A pressão confinante, ou hidrostática, causa mudança de volume elástico e compressibilidade do material. Com o aumento da pressão confinante, tanto a tensão de cedência σ_y quanto a tensão de ruptura σ_r aumentam, dando ao material uma resistência efetiva mais alta.

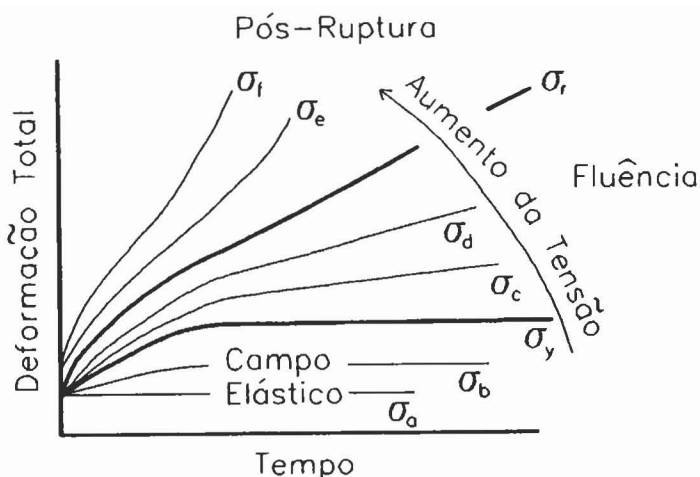


Fig. 11 - Representação diagramática do efeito do aumento da tensão numa curva tempo-deformação. σ_r - tensão crítica de ruptura; σ_y - tensão crítica de cedência à fluência (fig. 7.3; Park, 1989).

Fig. 11 - Diagrammatic representation of the tension increase effect in a time-deformation curve. σ_r - critical brittle tension; σ_y - critical flow resistance tension (fig. 7.3; Park, 1989).

Com o aumento da temperatura, a tensão de cedência σ_y diminui e a tensão de ruptura σ_r aumenta, o que expande o campo viscoso da deformação, conseqüentemente, o material mostra aumento na ductilidade.

A pressão de fluido reduz a tensão cisalhante requerida para o deslizamento (*slip*), ou seja, diminui a resistência da rocha ao cisalhamento. Isto ocorre porque a pressão direta entre grãos adjacentes, causada pela pressão litostática, é anulada pelo efeito da pressão de fluido, resultando na fórmula:

$$P_e = P - P_f$$

onde P_e é a pressão efetiva sobre o material, P é a pressão confinante (somada ou não à tensão tectônica) e P_f a pressão de fluido.

Tais relações entre tensão e deformação refletem a combinação de propriedades elástica, viscosa e plástica, dependendo do tempo durante o qual a tensão é aplicada. A deformação em maior escala de tempo sob tensões com magnitude invariável é denominada *creep*.

A característica mais importante do comportamento do sal é a deformação por *creep*, na qual ocorre fluência do material em virtude da aplicação de tensões desviatórias durante longos períodos de tempo. Por outro lado, na cobertura sedimentar, o material acumula deformações elásticas sem fluir significativamente e alcança o ponto de ruptura com baixa taxa de deformação.

A curva de *creep* consiste em três estágios (Park, *op. cit.*, fig. 12): 1) - *creep* transiente ou primário, onde o material é visco-elástico, seguido por; 2) - estágio de *creep* estável ou secundário, com o material exibindo fluxo viscoso; 3) - estágio de *creep* terciário, onde o material

apresenta deformação viscosa acelerada, levando à ruptura.

Em suma, a deformação total de qualquer material é:

$$E = E_E + E_P + E_T + E_S + E_A \text{ (Carter e Hansen, 1983),}$$

onde:

E_E = deformação elástica em função do esforço ($\Delta \sigma / E$);

E_P = deformação plástica durante o esforço;

E_T = deformação por *creep* primário ou transiente;

E_S = deformação por *creep* secundário ou no estado estável (constante);

E_A = deformação por *creep* terciário ou crescente.

Visto que o interesse principal é nas deformações mais significativas, E_E e E_P (geralmente <1%) podem ser negligenciados. Nas rochas em geral, a deformação por *creep*, principalmente *creep* crescente E_A , é normalmente observada, sendo atribuída ao microfraturamento que leva à ruptura microscópica. Em evaporitos, o processo de *creep* crescente é bastante importante.

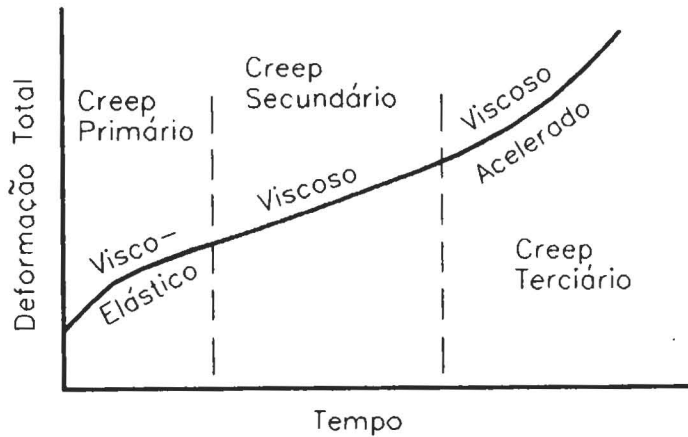


Fig. 12 - Diagrama tempo-deformação de processos de *creep* (fig. 7.4; Park, 1989).

Fig. 12 - Time-deformation diagram of the *creep* processes (fig. 7.4; Park, 1989).

4.2 - Cinemática do Fluxo de Sal

As premissas físicas da halocinese, incluindo estudos numéricos e de modelagem (e.g. Carter e Hansen, 1983; Jackson e Talbot, 1986), pressupõem que, sob certas profundidades, ocorre inversão de densidade e, quando em desequilíbrio, a camada de menor densidade ascende, dirigida por forças de flutuação, intrudindo ou soerguendo a cobertura.

O fluxo de sal pode iniciar-se em qualquer profundidade abaixo desta inversão, dependendo do mecanismo deformador, da taxa de sedimentação e das propriedades reológicas da cobertura. A profundidade na

qual o fluxo torna-se importante depende do gradiente de temperatura e, se não houver outros fatores aceleradores, tais como tensão desviatória ou sobrecarga de sedimentos, são geralmente necessárias sobrecargas em profundidades maiores do que 2 000 m (Carter e Hansen, *op. cit.*).

Porém, sabe-se que o início do fluxo em margens passivas ocorre em profundidades bastante menores do que esta, sendo que vários processos podem induzir o fluxo de sal (Jackson e Talbot, *op. cit.*; fig. 13): flutuação (*buoyance*), que representa um mecanismo efetivo somente com 150 m de relevo preexistente no topo da camada evaporítica; sobrecarga diferencial, muito mais efetiva nos estágios iniciais de diapirismo, condicionando formas assimétricas; espalhamento gravitacional, que modifica a forma das estruturas já formadas por flutuação ou sobrecarga diferencial; e inversão de densidade induzida por aquecimento, condicionando a circulação interna por convexão.

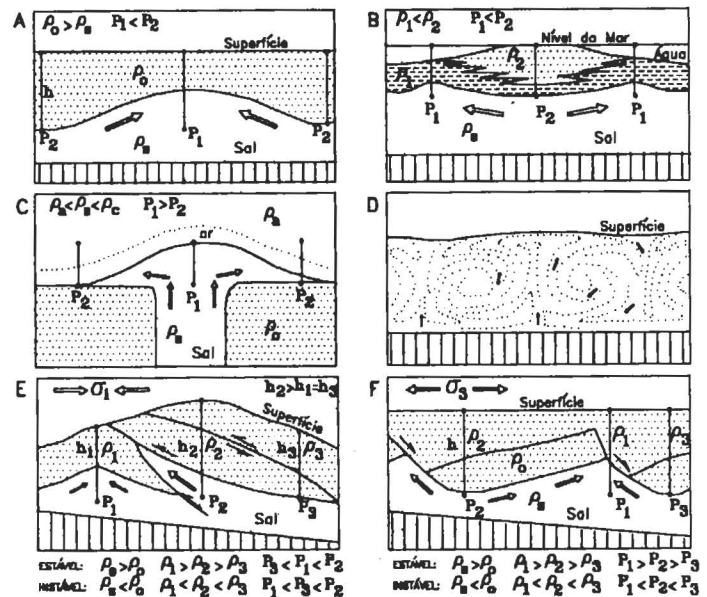


Fig. 13 - Processos de halocinese. A letra P refere-se à tensão litostática em função da espessura e densidade da sobrecarga e ρ representa a densidade média: a - flutuação; b - sobrecarga diferencial; c - espalhamento gravitacional; d - convecção térmica; e - ambiente compressivo, onde o sal comporta-se como uma zona de descolamento basal; f - ambiente distensional, com cadeias lineares abaixo de falhas lítricas, onde a pressão litostática pode retardar o fluxo, caso não ocorra inversão de densidade (distensão estável), ou acelerar se a mesma existir (distensão instável) (fig. 5; Jackson e Talbot, 1986).

Fig. 13 - Halocynesis processes. Letter P refers lithostatic pressure as a function of thickness and density of the overburden and ρ represents the average density: a) floating; b) differential overburden; c) gravitational spreading; d) thermal convection; e) compressive environment, where the salt behaves as a zone of basal decollement; f) extensional environment with linear chains below listric faults, where the lithostatic pressure may delay the flow in case there is not a density reversal (stable extension) or acceleration if the same exists (unstable extension) (fig. 5; Jackson and Talbot, 1986).

Embora tais processos possam ser explicados com base na mudança de energia gravitacional potencial (sobrecarga e/ou densidade), convém ressaltar que o fluxo é influenciado principalmente por campos de tensões regionais durante a evolução das bacias, além da relação entre taxa e quantidade da acumulação sedimentar.

Após o início do fluxo, seja o mesmo causado por qualquer dos fatores referidos, um corpo tabular pode transformar-se em estruturas não-diapíricas, como homoclinais, anticlinais e almofadas, ou diapíricas, representadas por *nappes*, maciços, *stocks* e muralhas (fig. 14). Segundo Jackson e Talbot (1986), tais estruturas formam-se em taxas de deformação altamente variáveis deste $10^{-9}/s$ até $10^{-16}/s$, com uma variação de comprimento de onda de 7-26 km.

Para Seni e Jackson (1983), o fluxo pode iniciar-se em diferentes locais e em tempos distintos. Considerando-se a deformação $\epsilon = \Delta L / L_0$, onde ΔL é mudança em comprimento e L_0 o comprimento original da camada deformada, e taxa de deformação $\dot{\epsilon} = \epsilon / t$, onde t é o tempo, as taxas médias de deformação em camadas de sal variam de $6,7 \cdot 10^{-16}/s$ a $2,3 \cdot 10^{-15}/s$, similar a baixas taxas orogênicas.

Em estudos efetuados na costa do Golfo do México, Seni e Jackson (1983) determinaram que a duração dos estágios de crescimento foi semelhante para almofadas e diápiros, variando de 10 a 30 M.a., em alguns casos continuando por mais de 112 M.a. nos estágios pós-diapíricos sendo importante lembrar que as maiores taxas foram coincidentes com a máxima taxa de acumulação sedimentar, variando entre 150 e 530 m/M.a. no Eocretáceo e diminuindo para 10 e 60 m/M.a. no Terciário.

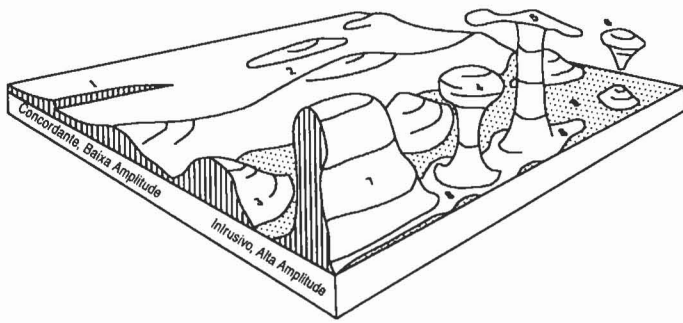


Fig. 14 - Tipos principais de estruturas halocinéticas: 1) - forma cilíndrica associada a falhas; 2) - anticlinal; 3) - almofada; 4) - stock diapírico; 5) - domo extrusivo; 6) - diápiro desconectado; 7) - muralha; 8) - camada original (fig. 1; Jackson e Talbot, 1986).

Fig. 14 - Main types of halocynetic structures: 1) cylindrical shape associated with faults; 2) anticline; 3) pillowed; 4) diapiric stock; 5) extrusive dome; 6) disconnected diapir; 7) wall; 8) original layer (fig. 1; Jackson and Talbot, 1986).

5 - MÉTODOS DE RESTAURAÇÃO EM REGIMES DISTENSIONAIS

Em comparação a regimes compressivos, pouco se conhece da resposta das rochas à distensão e vários são os estilos estruturais definidos para diferentes regiões. No estilo dominó (Wernicke e Burchfiel, 1982) ocorre rotação rígida de blocos limitados por falhas planares (ex. Golfo de Suez; Jackson *et al.* 1988) Nesse caso, o bloco baixo da falha é muito pouco deformado internamente. Em outras áreas, como a Costa do Golfo e o Mar do Norte, o colapso de camadas no bloco baixo de falhas lítricas resulta na formação de dobra em *rollover* (*rollover folds* ou *anticlinal rollover*, Bally *et al.* 1981; Shelton, 1984). O *rollover* pode ser acomodado geometricamente por deslizamento flexural (Suppe, 1983) cisalhamento simples ao longo de falhas antitéticas (Gibbs, 1983), falhamentos sintéticos e antitéticos distribuídos (White *et al.* 1986), fluxo dúctil de sedimentos inconsolidados, etc.

Para a restauração de falhas de crescimento e *rollovers*, os algoritmos devem ser fiéis ao processo deformacional que deu origem a tais estruturas (ver capítulo anterior). Neste caso, tais processos (transformações físicas) são representados por translação e rotação de blocos falhados, bem como sua deformação interna por cisalhamento simples ou deslizamento flexural.

Rowan e Kligfield (1989) representam o deslocamento de pontos no bloco baixo como um processo em dois estágios (fig. 15). Durante um incremento de distensão tectônica (dado pelo incremento da seta B), os pontos no bloco baixo (como por exemplo o ponto A) são deslocados lateralmente para novas posições acima da falha lítrica (ponto A'), criando espaço entre os blocos alto e baixo da falha. A dobra é formada à medida que pontos no bloco baixo são colapsados sob o efeito da gravidade. As setas da figura 15 c mostram possíveis vetores de deslocamento para o segundo estágio. Estes podem ser vertical (A' → A''), oblíquo (A' → A''' ou A''') ou variável (não representado), resultando em diferentes geometrias de *rollover* (fig. 15d).

Dula (1991) ressalta ser a relação geométrica entre o plano de falha e a forma da dobra fortemente dependente do mecanismo dominante de deformação operante no bloco baixo da falha. Adicionalmente, o mecanismo de deformação pode mudar ao longo do tempo na medida em que as prioridades mecânicas do ambiente forem modificadas pelo soterramento e deformação, resultando em estruturas complexas que não serão facilmente simuladas por modelos geométricos que assumam um único mecanismo de deformação.

Existem numerosos algoritmos de modelagem da geometria e cinemática da deformação do bloco baixo de falhas normais: método do comprimento de camada (Davison, 1986) ou algoritmo de *fault-bend-fold* (Suppe, 1983; Groshong, 1989), modelo de cisalhamento vertical

(Gibbs, 1983), técnica de cisalhamento inclinado (White *et al.* 1986), modelo de rotação rígida ao longo de falhas circulares (Moretti *et al.* 1988) e métodos de escorregamento de linha e *heave* variável (Wheeler, 1987; Williams e Vann, 1987).

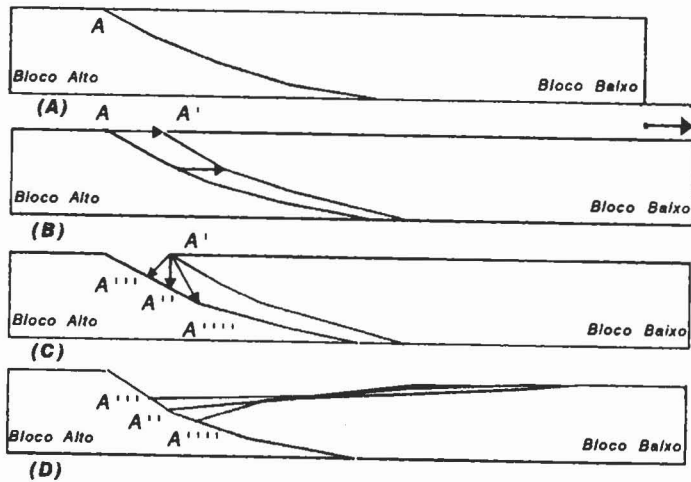


Fig. 15 - Evolução de dobras de *rollover* acima de falhas listricas. a) - antes da distensão; b) - deslocamento horizontal durante incremento da distensão mostrado pelas setas; c) - vetores-deslocamento de pontos no bloco baixo, à medida que as camadas preenchem o espaço criado (Rowan e Kligfield, 1989).

Fig. 15 - Evolution of rollover folds above listric faults: a) before extension; b) horizontal displacement during increment of extension shown by arrows; c) displacement-vectors of points in the downthrow block, during the time when the layers fill the space created (Rowan and Kligfield, 1989).

Alguns métodos mimetizam os processos deformacionais descritos no capítulo anterior. Por exemplo, rotação de corpo rígido pode ser executada com métodos de rotação e escorregamento de linha; deslizamento flexural é aproximado por algoritmos de comprimento de camada e *fault-bend-fold*; e deslizamento ao longo de falhas antitéticas é melhor modelado pelo procedimento de cisalhamento inclinado. Os vetores de deslocamento da figura 15c representam o caminho de movimentação do material envolvido na deformação. Tais vetores, contudo, não devem ser confundidos com os processos de acomodação da deformação no bloco baixo da falha. O algoritmo de cisalhamento vertical, por exemplo, não implica necessariamente em cisalhamento ao longo de planos verticais; o método considera, isto sim, o vetor resultante da deformação frágil distribuída tanto ao longo de falhas sintéticas quanto antitéticas (Rowan, 1987).

O modelo de *heave* constante (Gibbs, 1983), também conhecido como modelo de cisalhamento vertical ou Construção Chevron, assume que o *heave* da falha H é conservado durante a deformação (tabela I). O bloco baixo da falha translada a uma distância horizontal H a partir de sua posição inicial não deformada e então se desloca

verticalmente ao longo de planos verticais.

O modelo de deslocamento constante (Williams e Vann, 1987) assume que cada incremento de deslocamento, D, medido ao longo da superfície da falha, é conservado em cada incremento de deslocamento do bloco baixo, e que os componentes horizontal e vertical do movimento variam ao longo do *rollover* (tabela I). As trajetórias de deslocamentos dos pontos materiais são paralelas em colunas verticais no bloco baixo.

Estes mesmos autores desenvolveram o modelo de escorregamento de linha onde pontos materiais no bloco baixo são movimentados ao longo de linhas de escorregamento construídas paralelamente à falha principal (tabela I). Ao invés de se considerar que as trajetórias de deslocamento sejam paralelas numa coluna vertical no bloco baixo, como no caso do modelo de deslocamento constante, o modelo de escorregamento de linha postula que os mergulhos das trajetórias de deslocamentos individuais diminuam com a profundidade numa coluna vertical comparável no bloco baixo. Vetores de deslocamento, medidos ao longo de linhas de escorregamento, são paralelos somente em blocos retangulares orientados perpendicularmente aos segmentos de mesmo mergulho da falha principal.

Os modelos de comprimento de camada constante assumem que a deformação do bloco baixo seja acompanhada por deslizamento flexural ao longo do plano de acamamento. Os planos de acamamento funcionam como superfícies de escorregamento, e considera-se como mínima a deformação intra-camada.

A conservação do comprimento de camada é uma forte ferramenta para a construção e restauração de seções geológicas balanceadas de muitas estruturas compressivas (Bally *et al.* 1966; Suppe, 1983) e, eventualmente, tem sido aplicada a estruturas distensionais (Suppe, 1983; Davison, 1986; Rowan e Kligfield, 1989).

Imagens sísmicas reais de anticlinais em *rollover* geralmente evidenciam muitas falhas subsidiárias antitéticas e sintéticas, indicando que o cisalhamento simples é um mecanismo freqüente durante a formação das dobras. Além dos limites da resolução sísmica, fraturas e falhas menores provavelmente ocorrem e refletem um *continuum* de deformação que é penetrativo por quase toda a área do bloco baixo, caracterizado por mergulhos contra a falha principal. Essa constatação, decorrente do próprio mecanismo de deformação sob os parâmetros de Mohr-Coulomb, conduziu White *et al.* (1986) a sugerir que o colapso no bloco baixo pode ser idealizado por deslocamento linear homogêneo ao longo de planos de escorregamento inclinados de um ângulo α , em relação a uma linha vertical (tabela I). Na construção gráfica do modelo de deslocamento inclinado, os pontos são transladados paralelamente à linha de mergulho regional segundo o ângulo α . Obviamente, o ângulo α precisa ser estimado (a partir das estruturas menores presentes e do

ângulo de mergulho da falha principal) e a assertiva de deslocamento inclinado claramente representa uma simplificação de uma deformação complexa. É provável que o valor de α varie tanto espacialmente, como temporalmente no bloco baixo, à medida que as propriedades do material e a quantidade e orientação das falhas subsidiárias mudem.

Moretti *et al.* (1988) estabeleceram o modelo de rotação rígida de blocos ao longo de falhas circulares (fig. 16), onde a descida do bloco baixo é acompanhada de soerguimento relativo da crista do bloco falhado, com o fenômeno sendo quantificado como função da forma da falha e largura do bloco falhado. A adoção deste tipo de solução geométrica gera problemas de espaço na base do bloco ao nível da superfície de descolamento (fig. 17a). Em caso de litologias competentes, este problema pode ser parcialmente resolvido por deslizamentos gravitacionais que afetariam a crista do bloco (fig. 17b) ou por fluxo dúctil de material rochoso ao nível da superfície de descolamento intra-crustal.

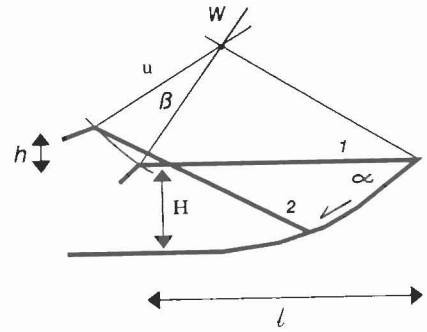


Fig. 16 - Modelo de rotação de blocos ao longo de falhas circulares - 1) - posição do bloco anterior à rotação; 2) - posição após a rotação; α) - mergulho da falha; H) - profundidade do descolamento; l) - comprimento do bloco; β) - ângulo de rotação; h) - deslocamento vertical da crista; u) - distância entre a crista; W) - o pólo de rotação (Moretti *et al.*, 1988).

Fig. 16 - Rotation block model along circular faults: 1) position of the block prior to rotation; 2) position of the block after rotation; α) dip of the fault; H) depth of decollement; l) length of the block; β) angle of rotation; h) vertical displacement of the crest; u) distance between crest; W) rotation pole (Moretti *et al.*, 1988).

TABELA I / TABLE I

MODELOS GEOMÉTRICOS PARA A DETERMINAÇÃO DA FALHA A PARTIR DE FORMA DE ROLLOVER (MODIFICADO DE DULLA, 1991) GEOMETRIC MODELS FOR FAULT DETERMINATION BASED ON THE ROLLOVER MODEL (MODIFIED FROM DULLA, 1991)

Modelo	Heave Constante	Deslocamento Constante	Escorregamento de Linha	Comprimento de Linha Constante	Cisalhamento Inclinado
Construção					
Perfil de Área					
	Deslocamento horizontal constante	Deslocamento constante ao longo da falha	Os pontos movem-se paralelamente à falha	Conservação do comprimento de camada	Os pontos movem-se segundo planos inclinados paralelos
Assertivas	DEFORMAÇÃO PLANA BLOCO ALTO RELATIVAMENTE NÃO DEFORMADO DEFORMAÇÃO POR UM ÚNICO MECANISMO COMPACTAÇÃO CORRIGIDA OU DESPREZADA				
Mecanismo de Deformação	Cisalhamento simples vertical	Não especificado Escorregamento conservado	Não Especificado Escorregamento conservado	Cisalhamento ao longo do plano de acamamento	Cisalhamento simples em planos inclinados (falhas subsidiárias) Distensão conservada
Estilo de Dobramento	Dobramento Similar	Não especificado	Não especificado	Dobramento Paralelo	Dobramento Similar
Dado Necessário	Forma do rollover Heave da falha	Forma do rollover Heave da falha Deslocamento	Forma do rollover Deslocamento	Forma do rollover Heave da falha	Forma do rollover Heave da falha Ângulo de cisalhamento

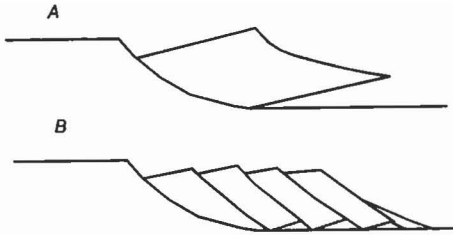


Fig. 17 - Colapso do bloco baixo por rotação tipo dominó: a) - espaço criado pelo basculamento ao longo da falha circular; b) - ajuste gravitacional na crista do bloco, preenchendo parcialmente o espaço criado inicialmente (Moretti *et al.*, 1988).

Fig. 17 - Downthrown block collapse due to Domino type rotation: a) space created by the rotation along the circular fault; b) gravitational adjustment at the crest block partially filling the space created initially (Moretti *et al.*, 1988).

5.1 - Colapso do Bloco Baixo em Falhas Normais

Sob o ponto de vista geométrico, o desenvolvimento das estruturas durante o colapso pode ser representado pela mudança no ângulo de mergulho da falha, fazendo com que as camadas sucessivas sejam dobradas numa série de charneiras, gerando uma superfície axial (modelo de Groshong, 1989; fig. 18). Superfícies axiais são feições passivas definidas por vários horizontes no bloco baixo, porém as formas dos horizontes que delineiam tais superfícies dependam primariamente da forma da falha principal e do escorregamento (*slip*) total sofrido por cada horizonte.

A geometria da superfície axial é relacionada à curvatura da falha, sendo portanto análoga aos modelos de balanço cinemático em falhas reversas (*e.g.* Jamison, 1987), o que possibilita classificar as anticlinais de *rollover* como *fault-bend-folds* na terminologia de Suppe (1983).

A análise geométrica do colapso é importante, pois permite entender a evolução cinemática de dobras de *rollover* e estabelecer modelos preditivos a partir da forma da falha ou da camada dobrada. Desse modo, a nucleação de falhas antitéticas e sintéticas, inclusive os seus ângulos de caimento, podem ser inferidos graficamente, tomando-se como ponto de partida a forma da falha, e vice-versa (fig. 19).

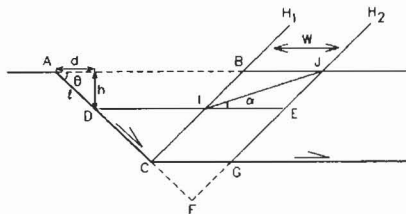


Fig. 18 - Elementos geométricos do modelo distensional com uma superfície de descolamento basal e uma zona de mergulho antitético (fig. 2; Groshong, 1989). Explicações no texto.

Fig. 18 - Geometric elements of the extensional model with a basal decollement surface, and a zone showing antithetic dip (fig. 2; Groshong, 1989). Explanations found along the text.

Para Groshong (1989; fig. 18), durante o colapso uma dado horizonte é deslocado para a direita numa quantidade (d) sobre a rampa (mergulho θ). O deslocamento vertical resultante da camada é H . Na base da rampa, forma-se uma superfície axial $H1$ com mergulho igual e oposto àquele da rampa. Imagina-se, então, o deslocamento do triângulo ABC para baixo sobre a rampa, numa distância vertical H até a nova posição DEF . O lado direito do triângulo DEF determina a posição da superfície axial $H2$, o que define a espessura-padrão W da zona de mergulho antitético. Isto estabelece a relação entre deslocamento e espessura da superfície axial. Enquanto o deslocamento aumenta, a superfície axial $H1$ permanece na base da rampa e a superfície axial $H2$ migra para a direita, sempre fixa às camadas do bloco baixo. O triângulo ABC não é deslocado abaixo da falha em seu segmento horizontal (*flat*), ao contrário, o material se move lateralmente para dentro da zona de mergulho antitético. Esta conformação deve apresentar balanço de área, pois a área ABC iguala $DIJGC$. Pela construção original, as áreas dos triângulos ABC e DEF são iguais e o quadrilátero $DEGC$ é comum tanto a DEF como a $DIJGC$. A área de qualquer triângulo é $1/2 \cdot a \cdot b \cdot \sin C$, onde a e b são os lados adjacentes e C é o ângulo entre eles. Em CGF , o ângulo $CGF = \theta$, o comprimento $CF = l$ e $CG = 2d$, portanto:

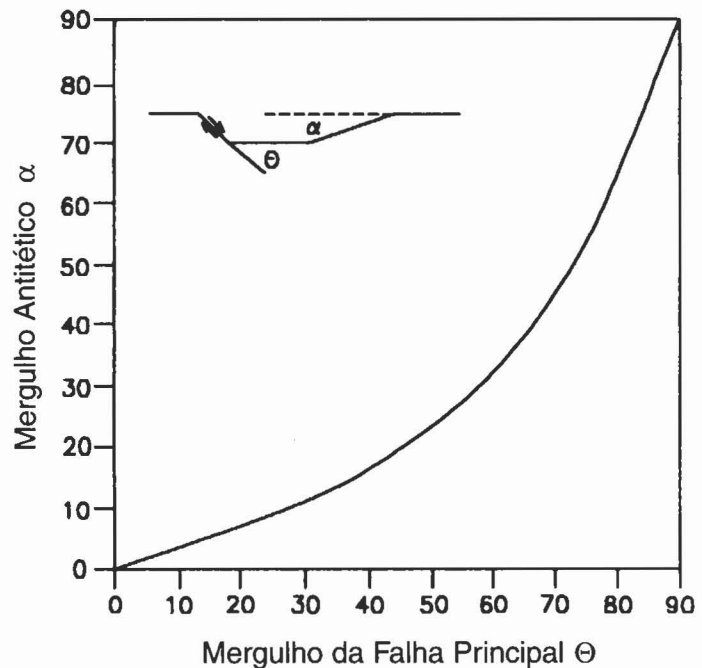


Fig. 19 - Relação entre o mergulho da falha principal e o das falhas antitéticas sobre uma zona de descolamento basal (fig. 3; Groshong, 1989).

Fig. 19 - Relation between the dip of the main fault and the dips of the antithetic faults over a basal decollement zone (fig. 3; Groshong, 1989).

$$\Delta CGF = l \cdot d \cdot \sin \theta \quad (1)$$

Em IJE, o ângulo IEJ = 180 - θ , IE = CG = 2d e JD = AD = e, então,

$$\Delta IJE = l \cdot (2d/2) \cdot \sin (180 - \theta) = l \cdot d \cdot \sin \theta \quad (2)$$

Em decorrência disto, Groshong (*op. cit.*) prova o balanço de área pela demonstração que CGF tem a mesma área de IJE. Em adição, a vinculação entre θ e α está determinada, já que as equações (1) e (2) são idênticas (fig. 19).

Tem-se, assim, a relação entre o ângulo de caimento da falha principal e os mergulhos das falhas secundárias antitéticas e sintéticas.

A relação entre o mergulho antitético (α) e o mergulho da falha é definida pela lei dos senos no triângulo IJE. O lado oposto a α é $l = d / \cos \theta$, com ângulo IJE = $\theta - \alpha$, e o lado oposto, IE = 2d, então: $d / (\sin \alpha \cdot \cos \theta) = 2d / \sin (\theta - \alpha)$.

Usando a relação $\sin (x - y) = \sin x \cos y - \cos x \cdot \sin y$, a expressão anterior pode ser reduzida a: $\tan \alpha = \tan \theta / 3$.

A espessura do domínio é $W = 2d$, e se h for conhecido (fig. 18) define-se um comprimento D igual a $2d$: $D = W = 2h / \tan \theta$.

O comprimento l ao longo da superfície axial pode ser expresso como $t_0 / \sin \theta$ ou $t_1 / \sin (\theta - \alpha')$ (fig. 20). Portanto: $t_1 / t_0 = \sin (\theta - \alpha') / \sin \alpha$.

Somente para superfície axial simétrica, quando $\theta = \alpha'$ (ângulos opostos), as camadas manterão espessura constante. Para $+\alpha'$, as camadas são distendidas e, para $-\alpha'$, as camadas encurtam.

O comprimento l é constante em comprimento e direção através da zona em camadas com mergulho e , assim, a deformação equivale a cisalhamento simples paralelo à superfície axial H1 e H2.

A deformação é: $e = (l_1 - l_0) / l_0$ (2); onde a distensão é positiva e a contração negativa.

Substituindo a equação (1): $e_{\perp} = (t_1 / t_0) - 1$; onde e_{\perp} é a deformação de uma linha normal à camada, a deformação será usualmente maior e a deformação paralela à camada deve ser determinada a partir da relação de área constante. Dado um segmento de camada indeformado de comprimento l_0 e espessura t_0 , que é deformado a l_1 e t_1 , considerando área constante $l_0 \cdot t_0 = l_1 \cdot t_1$ e substituindo na equação (2): $e_{\parallel} = (l_1 / l_0) - 1 = (t_0 / t_1) - 1$, onde e_{\parallel} é a deformação paralela à camada.

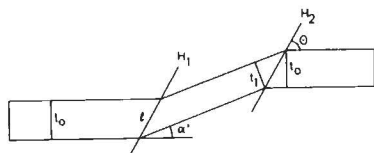


Fig. 20 - Afinamento de uma camada entre superfícies axiais assimétricas (fig. 9; Groshong, 1989). Explicações no texto.

Fig. 20 - thinning of a layer between asymmetric axial surfaces (fig. 9; Groshong, 1989). Explanations found along the text.

Sob um ponto vista genético, torna-se difícil avaliar na literatura quais são os modelos conceituais mais adequados para representar o cisalhamento no bloco baixo. Fala-se muito em rotação de corpo rígido e falhas tanto sintética quanto antitética. No modelo de *fault-bend-folding* (Suppe, 1983), que é o análogo compressivo ao *rollover*, a direção de colapso tem orientação tal que a espessura das camadas é preservada. Isto ocorre porque o mecanismo de deformação dominante é o deslizamento flexural paralelo ao acamamento. Em contraste, o mesmo autor observa que este processo não é tão comum na tectônica distensional, porque a tensão principal máxima é perpendicular à camada e porque a conservação da espessura é geometricamente impossível para muitas formas de falhas com mergulho alto relativo ao acamamento.

Segundo Rowan e Kligfield (1989), diferentes métodos podem ser aplicados em diferentes domínios estruturais, dependendo das litologias envolvidas o cisalhamento vertical pode ser a melhor aproximação para sedimentos inconsolidados (Costa do Golfo), cisalhamento vertical a antitético, ou possivelmente balanceamento de comprimento de camada para sedimentos bem acamadados ou compactados (Mar do Norte), e rotação de corpo rígido para blocos de falha onde rochas do embasamento predominam (Golfo de Suez e *Basin and Range*).

De acordo com Xiao e Suppe (1992), é mais provável que o colapso do bloco baixo ocorra na direção de falhamento normal antitético, já que o fenômeno deve seguir os parâmetros de Mohr-Coulomb, com a direção de cisalhamento mergulhando em torno de 60°, sem efeito da compactação. Na concepção desses autores, falhas com curvaturas côncavas produzem colapso na direção de falhamento normal antitético, com a deformação no bloco baixo tendo um sentido normal de cisalhamento, paralelo à superfície axial ativa. Todavia, se fosse aplicada a mesma orientação antitética em falhas com curvaturas convexas, seria requerido um sentido de cisalhamento reverso para balancear a seção, o que é incompatível com a natureza distensional da deformação. Portanto, torna-se mais razoável uma orientação sintética para as superfícies axiais ativas, quando a falha principal é convexa, o que produz um sentido de cisalhamento normal ao *rollover*, como mostrado na figura 21. Conseqüentemente, as formas das superfícies axiais em seções com crescimento dependem da razão entre as taxas de sedimentação e subsidência, enquanto as superfícies axiais na seção pré-cinemática dependem primariamente da forma da falha.

A aplicação do balanceamento em modelos experimentais (Schultz-Ela, 1992) mostra resultados consistentes com a evolução cinemática de blocos falhados, tal como já descrito. Os ângulos de caimento das falhas de compensação distribuem-se entre 47° e 64°, mergulhando numa direção compatível com os parâmetros de Mohr-Coulomb.

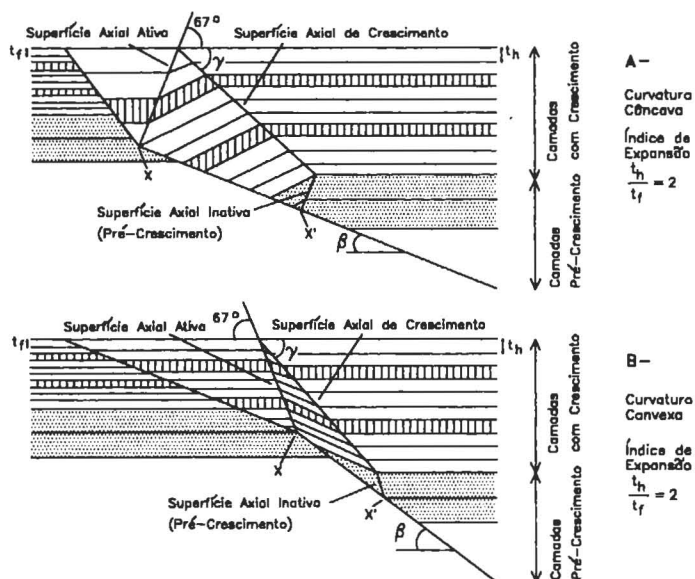


Fig. 21 - Modelos mostrando a formação da dobra no bloco baixo e o crescimento de seção. A superfície axial ativa é causada pelo corte X (cutoff) das camadas no bloco alto, enquanto a superfície axial inativa é condicionada pelo corte X' das camadas no bloco baixo. As camadas são cisalhadas progressivamente conforme passam através da superfície axial ativa. A superfície axial de crescimento representa a projeção linear do ponto onde ocorre sedimentação (intersecção da superfície axial ativa com a superfície deposicional). O mergulho γ da superfície axial de crescimento depende do mergulho do segmento inferior da falha (β) relativo ao acamamento, a direção do colapso do bloco baixo e a razão de sedimentação entre o bloco baixo (t_h) e o bloco alto (t_f), denominado índice de expansão ($IE = t_h/t_f$). As superfícies axiais de crescimento são retas em ambos os modelos porque a sedimentação foi constante durante a deformação, com IE também constante (fig. 6; Xiao e Suppe, 1992).

Fig. 21 - Models showing the formation of the fold in the downthrown block and the growth in the section. The active axial surface is caused by the cutoff X of the layers of the upthrown block, while the inactive axial surface is conditioned by cutoff X' of the layers in the downthrown block. The layers are progressively sheared as they pass through the active axial surface. The axial growth surface represents the linear projection of the point where sedimentation occurs (intersection of the active axial surface with the depositional surface). The dip γ of the axial growth surface depends on the dip of the lower segment of the fault (β) relative to the bedding, to the collapse direction of the downthrow block, and to the sedimentation ratio between the downthrow block (t_h) and the upthrow block (t_f), named expansion index ($IE = t_h/t_f$). The axial growth surfaces are straight lines in both models because the sedimentation was constant during deformation with IE also kept constant (fig. 6; Xiao and Suppe, 1992).

6 - APLICAÇÕES NA BACIA DE CAMPOS

A discussão conceitual efetuada nos capítulos anteriores teve como finalidade discorrer sobre a evolução tectônica e sedimentar de margens passivas, enfocando os processos de nucleação e desenvolvimento de falhas de crescimento e sua associação com halocinese. O

entendimento dos fenômenos geológicos descritos e a formulação matemática da geometria das estruturas é indispensável para o balanceamento, já que a definição dos algoritmos e a restauração das seções requerem um conhecimento-prévio, tanto teórico quanto sobre a evolução da bacia analisada.

Convém salientar que a informação adquirida com o balanceamento é fortemente dependente da ordem de grandeza do modelo geológico. Todavia, o método de restauração pode ser aplicado em qualquer escala, desde afloramentos até seções ao longo de toda a bacia, a depender do objetivo do trabalho.

Neste capítulo, faz-se um exercício prático em três seções geológicas da Bacia de Campos, interpretadas previamente. O programa utilizado foi o RECON (Lana e Bender, 1992), o qual é baseado em transformações gráficas interativas. Durante o processo analítico, os blocos de falhas e camadas são tratados como módulos que são retrodeformados por translação, rotação e cisalhamento simples até uma situação geométrica definida pelo usuário. Adicionalmente, o programa permite também fazer a descompactação da seção após a remoção das camadas sobrejacentes, nas várias etapas de reconstituição.

Nos procedimentos efetuados, relatados a seguir, foram feitas restaurações ao nível de domínio estruturais (grandes blocos de falha), com as informações adquiridas restritas a tal escala, em muitos casos em ordens de grandeza diferentes daquelas discutidas nos capítulos anteriores.

Os ângulos de cisalhamento e rotação e as direções de translação foram definidas segundo a conveniência durante a restauração, procurando-se fidelidade aos processos deformacionais inferidos a partir da interpretação prévia da seção e coerência geométrica entre os blocos deformados e retrodeformados.

6.1 - Seção Geológica I

As seções transversais expostas na figura 22 representam a restauração de uma seção geológica situada a Norte do Campo de Albacora, porção de lâmina d'água profunda da Bacia de Campos. A seção geológica (fig. 22a) foi obtida a partir de uma linha sísmica processada em profundidade, interpretada por Flores e Magalhães (1993) com o objetivo de locação exploratória (linha I na figura). A locação teve como interesse principal o play Arenito Namorado Albiano (camada 6), sendo testada a estrutura de fechamento representada pela dobra anticlinal situada à direita na seção.

Na seção interpretada (fig. 22a) são observados quatro sistemas de falhas listricas (I a IV) e respectivos domos de sal (desenvolvidos na camada 10). Os três primeiros sistemas, da esquerda para a direita, afetam todas as camadas pós-evaporitos, com múltiplas fases de atividade

tectônica e sedimentação, enquanto o sistema IV está restrito às camadas 8 e 9, logo acima da camada de sal.

Nesta área em particular, além das feições comuns de falhas de crescimento em associação com domos de sal (semelhantes às discutidas conceitualmente nos capítulos anteriores), nota-se que a camada 4 (Cretáceo Superior) apresenta crescimento em ambos os lados das falhas do sistema III. Não obstante a importância deste fato, cabe salientar que somente a inspeção da seção interpretada (fig. 22a) não permite definir com clareza a que falhas do sistema o crescimento é relativo, ou se o mesmo é referente às duas falhas com mergulhos opostos ou a nenhuma delas.

A restauração seqüencial ilustrada nas figuras de 22a – 22j mostrou-se bastante útil para resolver este problema específico, bem como para demonstrar a cronologia de atividade de falhas (possíveis dutos para migração) e as configurações paleográficas e paleoestruturais associadas à tectônica gravitacional e halocinética.

A primeira etapa de restauração consistiu na reconstituição da superfície deposicional para a camada 2, após ser retirada a camada 1 e serem descompactadas as subjacentes (fig. 22b). O topo da camada 2 foi restaurado até um *datum* com 2° de inclinação mantendo-se o mergulho regional. As direções de cisalhamento, translação e os ângulos de rotação referem-se à transformação de cada bloco a partir da seção precedente. Os pequenos *grabens* abatidos na parte esquerda e no centro da seção foram restaurados primeiramente por translação e rotação, para depois proceder-se à conexão do bloco maior abaixo dos mesmos por cisalhamento simples a respectivamente 80 e -80° nas bordas e a 90° nas porções mais distantes das falhas. O bloco alto, à esquerda, foi cisalhado a 60°, neste caso considerando-se a existência de deformação interna sintética à falha principal, associada ao basculamento por retirada (ou expulsão) do sal. O bloco alto da direita foi cisalhado a 90° apenas para reconstituir o topo da camada 2 até o *datum* arbitrado inicialmente. Após tais procedimentos, foram corrigidos os espaços criados entre o topo do sal e os blocos retrodeformados (notar que houve aumento do sal, em área).

A segunda etapa reconstituiu o topo da camada 3 (fig. 22c), após a camada sobrejacente ser removida e a seção ter sido descompactada, mostrando processos de restauração relativamente simples. O movimento no bloco central foi restaurado apenas por translação (indicada pela seta), enquanto o bloco da direita foi cisalhado a 90° e transladado para a esquerda até um *datum* com 1,5° de inclinação, que corresponde à paleossuperfície deposicional nesta época. É importante salientar que o ângulo de 1,5° para o topo da camada 3 (fig. 22c) é arbitrário, representando a grosso modo, a restauração da subsidência tectônica de natureza térmica (e.g. *datum* com 2° na figura 22b, 1,5° na figura 22c, e assim por diante nas

figuras seguintes). Por fim, efetuou-se a correção do espaço com aumento da área do sal.

A terceira etapa (fig. 22d) ilustra a remoção da camada 3 e a descompactação subsequente, reconstituindo-se a paleogeografia bidimensional da camada 4. Os blocos da esquerda foram transformados por cisalhamento a 60°, considerando-se deslocamento paralelo às falhas, com o topo da camada 4 sendo levado até um *datum* com 1° de inclinação. Nesta etapa, fez-se o ajuste do espaço na camada de sal somente embaixo dos blocos colapsados e não ao longo de toda a seção, já que o bloco da direita sofreu apenas pequena translação horizontal.

Nesta etapa, é importante destacar a forma da camada 4 ao longo da seção: na falha da esquerda (sistema I), observa-se pequeno rejeito na base da camada, ao passo que acima do domo não ocorrem falhas associadas ao crescimento de seção. Isto significa que o depocentro principal da camada 4 evoluiu independentemente de falhamentos, embora esteja localizado sobre o domo de sal, caracterizando o fluxo de sal como condicionado pelo estiramento da seção representada pelas camadas de 5 a 9. Ou seja, neste tempo a seção sofreu estiramento que resultou na formação de uma depressão, para baixo da qual o sal fluiu em virtude do diferencial litostático por afinamento de seção (fases ativa e passiva de Vendeville e Jackson, 1992 a, fig. 7b, c; ver também fig. 13f). Num estágio evolutivo posterior, a deformação progressiva levou à formação de falhas pós-deposicionais à camada 4 neste depocentro.

A quarta etapa de restauração (fig. 22e) consistiu na recomposição da camada 5 até um *datum* com 0,5° de inclinação, após a remoção da camada 4 e descompactação da seção. Reproduz as feições geométricas prévias às da figura 22d, com a forma do domo caracterizando o estágio reativo de Vendeville e Jackson (*op. cit.*; fig. 7a). A falha do sistema II exibe um pequeno rejeito, ao contrário da etapa anterior de restauração (ou etapa geológica posterior, comparar as figuras 22d – 22e), indicando que o sistema II foi nucleado previamente ao sistema I.

Durante a quinta etapa de restauração (fig. 22f), reconstituiu-se o topo da camada 6 até uma situação horizontal, por meio de processos de cisalhamento a -60° e 60°, e translação para conexão dos blocos. Salienta-se a forma aparentemente tabular da camada 6 e a ausência de falhas significativas, demonstrando que a deposição do *play* Arenito Namorado Albiano deu-se segundo uma paleogeografia regular e com poucas áreas preferenciais de captação (tipo *blanket*). O espaço criado após o cisalhamento e translação dos blocos foi corrigido com aumento da área do sal.

Após a remoção e a descompactação, da camada 6 foi reconstituído o topo da camada 7 (carbonatos de água rasa) até uma nova situação horizontal (fig. 22g). Com este objetivo, procedeu-se à translação e cisalhamento vertical

dos blocos, já que os mesmos apresentavam apenas falhas com pequenos rejeitos e dobramento regional suave, deformação que deve ter sido ocasionada pela retirada de sal ao longo de toda a seção. Nesta época, o topo da camada evaporítica (nº 10) já mostrava algumas irregularidades, sugerindo fluxo de sal durante a deposição carbonática. Assim, as diferentes espessuras ao longo da camada 7 poderiam prever a distribuição de fácies carbonáticas sob diferentes lâminas d'água, bem como o controle da halocinese na deposição. Na hipótese das fácies de bancos carbonáticos se localizarem nas porções de camada menos espessa de carbonatos (o que pode ser verificado com dados de poços e sismofáceis), pressupõe-se que as regiões de confluência do fluxo (domos) devem ter induzido o paleorelievo para deposição. Caso contrário, numa situação menos provável, com as espessuras maiores da camada carbonática contendo fácies de alta energia, o fluxo de sal pode ter sido causado pela sobrecarga adicional dos bancos de água rasa.

As etapas finais (fig. 22h, 22i) representam a restauração das duas primeiras camadas depositadas acima do sal (camadas 8 e 9), com as respectivas remoção e descompactação para cada evento. A camada 8 mostra dobramentos e atividade de falhas somente na base (fig. 22h), tendo sido restaurada por cisalhamento vertical até um *datum* horizontal. A camada 9 (fig. 22i), que sofreu a deformação pós-evaporítica inicial, contém maior número de falhas, e foi restaurada por processos de cisalhamento vertical e translação, com posterior aumento da área do sal para ajustar o espaço criado.

Com a reconstituição da história geológica, observa-se que a halocinese foi condicionada, em parte pela distensão pós-*rift*, mas, principalmente, em decorrência da sobrecarga diferencial de sedimentos, distribuídos em áreas preferenciais de captação. As diversas etapas de restauração também evidenciaram que a estrutura de fechamento representada pela dobra anticlinal na área de locação iniciou sua formação logo após a deposição do *play* Arenito Namorado, com a dobra sofrendo continuamente aumento de amplitude devido ao crescimento de seção no baixo adjacente ao domo de sal. O estiramento pós-*rift* total (distensão *thin-skinned*) observado foi de 19%, com a principal fase de estiramento ocorrendo durante o final do Cretáceo. Este fato provavelmente deve ter impossibilitado a alimentação do reservatório por pulsos tardios de migração de hidrocarbonetos que porventura teriam ocorrido na história geológica da bacia.

A subsidência tectônica caracterizada pelo basculamento do substrato pré-evaporitos (inclinação α de 2,0° da base da camada de sal; fig. 22a) foi retirada por rotação anti-horária (fig. 22j), a fim de estimar a diferença entre a área do sal na seção original ($A=19,21 \text{ km}^2$, fig. 22a) e na seção restaurada ($A=28,51 \text{ km}^2$, fig. 22j), demonstrando um aumento de 48,4%.

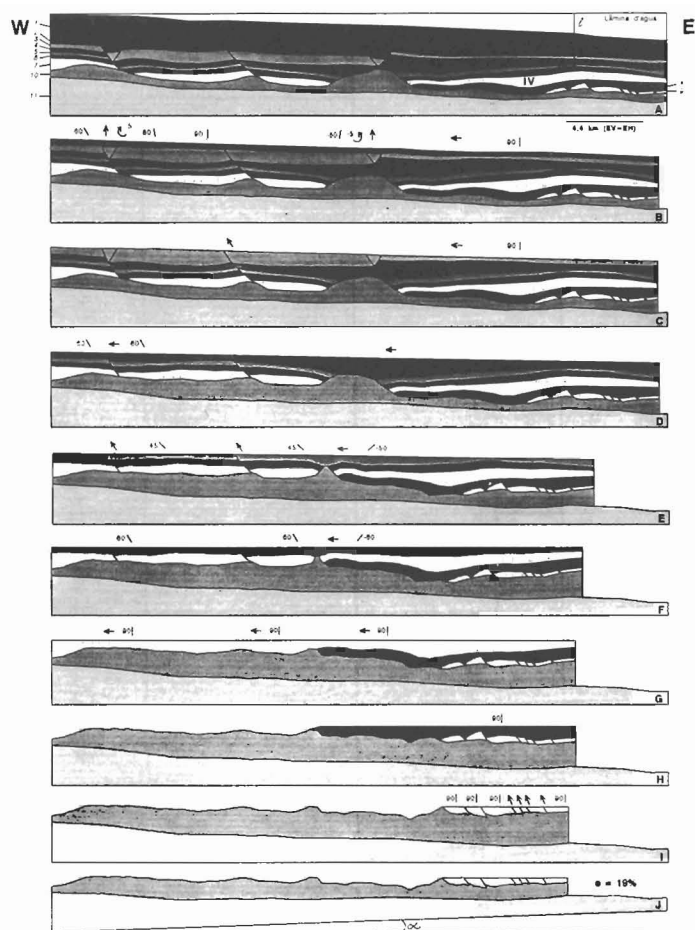


Fig. 22 - Restauração seqüencial da seção geológica I, situada a Norte do Campo de Albacora, Bacia de Campos (seção original de Flores e Magalhães, 1993; explicações no texto).

Fig. 22 - Sequential restoration of Geological Section I, situated northwards of the Albacora field, Campos Basin (original section by Flores and Magalhães, 1993; explanations along the text).

6.2 - Seção Geológica II

As seções restauradas (fig. 23) situam-se na parte central da Bacia de Campos, e foram baseadas numa seção geológica interpretada pela PETROBRAS e publicada no Atlas "Interpretação Sísmica da Estilos Estruturais" (Bally, 1983). A princípio, chamam a atenção três sistemas de falhas principais, denominados I, II e III. O sistema I afeta todas as camadas, estando representado por uma falha lítrica principal, com mergulho para a direita e as respectivas falhas de compensação com vergência oposta. Esta distribuição indica que os movimentos tectônicos pós-*rift* ocasionaram um *graben* na parte central e, sobre este, crescimento significativo da camada 2. O sistema II está restrito à camada 4, a primeira depositada acima dos evaporitos (camada 5), cujo fluxo causou, além desta falha, também dobramento ao longo da camada. Tais dobras devem ter se formado por colapso durante o estiramento e a retirada do sal, com o material absorvendo deformação

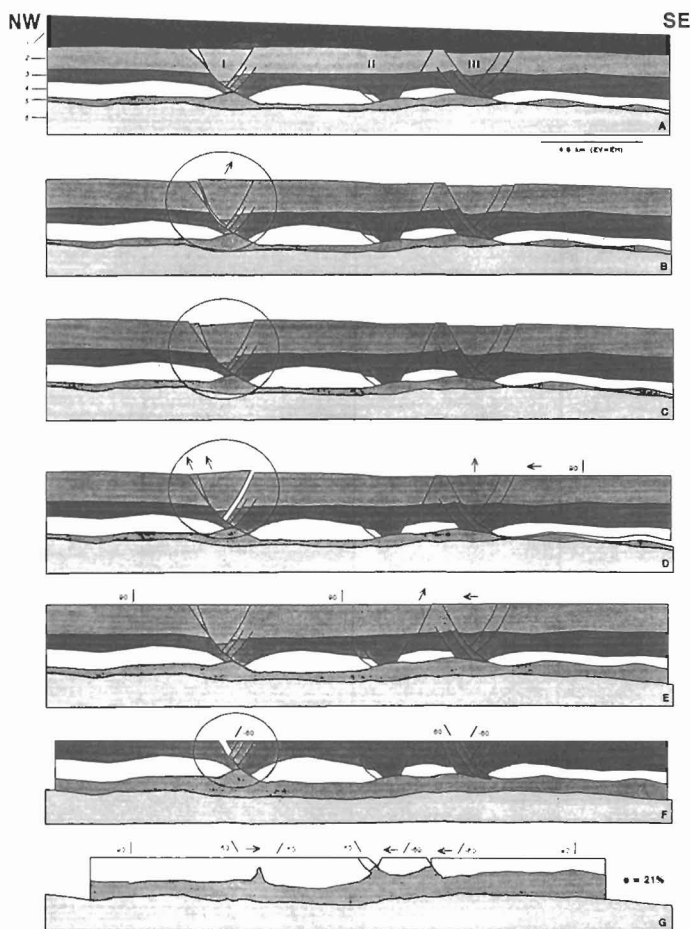


Fig. 23 - Restauração seqüencial da seção geológica II, situada na porção central da Bacia de Campos (publicada em Bally, 1983; explicações no texto).

Fig. 23 - Sequential restoration of Geological Section II, situated in the central portion of the Campos Basin (published in Bally, 1983; explanations along the text).

interna não-perceptível na linha sísmica original (em ordem menor de que a da resolução sísmica). O sistema III é semelhante ao primeiro, entretanto, evidencia menor crescimento de seção no bloco baixo.

Nas figuras de 23b a 23e, representa-se a restauração da camada 2 até um *datum* horizontal, após a remoção da camada 1, e descompactação da seção subjacente. A primeira transformação de blocos envolveu a reconstituição do *graben* do sistema I (fig. 23b), o que originou um problema de espaço após a translação do bloco central (área destacada pelo círculo). A partir deste ponto, para seguir com o processo de restauração, foi necessário modificar a forma original das falhas (círculo na figura 23c, comparar com a figura 23a), acrescentando-se um pequeno rejeito nas falhas da esquerda e inclinando um pouco o topo da camada 2 no *graben*.

A reconstituição da paleossuperfície deposicional da camada 2 foi feita após esta correção (fig. 23d, e), por meio

de processos de translação dos *grabens* dos sistemas I e III, cisalhamento vertical de todos os blocos e translação para conexão. Observar, na figura 23d, que o espaço entre as falhas do sistema I é perfeitamente restaurável com a translação e cisalhamento do bloco central, ao contrário da geometria inicial (fig. 23a). O espaço criado entre o topo do sal e os blocos que sofreram retrodeformação foi corrigido com o aumento da área do sal.

A etapa seguinte (fig. 23f) envolveu a remoção da camada 2 e descompactação da seção, com o objetivo de reconstituir o topo da camada 3 até um novo *datum* horizontal. Os blocos ao longo da seção foram retrodeformados por cisalhamento simples antitético (-60°) no bloco baixo dos sistemas I e III, e cisalhamento sintético (60°) no bloco alto do sistema III. Percebe-se no sistema I novamente um problema de espaço, decorrente ou de interpretação inicial errônea ou de movimento tectônico transversal à linha interpretada. Na segunda hipótese, para que a estrutura pudesse ser restaurada, a seção deveria ter sido interpretada em outra direção.

Como não foi feita uma reinterpretção da linha sísmica original publicada (fig. 23a), optou-se por desconsiderar este problema (em destaque na figura 23f) e proceder a restauração retirando-se a camada 3 e descompactando-se a seção (fig. 23g). Nesta última etapa, as poucas falhas e as dobras presentes na camada 4 foram restauradas por cisalhamento simples a 60° , antitético ou sintético, dependendo da situação das estruturas, e por cisalhamento vertical em áreas aparentemente não-associadas à formação destas falhas nas extremidades da seção. É importante salientar as irregularidades no topo da camada 5 (evaporitos) bem como ao longo da camada 4 (carbonatos albianos), o que deve também decorrer da interpretação original.

Comparando-se as seções interpretada (fig. 23a) e restaurada (fig. 23g), a camada de sal mostra aumento em área de 150% ($A = 8,671 \text{ km}^2$ na figura 23a e $21,64 \text{ km}^2$ na figura 23g). Ressalta-se, no entanto, que este é um valor superestimado, pois a subsidência total não foi reconstituída.

Convém lembrar que a interpretação original foi efetuada numa ordem de grandeza menor do que a seção I (menor fatiamento das camadas), portanto, não foi possível detalhar a interpretação com respeito à associação genética entre o fluxo de sal e a distensão pós-*rift*. Contudo, observa-se nas seções restauradas que o estiramento total (21%) distribuiu-se entre o Neoalbio e o topo do Cretáceo. Além disso, foram identificados, também, problemas de compatibilidade geométrica entre alguns trechos das seções restauradas e a seção interpretada, demonstrando que algumas estruturas não são balanceáveis, embora a seção possa ter interpretação admissível. Este fato sugere que a escolha da direção da linha foi inadequada para o balanceamento (diferente da direção de movimento tectônico) ou que a interpretação original deve ser revista

a fim de minimizar os problemas causados durante a restauração.

6.3 - Seção Geológica III

Na figura 24, ilustra-se a restauração de uma seção geológica transversal aos campos de Cherne e Namorado (respectivamente os altos centrais à esquerda e à direita da seção), Bacia de Campos, interpretada a partir de projeto sísmico 3D por Rostirolla e Pessoa (*in* Azambuja e Rostirolla, 1992). Na seção original (fig. 24a), observam-se três sistemas principais de falhamentos, afetando preferencialmente as camadas pré-eocênicas (abaixo da camada 4). O primeiro sistema, à esquerda, mostra um padrão complexo de falhas lítricas mergulhando em sentido opostos, adjacentes a um *graben* central levemente assimétrico. O sistema II corresponde a uma feição falha

lítrica-*rollover*, cujo movimento ocasionou a formação de um baixo relativo entre os dois campos. O sistema III, à direita, parece representar um baixo entre duas falhas com mergulhos opostos, entretanto, a restauração demonstrou que tais falhas devem corresponder à mesma estrutura cortada pela linha em dois pontos diferentes (*i.e.* numa direção *strike* ou oblíqua às estruturas).

A primeira etapa de restauração (fig. 24b) consistiu na reconstituição do topo da camada 3 até um *datum* horizontal, após a remoção das camadas 1 e 2 (não afetadas pelas falhas) e descompactação da seção subjacente. Os rejeitos que afetam o topo da camada 3 (Marco Azul) foram restaurados apenas por translação, já que a superfície encontrava-se previamente em posição sub-horizontal.

A etapa seguinte (fig. 24c) corresponde à reconstituição da geometria da camada 4 à época da deposição, posteriormente à remoção da camada 3 e descompactação da seção. Nesta etapa, foram necessários alguns processos de transformação um pouco mais trabalhados, em virtude de registro estrutural-estratigráfico observado. O bloco baixo, adjacente ao Campo de Cherne, no setor esquerdo da linha, foi restaurado por cisalhamento simples (60°) antitético à falha da direita neste *graben*. Os blocos da direita sofreram retrodeformação por translação e, em seguida, todo o conjunto foi submetido a um cisalhamento vertical, levando o topo da camada 4 (topo da seção (*pebbly*)) até um *datum* horizontal. O espaço criado após o cisalhamento e translação dos blocos foi corrigido com aumento da área do sal.

Na figura 24d mostra-se a reconstituição da camada 5 até um *datum* horizontal, após proceder-se à remoção da camada 4 e descompactação da seção. No setor esquerdo, o *graben* foi restaurado por cisalhamento vertical na parte central, e sintético (60° e -60°) nos altos adjacentes, enquanto no setor direito foram conduzidos processos de translação, rotação e cisalhamento simples vertical, localmente cisalhamento antitético a 35° no bloco baixo. Do mesmo modo como na fase anterior, o espaço criado foi corrigido com o aumento da camada do sal.

Em seguida à remoção da camada 5 e descompactação daquelas subjacentes, a deformação registrada na camada 6 foi restaurada até um *datum* horizontal (fig. 24e). Nesta etapa, percebe-se que o *graben* da direita não é restaurável na direção desta linha (ver área destaca pela elipse), confirmando a suposição de movimento tectônicos multidirecionais relacionados com halocinese (fluxo da camada 8); mesmo assim, optou-se por cisalhar verticalmente este bloco, considerando que qualquer direção de cisalhamento inclinado seria projetado a 90° na seção *strike*. No extremo esquerdo da linha, o *graben* foi retrodeformado por processos de cisalhamento sintético (60° e -60°), associados à rotação (-0,8°) e translação do bloco baixo até Alto de Cherne. No baixo central, entre os dois campos, foram efetuados

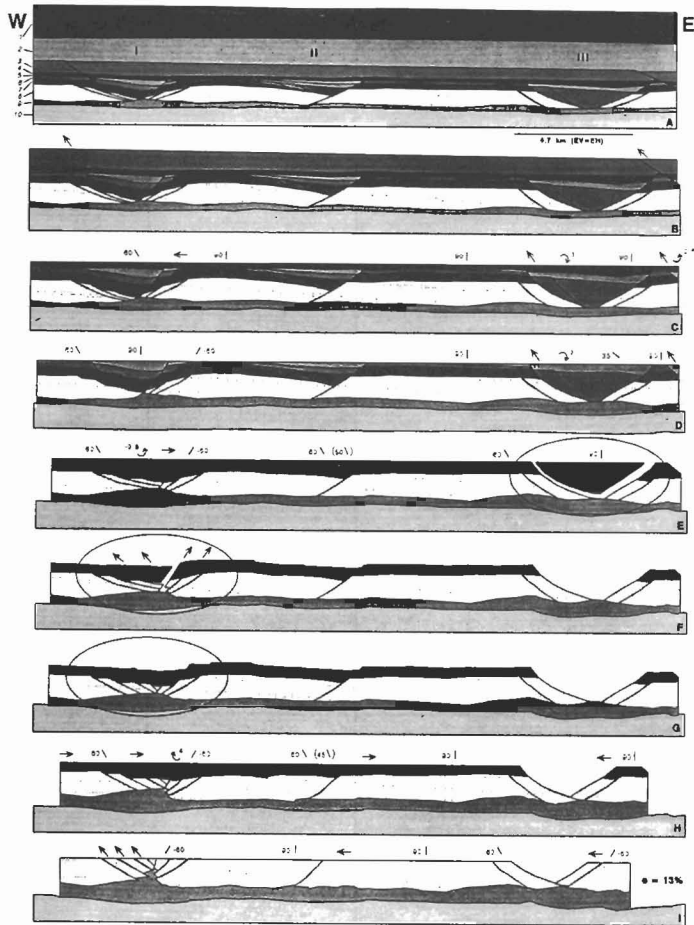


Fig. 24 - Restauração seqüencial da seção geológica III, transversal aos campos de Cherne e Namorado, Bacia de Campos (seção original de Azambuja e Rostirolla, 1992; explicações no texto).

Fig. 24 - Sequential restoration of Geological Section III, transversal to the Cherne and Namorado fields, Campos Basin (original section by Azambuja and Rostirolla, 1992; explanations along the text).

cisalhamentos antitéticos segundo ângulos com diferentes caimentos (60° nas camadas 5 e 6 e 50° na camada 7), considerando-se comportamento reológico distinto, embora sob o mesmo campo de tensões.

Na figura 24f, fica caracterizado outro problema na interpretação original no baixo à esquerda de Cherne. Os blocos pequenos foram trasladados para reconstituir o movimento ao longo de ambos os sistemas de falhas, o que levou à criação de espaços irregulares entre as mesmas (ver área destacada pela elipse). O traçado das falhas foi, então, refeito na figura 24g, partindo da premissa que as mesmas deveriam ter sido interpretadas com maior inclinação e menor curvatura na seção original.

Durante a quinta etapa de restauração (fig. 24h), o topo da camada 7 (seção Bota foi reconstituído até um *datum* horizontal, por meio de processos de translação, rotação e cisalhamentos sintéticos (60° e -60°) em ambos os lados do *graben* situado à esquerda da linha. No baixo entre os campos de Cherne e Namorado, as camadas 7 e 8 foram submetidas a cisalhamentos antitéticos (60° na camada 7 e 45° na camada 8). O restante da seção sofreu cisalhamento vertical e translação para conexão entre os blocos. Deve ser salientado que foi mantido o espaço originado com a restauração à direita do Campo de Namorado (etapa da figura 23e), pois a formação do baixo deve decorrer de movimentos tectônicos transversais à linha.

A etapa final (fig. 24i) teve como objetivo restaurar o topo da camada 8, após a remoção da camada 7 e descompactação. Os processos foram de translação e cisalhamento sintético (60°) no *graben* da esquerda, cisalhamento vertical e translação nos blocos centrais e cisalhamentos sintéticos (60° e -60°) nos blocos altos adjacentes ao baixo na extremidade direita da seção. Nesse período, percebe-se o aumento em área do sal ($A = 3,873 \text{ km}^2$ na figura 24a e $10,98 \text{ km}^2$ na figura 24i), representando um acréscimo de 184%. No entanto, deve-se ressaltar que este é um valor superestimado, pois a subsidência total não foi reconstituída.

O estiramento total foi de 13%, em sua maioria restrito à seção neocretácica. Assim como a seção geológica II (fig. 23), a seção III é, em parte, não-balanceável devido a problemas localizados de interpretação e da escolha inadequada da direção de alguns trechos, principalmente no baixo adjacente ao Campo de Namorado, no extremo E da linha. Por esta razão, seria prematuro concluir sobre as relações causais entre halocinese e evolução de falhas de crescimento nesta área.

7 - DISCUSSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS: A IMPORTÂNCIA DO BALANCEAMENTO PARA A EXPLORAÇÃO DE PETRÓLEO

Durante a prospecção de petróleo, o exploracionista

trabalha continuamente com um modelo, baseado em sua percepção, de como os fatores reservatório, selo, geração, migração e tempo de trapeamento interagiram numa determinada área e produziram uma acumulação. A predição destes fatores vem sempre carregada de forte dose de subjetividade, já que os dados são, em sua maioria, fragmentários e obtidos de modo indireto (e.g. dados de subsuperfície).

Não obstante as dificuldades inerentes ao próprio processo exploratório, a tecnologia para a exploração de petróleo tem avançado muito nos últimos anos, principalmente na melhoria da qualidade dos dados adquiridos, possibilitando interpretações cada vez mais coerentes e menos sujeitas a erros. Quanto melhor a qualidade de aquisição do dado, melhor a informação disponível, fazendo com que o técnico disponha de um banco de dados muito mais confiável.

Por conseguinte, em decorrência do grande número de dados e de sua complexidade, a avaliação de determinada área potencial exige análise multidisciplinar e, mais importante, com os processos sendo estudados no espaço e no tempo geológico. Assim, a partir da conformação atual, o geólogo deve inferir como os fenômenos ocorreram no passado, situação que requer raciocínio dedutivo para a identificação e interpretação dos fatores de acumulação.

O entendimento do prospecto e, conseqüentemente, sua avaliação, representa o resultado de um trabalho que passa por compreender os processos termotectônicos que controlaram a evolução da bacia e a geometria e distribuição das *fácies* sedimentares componentes das seqüências deposicionais. Em resumo, qualquer análise exploratória, seja ou não com auxílio de computador, requer a elaboração de reconstituições paleoestruturais e paleogeográficas ao longo da história da evolução da bacia, essencialmente nas principais épocas de acumulação. Esta metodologia corresponde ao que denomina-se de "reconstituição palinspástica" (termo cunhado por Kay, 1937; *in* Bates e Jackson, 1987).

A técnica de balanceamento de seção representa apenas pequena parte do processo exploratório, todavia tem fundamental importância, pois permite ao exploracionista testar a confiabilidade de sua interpretação em duas dimensões e, a partir de várias seções restauradas e balanceadas, construir as superfícies palinspásticas.

Os métodos de restauração foram, no princípio, desenvolvidos com o objetivo de testar e aprimorar a interpretação de seções transversais (capítulos 1 e 2). Atualmente, a integração do balanceamento com outras ferramentas exploratórias vai um pouco mais além, tornando possível definir as superfícies paleodeposicionais, conseqüentemente, auxiliando na predição de *fácies*-reservatório e selo, assim como a distribuição das possíveis rotas de migração na época de acumulação (e.g. atividade de falhas), o tempo de estruturação em relação aos outros

eventos e o tipo de trapa (tabela II). Necessariamente, a restauração deve ser feita durante a etapa inicial do processo exploratório, para validação do modelo geológico.

O sucesso na aplicação das técnicas de balanceamento é avaliado na medida em que o procedimento proporcionar uma reprodução geométrica confiável da estrutura em estudo, bem como um quadro evolutivo coerente. Para uma dada feição, a precisão dos modelos dependerá do grau de correlação entre o mecanismo deformacional e o método de restauração conduzido pelo intérprete.

No que diz respeito aos fatores geração e migração, a utilização do balanceamento pode contribuir com a configuração paleoestrutural, a partir da qual infere-se o campo de tensões e as direções de fraturas abertas durante a expulsão e migração secundária, definindo os potenciais dutos e suas épocas de atividade. Além disso, já que a força diretora da migração secundária é a flutuação (quando estão ausentes fatores hidrodinâmicos), o petróleo tenderá a migrar ao longo das superfícies de contorno que definem a área de drenagem (mapas de ortocontorno). Tais mapas, se construídos após a restauração e balanceamento para as várias épocas, correspondem à base de dados ideal para modelagem das rotas de paleomigração, pois representam com fidelidade a conformação geométrica à época da acumulação.

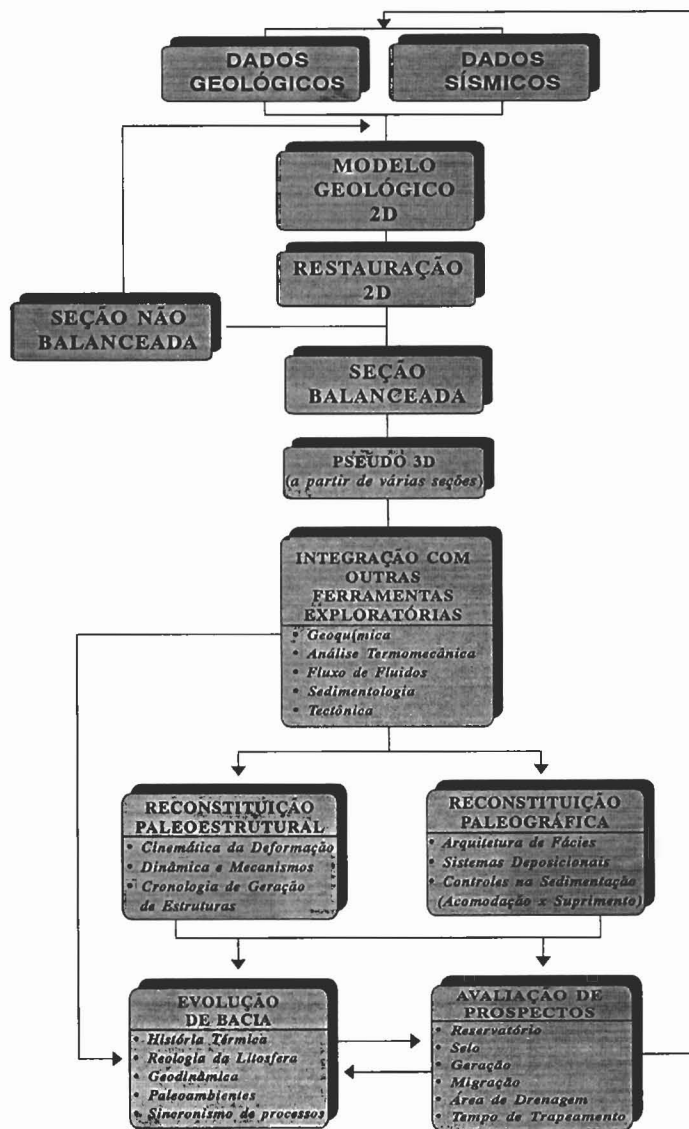
Com relação ao fator reservatório, a técnica de balanceamento pode auxiliar com os mapas paleogeográficos, que associados aos dados de perfis, rocha e sismofácies caracterizam potenciais unidades de fluxo de fluidos. Por outro lado, o ambiente tectonossedimentar pode também ajudar no entendimento da distribuição das *fácies-reservatório* e composição da litologia, principalmente se for efetuada a comparação entre as taxas de acomodação, suprimento e heterogeneidade de reservatório (em especial aquelas de primeira ordem, na escala de centenas de metros a quilômetros). Do mesmo modo, podem ser obtidos preditivamente os locais com potencial para deposição de rochas com baixa permeabilidade ou selo.

O último requisito para a acumulação efetiva é a trapa, que representa a localização em subsuperfície de um obstáculo para a migração de petróleo em direção à superfície. A técnica de balanceamento é eficaz nesta etapa do processo exploratório, ajudando a definir os sítios de acumulação. Os processos de retrodeformação podem indicar se o controle foi estrutural, estratigráfico ou misto, o que em conjunto com as outras ferramentas exploratórias (geoquímica, análises termomecânica e de fluxo de fluidos, sedimentologia e tectônica) caracteriza o mecanismo e o tempo de formação da trapas. A restauração é extremamente importante em bacias ou domínios que apresentam eventos de deformação múltiplos e que, em geral, são síncronos a processos deposicionais auto – e aloéclicos.

Para que estes objetivos sejam alcançados

TABELA II/ TABLE II

FLUXOGRAMA COM AS FASES DE RESTAURAÇÃO E BALANCEAMENTO DURANTE O PROCESSO EXPLORATÓRIO
FLOWCHART WITH THE RESTORATION PHASES AND BALANCING DURING THE EXPLORATION STAGE



satisfatoriamente, alguns cuidados precisam ser tomados com relação à interpretação estrutural anterior à restauração. Assume-se, por meio do balanceamento, que não houve entrada ou saída de material no plano da seção geológica (*plane strain*). Para respeitar essa limitação da técnica, deve-se trabalhar com seções geológicas paralelas à direção do transporte tectônico (ex. perpendicular ao eixo de uma bacia *rift* ou mergulho abaixo em áreas de

escorregamento gravitacional). Uma seção que corta falhas de transferência (e.g. Gibbs, 1984) ou zonas de acomodação (e.g. Bosworth, 1985) não pode ser restaurada adequadamente por envolver deslocamento direcional.

Deformação plana pode ser uma premissa inadequada para o desenvolvimento de muitas dobras em *rollover*. Traços lístricos de falhas normais (arqueados em mapa e côncavos na direção do movimento tectônico) indicam significativa deformação tridimensional. De acordo com Rowan e Kligfield (1989), ao modelar geometrias usando *rollers* influenciados por expressivos componentes de movimentação de massa para fora do plano de seção geológica deve-se ter a noção de que isto afetará negativamente a precisão de qualquer solução geométrica. Em áreas de tectônica salífera, seções cruzando almofadas circulares ou diápiros devem ser tratadas com cuidado por que a movimentação do material é complexa. Contudo, alguns exemplos publicados de seções perpendiculares a cadeias lineares ou diápiros de sal (e.g. Jenyon, 1988) parecem satisfazer a condição de deformação plana e, conseqüentemente, podem ser restauradas e balanceadas com mais segurança. Este critério representa uma simplificação das leis naturais, entretanto, foi aqui utilizado nas aplicações práticas (capítulo 6).

Observa-se com clareza nas seções geológicas restauradas (capítulo 6) que a premissa de que o bloco alto de falhas normais permanece indeformado, em muitos casos não condiz com a observação. Fluxo de sal ou folhelho pode deformar o bloco alto e, em algumas estruturas, o diapirismo incipiente pode inclusive ser o responsável pela nucleação da falha principal (e.g. Bruce, 1973). Quando o processo de diapirismo é síncrono ao desenvolvimento do sistema falha lístrica/dobra, modifica a forma da falha, bem como de horizontes-chave na dobra, mascarando qualquer relação geométrica predizível.

Como observado nas seções I, II e III restauradas, a compactação modifica as formas das camadas e da falha principal (cf. os modelos de Shelton, 1984; Xiao e Suppe, 1989) e, então, distorce as relações geométricas estruturais. Felizmente, a severidade das complicações induzidas pela compactação tende a decrescer com o aumento da profundidade. Xiao e Suppe (1989) demonstraram que grande parte da horizontalização de falhas lístricas provocadas por compactação ocorre nas primeiras centenas de metros de soterramento e que mudança de mergulho das falhas devido à compactação em profundidades maiores são relativamente pequenas (aproximadamente 1°/km).

Outra fonte potencial de erro está relacionada à forma e orientação do estado indeformado ou "regional". Se a superfície deposicional original era não-horizontal, deve ser reconstituída como tal para que distorções falsas não sejam introduzidas na forma dos horizontes mapeados (Rowan e Kligfield, 1989), tal como foi efetuado durante a restauração da seção geológica I (capítulo 6, item 6.1).

Por fim, é importante destacar algumas deficiências

dos programas de balanceamento hoje disponíveis, principalmente a impossibilidade de calibração paleobatimétrica e reconstituição da subsidência total (mecânica + térmica + sobrecarga sedimentar) em cada etapa de restauração. Outros problemas decorrem do próprio processo de interpretação geológica ou da coleta de dados, induzindo a erros acumulativos durante o balanceamento. Entre eles, estariam a dificuldade de predição da taxa de dispersão de sedimentos no sítio deposicional (em função da energia do ambiente), quantificação da perda de seção por eventos erosivos, número de dados cronoestratigráficos insuficientes e, dependendo da área estudada, a indisponibilidade de linhas sísmicas nas direções do movimento tectônico formador de estruturas.

AGRADECIMENTOS

Ao geólogo Renato Oscar Kowmann pela importante contribuição na correção do texto e nas discussões sobre o assunto; aos geólogos Flávio Luís Fernandes e Marcelo Figueiredo de Azevedo Jr. pela revisão do manuscrito; aos colegas Heriberto Valladares dos Santos e Maria de Lourdes T. Esperança pelo auxílio na edição gráfica de algumas figuras e a todos que, direta ou indiretamente, auxiliaram na execução deste trabalho. Ao Dr. Peter Szatmari pela revisão crítica do artigo e à PETROBRAS pela autorização para publicação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, P.A., ALLEN, J.R. *Basin analysis: principles & applications*. Oxford: Blackwell, 1990. 451 p.
- AZAMBUJA, N.C.F.º, ROSTIROLLA, S.P. *Desenvolvimento de metodologia para a reconstituição tectônica e sedimentar de bacias*. Aplicação nos campos de Bagre, Cherne e Namorado, Bacia de Campos, com enfoque na seção albo-eocênica. Rio de Janeiro: CENPES. DIVEX. SESTRA, 1992. (Relatório, Pré-Projeto).
- BATES, R.L., JACKSON, J.A. (Ed.) *Glossary of geology*. 3 ed. Alexandria. American Geological Institute, 1987. 788 p.
- BALLY, A.W., GORDY, P.L., STEWART, G.A. Structure seismic data and orogenic evolution of southern Canadian Rocky Mountains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, Calgary, v. 14, p. 337-381, 1966.
- BALLY, A.W. *et al. Llistric normal faults*. Montreal: Oceanologica Acta, 1981. v.4, p. 87-101.
- BALLY, A.W. *Estructural styles in extensional basins*

- American Association Petroleum Geology*, studies in Geologie Series, n. 15, Tusa, 1983.
- BALLY, A.W. (Ed.). *Seismic in pression of structural styles: a picture and word atlas* Tulsa: American Association of Petroleum Geologist, 1983. p. 2.2.3-51 - 2.2.3-58. (AAPG Studies in Geology series, v.2, n.15, cap. 2. Campos and Espírito Santo basins, offshore, Brazil).
- BOSWORTH, W. Off-axis volcanism in the Gregory rift, east Africa: implications for models of continental rifting. *Geology*, Boulder, v. 13, n. 6., p. 397-400, 1985.
- BRUCE C.H. Pressured shale and related sediment deformation: mechanism for development of regional contemporaneous faults. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Tulsa, v. 52, p. 878-886, 1973.
- CARTER, N.L., HANSEN, F.D. Creep of Rock Salt. *Tectonophysics*, Amsterdam, v. 92, n. 4, p. 275-333, Mar. 1983.
- CLOSS, E. Experimental analysis of Gulf Coast fracture patterns. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. Tulsa, v. 52, n. 3, p. 420-444, Mar. 1968.
- CRANS, W., MANDL, G., HAREMBOURE, J. On the theory of growth faulting: a geomechanical delta model based on gravity sliding. *Journal of Petroleum Geology*, Blaconsfield, v. 2, n. 3, p. 265-307, 1980.
- DAHLSTROM, C.D. A. Balanced cross - sections. *Canadian Journal of Earth Science*, Ottawa, v. 6. p. 743-754, 1969.
- DAHLSTROM, C.D.A. Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Moutains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, Ottawa, v. 18, n. 3, p. 332-406, Sept. 1970.
- DAVISON I. Listric normal fault profiles: calculation using bed-length balance and fault displacement. *Journal of Structural Geology*, Pergamon, v. 8, n. 2, p. 209-210, 1986.
- DULA, W.F. Jr. Geometric models of listric normal faults and rollover folds. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Tulsa, v. 75, n. 10, p. 1609-1625, Oct. 1991.
- DUVAL, B., CRAMEZ, C. JACKSON, M.P.A. Raft tectonics in the Kwanza Basin, Angola. *Marine and Petroleum Geology*, Guilford, v. 9, n. 4, p. 389-404, 1992.
- ELLIOT, D. The construction of balanced cross-sections. *Journal of Structural Geology*, Pergamon, v. 5, n. 2, p. 101, 1983.
- FLORES, J.L., MAGALHÃES, P.M. *Reconhecimento exploratório a Norte do Campo de Albacora*. Rio de Janeiro: PETROBRAS. DEPEX. DESUD, 1993. 64 p. (Relatório interno).
- GALVÃO M.V.G. Balanceamento de seções geológicas transversais: princípios e técnicas. *Informativo Exploratório*, Rio de Janeiro, n. 5, 9 p., Jun. 1993.
- GIBBS, A.D. Balanced cross - section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics *Journal of Structural Geology*, Pergamon, v. 9, n. 2, p. 153 - 160, 1983.
- GIBBS, A.D. Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of the Geological Society of London*, London, v. 141, p. 609-620, 1984.
- GROSHONG, R. H.Jr. Half - graben structures: balanced models of extensional fault-bend folds. *Geological Society of America Bulletin*, Boulder, v. 101, n. 1, p. 96 - 105, Mar. 1989.
- HUMPHRIS C.C.Jr. Salt movement on continental slope, northern Gulf of México. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Tulsa, v. 63, n. 5, p. 782 - 798, May 1979.
- JACKSON, M.P.A., TALBOT, C.J. External shapes, strain rates, and dynamics of salt structures. *Geological Society of America Bulletin*, Boulder, v. 97, n. 3, p. 305-323, Mar. 1986.
- JACKSON, J.A. *et al.* Relations between normal-fault geometry, tilting and vertical motions in extensional terrains: an exemple from the Southern Gulf of Suez. *Journal of Structural Geology*, Pergamon, v. 10, n. 2, p. 155-170, 1988.
- JAMISON, W.R. Geometric analysis of fold developments in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology*, Pergamon, v. 9, n. 2, p. 207-219, 1987.
- JENYON, M.K. Overburden deformation related to the pre-piercement development of salt structures in the North Sea. *Journal of the Geological Society of London*, London, v. 145, p. 445-454, 1988.
- KUKAL, Z. The rate of geological processes. *Earth Science Reviews*, Amsterdam, v. 28, n. 1/3, 284 p., 1990.
- LANA, M., BENDER, A.A. *Recon - Manual do usuário: versão 1.0*. Rio de Janeiro: PETROBRAS: DEPEX. CENPES, 1992. 89 p.

- MANDL, G. *Mechanics of tectonic faulting: models and basic concepts*. Amsterdam: Elsevier, 1988. 407 p. (developments in structural geology, 1).
- MORETTI, I., COLLETTA, B., VIALLY, R. Theoretical model of block rotation along circular faults. *Tectonophysics*, Amsterdam, v. 153, n. 1/4, p. 313 - 320, Oct. 1988.
- OCAMB, R.D. Growth faults in south Louisiana. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, New Orleans, v. 11, p. 139-173, 1961.
- PARK, R.G. *Foundations of structural geology*. New York: Chapman and Hall, 1989. 148 p.
- QUARLES, M. Jr. Salt ridge, hypothesis on the origin of Texas Gulf Coast type of faulting. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Tulsa, v. 37, n. 3, p. 489-508, Mar. 1953.
- RAMSAY, J.G. *Folding and fracturing of rocks*. New York: Mc Graw-Hill, 1967. 568 p.
- RAMSAY, J.G., HUBER, M.I. *The techniques of modern structural geology*. London: Academic Press, 1987. v. 2, 700 p.
- ROWAN, M.G. *Rollover shape, fault prediction and deformation mechanics of listric normal faults: abstracts with programs*. [s.l.] : [s.n.], 1987. 825 p. (Geological Society of America, 19).
- ROWAN, M.G., KLIGFIELD, R. Cross section restoration and balancing as aid to seismic interpretation in extensional terranes. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Tulsa, v. 73, n. 8, p. 955-966, Aug. 1989.
- SCHULTZ - ELA, D.D. Restoration of cross-sections to constrain deformation processes of extensional terranes. *Marine and Petroleum Geology*, Guildford, v. 9, n. 4, p. 372-388, 1992.
- SENI, S. J., JACKSON, M.P.A. Evolution of salt structures, East Texas Diapir Province, part 2: patterns and rates of halokinesis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Tulsa, v. 67, n. 8, p. 1245-1274, Aug. 1983.
- SHELTON, J.W. Listric normal faults: an illustrated summary. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Tulsa, v. 68, n. 7, p. 801-815, June 1984.
- SUPPE, J. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, New Haven, v. 283, p. 684-721, 1983.
- VENDEVILLE, B. C., COBBOLD, P.R. How normal faulting and sedimentation interact to produce listric fault profiles and stratigraphic wedges. *Journal of Structural Geology*, Pergamon, v. 10, n.7, p. 649-659, 1988.
- VENDEVILLE, B.C., JACKSON, M.P.A. The rise of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology*, v. 9, n. 4, p. 331-353, 1992a.
- VENDEVILLE, B.C., JACKSON, M.P.A. The fall of diapirs during thin - skinned extension. *Marine and Petroleum Geology*, v. 9, n. 4, p. 354-374, 1992b.
- WALCOTT, R.I. Flexural rigidity, thickness and viscosity of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, Washington, v. 75, p. 3941-3954, 1970.
- WERNICKE, B., BURCHFIEL, B.C. Modes of extensional tectonics. *Journal of Structural Geology*, Pergamon, v. 4, n.2, p. 105-115, 1982.
- WHEELER, J. Variable-heave models of deformation above listric normal faults: the importance of area conservation. *Journal of Structural Geology*, Pergamon, v. 9, n. 8, p. 1047-1049, 1987.
- WHITE, N.J., JACKSON, J.A., MCKENZIE D.P. The relationship between the geometry of normal faults and that of the sedimentary layers in their hanging walls. *Journal of Structural Geology*, Pergamon, v. 8, n.8, 897-909, 1986.
- WILHELM, O., EWING, M. Geology and history of the Gulf of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, Boulder, v. 83, n. 3, p. 575-600, Mar. 1972.
- WILLIAMS G., VANN, I. The geometry of listric normal faults and deformation in their hanging walls. *Journal of Structural Geology*, Pergamon, v. 9 n. 7, p. 789-795, 1987.
- WORRAL, D.M., SNELSON. S. Evolution of the northern Gulf of Mexico, with emphasis on Cenozoic growth faulting and the role of salt. In: BALLY, A.W. PALMER, A.R. (Ed.), *The Geology of North America: an overview*. Boulder: Geological Society of America, 1989 p. 97-138. (the Geology of North America, v. a).
- XIAO, H.B., SUPPE, J. Role of compaction in listric shape of growth normal faults. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Tulsa v. 73, n. 6, p. 777-786, June 1989.
- XIAO, H.B., SUPPE, J. Origin of rollover. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Tulsa, v. 76, n. 4, p. 509-529, June 1992.

EXPANDED ABSTRACT

A balancing geological cross section technique is presented as an exploration tool that is being used more frequently by the oil industry. The elaboration of this work results from the necessity of demonstrating the importance of the balancing technique to validate geological environments, as well as to obtain paleogeographical and paleostructural reconstruction of the sedimentary basins. Additionally, the balancing when integrated to other exploration techniques, such as geochemistry, thermomechanical analysis, fluid flow simulation, sedimentology and tectonics, greatly helps basin analysis and the evaluation of prospects.

The balancing technique consists in restoring the registered deformation in a certain geological section with the objective of proving if there is a mass balance and coherence between the interpreted and restored section. This procedure when carried out in such a way as to obtain the detailed geological history through time, requires the utilization of software based on algorithms that permit complex graphical transformations. During the analytical process the layers are decompacted and the fault blocks are treated as modules that are retrodeformed by translation, rotation, and simple shearing to the pre-deformational situation defined by the interpreter. The reconstruction of the geometry often makes possible the construction of geological models, with higher margins of confidence, that may be used to infer the routes of paleomigration, and the distribution of the facies-reservoir and of the trapping process.

The text is subdivided in four fundamental portions: the first refers to the concept of balancing; the second presents the basic theory, on the evolution processes of passive margins, the genesis of growth faults, gravitational deformation and halokinesis; the third presents the main techniques of restoration in post-rift extensional tectonic regimes and the available palinspastic reconstruction methods; and the last discusses the practical application of balancing technique in three geological sections of the Campos Basin, previously interpreted, with a later discussion on the balancing technique as an exploration tool.

The Geological Section I is situated north of Albacora Field at the deep water portion of the Campos Basin, and its original interpretation (Flores and Magalhães, 1993) had as objective the well location area defined

by letter I. With the reconstruction of the geological history, it was observed that halokinesis was partially conditioned by post-rift extensions but mainly as a consequence of the differential load depositional of the sediments distributed in the preferential areas. The several stages of restoration also showed that the closure structure, represented by an anticline fold in the area, started forming right after the deposition of the Namorado Arenite play, with the fold undergoing a continuous increase in amplitude due to the growth of the section in the lowlands adjacent to the salt dome. The post-rift total stretching (thin-skinned extension) observed was of 19%, with the main time of stretching having occurred during the end of the Cretaceous which made it difficult to feed the reservoir by means of migratory pulses of younger hydrocarbons.

Geological Section II is situated in the central portion of the Campos Basin having been published by Bally (1983). The original interpretation did not have the same level of detail as Section I (less slicing of the layers), thus, it was not possible to focus the interpretation with respect to the generic association between salt flow and post-rift extension. However, it was observed in the restored sections, that the total stretching (21%) was distributed between the Neo-albian and the top of the Cretaceous. Furthermore, problems with the geometrical compatibility between some of the segments of the restored sections and the interpreted section were observed, demonstrating that some structures are not capable of balancing although the section may have an admissible interpretation. This fact suggests that an inadequate choice of line direction for balancing was made, or that the original interpretation must be reviewed in order to minimize the problems caused during the restoration.

Geological Section III is transversal to the Cherne and Namorado fields on the Campos Basin, having been interpreted by Rostirolla and Pessoa (in Azambuja and Rostirolla, 1992) from the seismic project 3D. The total stretching was of 13%, in its majority also restricted to the Neocretacic section. Similar to Section II, Section III is partly not-balanceable due to specific interpretation problems and inadequate selection of the direction of certain portions, specially on the lowland adjacent to

the Namorado field in the extreme east of the line. For this reason, it would be pre-mature to conclude on the casual relations between halocynesis and the evolution of growth faults in the area. It is important to stress that the objective was not to return to the original sections and make a re-interpretation in order to correct the balancing problems detected, but only to explain and discuss the benefits of the technique.

The restoration methods have proved to be extremely useful for the test of the original sections as well as to

demonstrate (in 2D) the chronology of the fault activities, possible ducts for migration, and the paleogeographic and paleostructural configurations associated with gravitational and halokinetic tectonics, factors that necessarily must be considered during prospect evaluation. The next step which is not developed here would be to make the restoration and balancing of the various paralell and proximal lines amongst themselves, which would allow the elaboration of tridimensional palinpastic models.