



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE

CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA

Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Desenvolvimento de dobras e falhas em ambiente distensional: Aplicação da modelagem física

Autor:

Diogo Fonseca Alves Gaspar

Dissertação n°: 94

Orientador: Prof. Dr. Fernando César Alves da Silva

Natal/RN, Fevereiro 2010



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E
GEOFÍSICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Desenvolvimento de dobras e falhas em ambiente distensional: Aplicação da modelagem física

Autor:

Diogo Fonseca Alves Gaspar

Dissertação apresentada à
Universidade Federal do Rio
Grande do Norte em 5 de Março
de 2010, como requisito à
obtenção do grau de MESTRE em
Geodinâmica.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Fernando César Alves da Silva (PPGG/UFRN-Orientador)

Prof. Dr. Alex Francisco Antunes (PPGG/UFRN)

Prof. Dr. Julio Cesar Horta de Almeida (UERJ)

Natal/RN, 5 de Março de 2010

É o vento que me leva.
O vento lusitano.
É este sopro humano
Universal
Que enfina a inquietação de Portugal.
É esta fúria de loucura mansa
Que tudo alcança
Sem alcançar.
Que vai de céu em céu,
De mar em mar,
Até nunca chegar.
E esta tentação de me encontrar
Mais rico de amargura
Nas pausas da ventura
De me procurar...

Miguel Torga, in 'Diário XII'

Resumo

A modelagem geológica permite analisar, na escala de laboratório, a evolução geométrica e cinemática de estruturas geológicas. A importância do conhecimento destas estruturas adquire maior relevo considerando a sua influência na criação de condutos ou trapas de fluidos tais como hidrocarbonetos ou água.

No presente trabalho simulou-se a formação de dobras e falhas em ambiente tectônico distensional, através de experimentos de modelagem física, utilizando um aparato do tipo “caixa-de-areia”, e *software* de modelagem computacional.

A modelagem física de estruturas desenvolvidas no bloco alto de uma falha lístrica, mostrou a formação de zonas axiais ativas e inativas, respectivamente em regiões proximais e distais da falha mestra. Em consonância com a literatura, verificou-se a formação de um anticlinal *rollover* entre as duas zonas axiais. O colapso da crista do anticlinal forma *grabens* delimitados por falhas secundárias, de aspecto curvilinear, perpendiculares à distensão. Junto às falhas secundárias foi possível registrar o surgimento de algumas dobras transversais, paralelas à distensão, caracterizadas por um sinclinal no teto da falha. Foram observadas, também, dobras de arrasto junto à superfície das falhas. Estas dobras são paralelas à falha mestra e são representadas por anticlinais no piso e sinclinais no teto da falha.

Para observar a influência de variações (largura e mergulho) na geometria do piso de uma falha *flat-ramp* realizaram-se duas séries experimentais, sendo uma com o piso (flat) variando tanto em inclinação como em largura e a segunda onde o piso é horizontal mas conservou-se a variação de largura entre um extremo e o outro da falha. Esses experimentos desenvolveram falhas secundárias, perpendiculares à direção de distensão, que foram agrupadas em três conjuntos: i) *falhas antitéticas* com geometria curvilinear, *falhas sintéticas*, com uma geometria mais retilínea, nucleadas da base para o topo da pilha sedimentar. As falhas normais antitéticas podem rotacionar durante a distensão, passando a apresentar uma cinemática pseudo-inversa. ii) *Falhas nucleadas no topo da pilha sedimentar*. A propagação dessas falhas é feita pela coalescência de segmentos, às vezes originando rampas de revesamento. iii) *Falhas reversas*, nucleadas na interface piso-rampa da falha mestra. Comparando os dois modelos verifica-se que a

inclinação do piso favorece uma nucleação diferenciada das falhas nos dois extremos do experimento.

Além das falhas, esses dois modelos com falha *flat-ramp* geraram um par anticlinal/sinclinal, de primeira ordem e dobras de arrasto e transversais, de segunda ordem. O anticlinal forma-se acima do piso da falha subparalelo ao plano da falha mestra, enquanto o sinclinal desenvolve-se em porções mais distais à falha mestra. Com base nas variações geométricas destas dobras ao longo da extensão da falha mestra foi possível definir três domínios estruturais distintos.

Usando os modelos físicos como padrão, foi realizada a modelagem computacional de falhas *flat-ramp* apresentando mudanças geométricas no piso. Foram geradas falhas secundárias antitéticas, sintéticas e reversas de características semelhantes em ambos os modelos. A modelagem computacional gerou duas dobras, um anticlinal na região acima do piso da falha mestra, e um sinclinal mais distal à falha. Com base nas variações geométricas destas dobras é possível definir três domínios estruturais paralelos à direção da distensão. Esses dados reforçam os resultados obtidos com a modelagem física.

A comparação de dados reais de uma falha com geometria *flat-ramp* da Bacia Potiguar com dados das simulações física e computacional, permitiu verificar que, em ambos os casos, uma variação na arquitetura do piso produz, também, variação na arquitetura do teto da falha.

Abstract

The geological modeling allows, at laboratory scaling, the simulation of the geometric and kinematic evolution of geological structures. The importance of the knowledge of these structures grows when we consider their role in the creation of traps or conduits to oil and water.

In the present work we simulated the formation of folds and faults in extensional environment, through physical and numerical modeling, using a “sandbox” apparatus and MOVE2010 software.

The physical modeling of structures developed in the hangingwall of a listric fault, showed the formation of active and inactive axial zones. In consonance with the literature, we verified the formation of a rollover between these two axial zones. The crestal collapse of the anticline formed grabens, limited by secondary faults, perpendicular to the extension, with a curvilinear aspect. Adjacent to these faults we registered the formation of transversal folds, parallel to the extension, characterized by a syncline in the fault hangingwall. We also observed drag folds near the faults surfaces, these faults are parallel to the fault surface and presented an anticline in the footwall and a syncline hangingwall.

To observe the influence of geometrical variations (dip and width) in the flat of a flat-ramp fault, we made two experimental series, being the first with the flat varying in dip and width and the second maintaining the flat variation in width but horizontal. These experiments developed secondary faults, perpendicular to the extension, that were grouped in three sets: i) *antithetic faults* with a curvilinear geometry and *synthetic faults*, with a more rectilinear geometry, both nucleated in the base of sedimentary pile. The normal antithetic faults can rotate, during the extension, presenting a pseudo-inverse kinematics. ii) *Faults nucleated at the top of the sedimentary pile*. The propagation of these faults is made through coalescence of segments, originating, sometimes, the formation of relay ramps. iii) *Reverse faults*, are nucleated in the flat-ramp interface. Comparing the two models we verified that the dip of the flat favors a differentiated nucleation of the faults at the two extremities of the mater fault.

These two flat-ramp models also generated an anticline-syncline pair, drag and transversal folds. The anticline was formed above the flat being sub-parallel to the master fault plane, while the syncline was formed in more distal areas of the fault. Due the geometrical variation of these two folds we can define three structural domains.

Using the physical experiments as a template, we also made numerical modeling experiments, with flat-ramp faults presenting variation in the flat. Secondary antithetic, synthetic and reverse faults were generated in both models. The numerical modeling formed two folds, and anticline above the flat and a syncline further away of the master fault. The geometric variation of these two folds allowed the definition of three structural domains parallel to the extension. These data reinforce the physical models.

The comparisons between natural data of a flat-ramp fault in the Potiguar basin with the data of physical and numerical simulations, showed that, in both cases, the variation of the geometry of the flat produces, variation in the hangingwall geometry.

Agradecimentos

Na senda dos meus antepassados parti para uma aventura em terras distantes e estranhas. Uma aventura com desafios a serem conquistados, alegria, tristeza, amor e carinho.

Agradeço aos meus pais e ao resto da família que lá ficou e mesmo à distância me ajudou a vencer os desafios.

Agradeço aos que me receberam, me ajudaram a viver neste encantador país tropical. Sem nenhuma ordem especial:

- PPGG, todos os seus funcionários e professores, que tão bem me receberam;
- Nilda, a salvadora;
- Sr. Emanuel, pelo apoio sempre presente “ sô Manu, brigadu!”;
- Prof. Fernando César Alves da Silva, pelos ensinamentos, críticas e disponibilidade;
- Ao Prof. Antônio Garcia, pela sugestão de fazer o mestrado na UFRN;
- Todos os meus colegas pelo apoio inestimável;
- À Midland Valley Ltd, pela cessão das licenças académicas da suite MOVE2010
- ANP pela preciosa bolsa;
- Vanessa, sem ela não teria conseguido.

Índice

RESUMO	II
ABSTRACT	IV
ÍNDICE DE FIGURAS	IX
1. Introdução	01
1.1 Apresentação	02
1.2 Justificativa	02
1.3 Objetivos da Pesquisa	02
2. Estado da Arte	04
2.1 Princípios base de deformação	05
2.2 Geometria das Falhas distensionais	07
2.2.1 Falhas Normais	09
2.2.1a Falhas Planares	12
2.2.1b Falhas Lítricas	15
2.2.2 Zonas de Transferência	16
2.3 Dobramentos Associados ao Movimento de Falhas Normais	18
2.3.1 Dobras Longitudinais	19
2.3.1a Dobras de Arrasto	19
2.3.1b Dobras de Arrasto Inverso	20
2.3.2c Dobras <i>Rollover</i>	21
2.3.2 Dobras Transversais	22
2.4 A Modelagem Física	24
2.4.1 Breve Introdução Histórica	25
2.4.2 Os Materiais Análogos e as Relações Escalares	25
2.4.3 Modelagem de Estruturas em Bacias Tipo Rifte	27
3. Métodos de Trabalho	29
3.1 Aparato e Materiais Usados	30
3.1.1 Procedimento experimental em aparato “caixa de areia”	31

3.2 Interpretação e Modelagem Digital	32
3.2.1 Modelagem computacional	33
4. Estruturas geradas no Bloco Alto de Falhas Lísticas	34
4.1 Introdução	35
4.2 Falhas	36
4.3 Dobras	38
5. Desenvolvimento de Estruturas Relacionas a Falha com Geometria do Tipo	42
<i>Flat-Ramp</i>	
5.1 Introdução	43
5.2 Falha com Geometria <i>Flat-Ramp</i> : <i>Flat</i> Não-Horizontal e com Largura Variável	43
5.2.1 Falhas	44
5.2.2 Dobras	48
5.3 Falha com Geometria <i>Flat-Ramp</i> : <i>Flat</i> Horizontal e com Largura Variável	50
5.3.1 Falhas	50
5.3.2 Dobras	51
5.4 Comparação com a Falha de Baixa Grande da Bacia Potiguar	54
6. Modelagem computacional de falhas com geometria do tipo <i>flat-ramp</i>	58
6.1 Introdução	59
6.2 Modelagem computacional	60
7. Conclusões e discussões	65
7.1 Estruturas geradas no bloco alto de falhas lísticas	66
7.2 Desenvolvimento de estruturas relacionadas à falha com geometria do tipo <i>flat-ramp</i>	67
7.3 Modelagem computacional de falhas com geometria do tipo <i>flat-ramp</i>	68
8. Referências Bibliográficas	70

Índice de Figuras

Figura 2.1	Representação gráfica da deformação homogênea e heterogênea: (a) corpo original não deformado; (b) corpo deformado homogeneamente; (c) corpo deformado heterogeneamente.	05
Figura 2.2	A) Representação de dois estágios da deformação por cisalhamento puro. B) Deformação por cisalhamento simples. Nos dois exemplos o estágio inicial, não deformado, é representado por (i).	06
Figura 2.3	Principais tipos de falhas, com a representação dos eixos de tensões (Groshong, 1999). (a) Falha normal, (b) falha reversa, (c) falha transcorrente.	08
Figura 2.4	(A) Esquema ilustrativo da propagação radial de falhas, i, ii e iii representam três estágios consecutivos de propagação de uma mesma falha. O deslocamento diminuí (setas) a partir do centro para as extremidades da falha. Modificado de Cartwright <i>et al</i> (1995). (B) Ilustração da evolução de três segmentos (x, y e z) que se interligam, gerando uma falha única maior. (i) Início do falhamento, (ii) interligação dos segmentos y e z, (iii) união dos segmentos x com o segmento yz de falha numa única falha maior. Repare-se que a interligação de segmentos que produz perfis alongados de deslocamento (D) e comprimento (L) leva a que o perfil final da falha resultante é bastante similar ao perfil de um segmento de falha isolado. Modificado de Gawthorpe & Leeder (2000).	10
Figura 2.5	Ilustração da evolução de um sistema de falhas, através de uma modelagem computacional. 1: Nucleação inicial de muitos segmentos isolados; 2: maior crescimento de alguns segmentos (w, x, y, z); 3: A deformação é localizada nas falhas z e y enquanto cessa a atividade nos segmentos adjacentes. Modificado de Cowie (1998).	11
Figura 2.6	(A) <i>graben</i> na sub-bacia de Sergipe. (B) Formação de <i>graben</i> em modelagem física. (Alves da Silva, inédito).	12
Figura 2.7	(A) Falhas planares rotacionais com arranjo em <i>dominó</i> (Groshong, 1999). L_0 : Distância original entre dois planos de falha adjacentes; L_1 : Distância final entre dois planos de falha adjacentes; t: largura do bloco; ϕ_0 : mergulho inicial da falha; ϕ : mergulho final da falha; δ : mergulho final das camadas; S_r : rejeito da falha. (1) Corpo antes da deformação, (2) corpo depois da deformação e (3) Relações entre as diversas variáveis descritas acima. (B) Falhas geometria em <i>dominó</i> na Formação Barreiras (Icapuí-CE) (Alves da Silva, inédito). (C) Falhas com geometria <i>em dominó</i> desenvolvida em experimento físico.	14
Figura 2.8	Desenvolvimento de superfícies axiais ativa e inativa para uma falha listrica, assumindo o colapso na direção antitética da falha. As camadas sofrem cisalhamento progressivo ao passar pela superfície axial ativa. Modificado de Xiao & Suppe (1992).	15
Figura 2.9	Fotografia de <i>rollover</i> desenvolvido em modelagem física com argila por Closs (1968), modificado de Groshong, 1999).	16

- Figura 2.10 Representação esquemática dos dois tipos principais de zonas de transferência. (A) Falha de transferência (*hard-linkage*) e (B) zonas ou rampas de revezamento (*soft-linkage*). Modificado de Gawthorpe & Hurst (1993). 17
- Figura 2.11 (A) Representação esquemática, em mapa, das diferentes geometrias das zonas de transferência; (B) representação, em seção, da propagação de falhas por ligação de segmentos. Modificado de Groshong (1999). 18
- Figura 2.12 Desenvolvimento de dobras associadas a falhamento normal: (a) dobra longitudinal; (b) dobra transversal. (Schlische 1995). 19
- Figura 2.13 Ilustração de uma dobra de arrasto devido à propagação da falha na vertical e na horizontal (*fault propagation fold*). Modificado de Schlische (1995). 20
- Figura 2.14 Modelo matemático gerando uma dobra de arrasto inverso, sendo o mecanismo causador a variação do deslocamento ao longo de uma falha normal, modificado de Grasemann *et al* (2005). O deslocamento da falha faz-se no eixo “x”, o maior deslocamento é representado pelas cores mais escuras. 21
- Figura 2.15 Representação de seis estágios da formação de um *rollover* (“a” a “f”). É possível observar a geração de espaço devido ao movimento da falha lítrica levando a um encurvamento das camadas para preencher o espaço. Também é possível observar o espessamento das camadas junto à superfície da falha, devido à própria geometria curvilínea das camadas do teto da falha. Modificado de Schlische (1995). 22
- Figura 2.16 Ilustração dos processos envolvidos no crescimento de falhas com formação de dobras transversais, modificado de Schlische & Anders (1996). Cada painel mostra estágios, numerados de 1 a 3, da evolução do teto de uma falha normal. Estão ilustrados perfis longitudinais para cada estágio. (a) Falha única; (b) falhas sintéticas não sobrepostas; (c) falhas sintéticas com sobreposição; (d) segmentos de falha antitéticos. 23
- Figura 2.17 Esquema ilustrativo de dobras associadas a falhas em zonas de acomodação. (A) e (B) representam, respetivamente, um sinclinal e um anticlinal oblíquo. (C) e (D) representam um anticlinal e sinclinal paralelo, respetivamente. Modificado de Faulds, *et al.* (2002) 24
- Figura 2.18 Fotografia de Sir James Hall durante os seus experimentos, simulando a formação das cadeias montanhosas da Escócia. (Koyi, 1997) 25
- Figura 2.19 Gráficos mostrando o *stress* (σ) em função do *strain* (ϵ) de um determinado material. (A) Um material de comportamento Navier-Coulomb ideal, com o aumento da tensão vai ter uma deformação plástica até ao ponto de ruptura onde assume um comportamento frágil. Neste material ao ser atingido o ponto de ruptura a tensão necessária para deformar o corpo não diminui. (B) Numa rocha da crosta superior a tensão necessária para ocorrer deformação frágil é menor que a necessária para atingir o ponto de ruptura. (C) Num material análogo granular pode-se observar que o seu comportamento é bastante semelhante ao de uma rocha da crosta superior. Modificado de Lohrmann (2003). 26

- Figura 3.1 (A) Ilustração do aparato “caixa de areia” utilizado no presente trabalho. (B) Esquemas dos blocos de madeira usados para simular a geometria da falha mestra: (1) falha lítrica, (2) Falha *flat-ramp* com o *flat* inclinado perpendicularmente à direção de distensão e sendo mais largo em uma das suas extremidades (3) Falha *flat-ramp* com o *flat* horizontal e largura, também diferente em ambas as extremidades do plano de falha. 31
- Figura 3.2 Fluxograma das atividades realizadas na restauração de seções por meio da suite de aplicativos *MOVE2010* da Midland Valley, Lta. 33
- Figura 4.1 (A) Esquema ilustrativo do aparato caixa-de-areia, representando a geometria lítrica da falha nesta série experimental. (B) Perfil mostrando as camadas de areia representando a sedimentação pré-tectônica. 35
- Figura 4.2 Fotografia do experimento V com 22% de distensão mostrando o desenvolvimento de falhas com direção E-W com geometria curvilinear vista em perfil. 36
- Figura 4.3 (A) Modelo de desenvolvimento de superfícies axiais ativa e inativa (Xiao & Suppe, 1992) e (B) Fotografia do experimento XII aos 22% de distensão exibindo similares superfícies axiais. 37
- Figura 4.4 Interpretação de fotografias do experimento V com 100% (i) e 110% (ii) de distensão. Pode-se observar que as falhas ativas (4, 5 e 6) afetam as camadas sintectônicas e, nesse estágio da deformação ainda não alcançaram a zona inativa. 38
- Figura 4.5 Interpretações das fotografias do experimento V, em quatro estágios de distensão diferentes (33%, 55%, 99%, 166% de distensão). É possível observar o aumento do mergulho do flanco norte do anticlinal *rollover*, assim como o espessamento das camadas sintectônicas junto à superfície da falha mestra. 39
- Figura 4.6 (A) Fotografia do experimento XII, com 11% de distensão, mostrando o desenvolvimento de uma dobra de arrasto maior junto à superfície da falha mestra (1) e uma dobra de arrasto menor (2) formada junto a uma falha secundária. (B) Esquema ilustrativo de uma dobra de arrasto. (C) Fotografia em mapa do experimento V, com 132% de distensão mostrando falhas secundárias com desenvolvimento de dobras transversais. (D) Esquema ilustrativo de uma dobra transversal à falha. 40
- Figura 4.7 Interpretações da fotografia do experimento V, com 166% de distensão, mostrando as medidas utilizadas no cálculo do volume de sedimentos. 41
- Figura 5.1 Esquema ilustrativo do aparato utilizado nos experimentos, com falhas do tipo *flat-ramp*. Neste caso o *flat* mais largo na porção Este e mergulha 5° para oeste. As medidas apresentadas estão em centímetros. 44

- Figura 5.2 (I) e (II) Fotografia do lado oeste e leste, respectivamente, do experimento XII aos 22% de distensão. (III) e (IV) Fotografia do lado oeste e leste, respectivamente, do experimento XII aos 33% de distensão. As falhas reversas estão representadas em amarelo, as falhas nucleadas no topo em vermelho e as nucleadas na base em azul. Comparando o lado oeste (I e III) e o lado este (II e IV) pode-se observar que as falhas são nucleadas primeiramente no lado onde o *flat* é mais baixo. 45
- Figura 5.3 (A) a (D) Interpretação a partir de fotografias, de quatro estágios sucessivos de deformação do experimento X, mostrando a rotação das falhas. (E) Gráfico mostrando a variação do mergulho de uma falha antitética e outra sintética, A e S nos perfis (A) a (D). 46
- Figura 5.4 A) Fotografia do experimento IX em três estágios de distensão onde é possível observar a propagação das falhas através da interligação de segmentos (“a”, “b”, “c” e “d”). (B) Exemplo de uma rampa de revezamento em 66% de distensão (experimento IX). 47
- Figura 5.5 : (A) a (E) Fotos do lado oeste experimento XI, em progressivos estágios de distensão. As falhas reversas estão representadas em amarelo e em azul as falhas normais. 48
- Figura 5.6 (A) Fotografia do experimento IX com 99% de distensão. São apresentadas três seções paralelas à direção da distensão, onde foram realçadas as camadas sin e pré-tectônica mais recentes (linhas amarela e laranja, respetivamente), para uma melhor visualização da geometria das dobras presentes. (B) Diagrama representando tridimensionalmente O topo das camadas pré-tectônicas, mostrando o anticlinal com eixo paralelo e o sinclinal oblíquo à falha mestra. A posição das seções é mostrada em B. 49
- Figura 5.7 Esquema ilustrativo do aparato utilizado nos experimentos, onde observa-se na geometria *flat-ramp* da falha que o *flat* da falha é mais largo na porção leste. As medidas apresentadas estão em centímetros. 50
- Figura 5.8 (i) a (vii) Fotografias do experimento XIII com incrementos constantes (11%) de distensão tendo (i) 11% e (vii) 77% de distensão. Estão interpretadas as falhas reversas (amarelo), falhas nucleadas o topo da pilha sedimentar (vermelho) e falhas nucleadas na base da pilha sedimentar (azul) 52
- Figura 5.9 (A) Fotografia do experimento XIII, com 66% de distensão. (B) Interpretação da fotografia apresentada em 'A' onde se pode observar a variação de largura do anticlinal. A direção do sinclinal é este-oeste. (C) Representação 3D simplificada da bacia modelada 53
- Figura 5.10 Mapa do arcabouço tectônico da Bacia Potiguar. Modificado de Cremonini *et al.* (1996) 54

- Figura 5.11 (A) Representação tridimensional da Falha de Baixa Grande mostrando a geometria *flat-ramp* da falha. (B) Seção sísmica (inline 100) da falha de Baixa Grande, correspondendo à extremidade oeste do experimento. (C) Seção sísmica (inline 1080) da falha de Baixa Grande, correspondendo à extremidade leste do experimento. (D) Seção sísmica (inline 500) da falha de Baixa Grande, correspondendo à região transicional registrada no experimento. Modificado de Pontes (2005) 56
- Figura 6.1: Mapa tridimensional do experimento IX, correspondendo à modelagem física de uma falha normal, do tipo *flat-ramp*, cujo piso é inclinado (vide item 5.1). (A) Representação da camada sin e pré-tectônica mais recente (vermelho escuro e amarelo, respectivamente) e da falha em vermelho claro. (B) Representação 3D da falha onde se pode observar o mergulho do piso para leste. 60
- Figura 6.2: Resultado da modelagem bidimensional com os algoritmos: (A) *simple shear* e (B) *trishhear*. 61
- Figura 6.3: Resultado da modelagem bidimensional com o algoritmo *fault parallel flow*. São apresentadas cinco seções (i, ii, iii, iv, v) em distensões sucessivas. No lado esquerdo está representada a extremidade leste da falha, onde o piso se encontra a uma cota mais superior que no lado oeste, apresentado no lado direito da figura. 62
- Figura 6.4: (A) Modelos tridimensionais resultantes da aplicação do algoritmo *fault parallel flow*. (B) Variação do mergulho do anticlinal entre as diversas camadas, são apresentadas duas camadas sintectônicas, a mais antiga (creme) e a mais recente (verde). (C) Mapa do topo da sequência pré-tectônica, onde é possível observar a obliquidade do sinclinal relativamente à distensão assim como, a compartimentação em domínios das estruturas na zona de influência da falha. 64

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

O presente documento representa os resultados da pesquisa realizada pelo autor sobre a modelagem de falhas e dobras em ambiente distensional e constitui sua Dissertação de Mestrado desenvolvida no Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (PPGG/UFRN).

1.2 Justificativa

Desde o início da exploração de hidrocarbonetos que a importância do conhecimento das dobras e falhas é reconhecida, particularmente a sua relação com acumulação de hidrocarbonetos. Estas estruturas têm um papel preponderante no desenvolvimento de condutos, barreiras e armadilhas de fluidos.

A formação de dobras em bacias sedimentares é muitas vezes associada à inversão da bacia, o que nem sempre se verifica. A existência de dobras em ambientes distensionais, apesar de ser reconhecida desde 1939 (Schlische, 1995), só recentemente tem sido objeto de estudo com mais detalhe.

A natureza fractal das estruturas geológicas (Mandelbrot, 1989) permite a utilização da modelagem analógica para compreensão do desenvolvimento, geometria e cinemática das estruturas geológicas. Particularmente na indústria do petróleo esta ferramenta tem adquirido um papel cada vez mais relevante na compreensão das estruturas em bacias sedimentares.

1.3 Objetivos da pesquisa

O objetivo geral do presente trabalho é a simulação, em aparato do tipo “caixa de areia”, do desenvolvimento de estruturas geológicas (falhas e dobras) em ambiente puramente distensional e compará-las com estruturas reais encontradas na Bacia

Potiguar. Dentro deste contexto foi necessário aprender as técnicas e os métodos de trabalho no Laboratório de Modelagem Estrutural do PPGG.

Os objectivos específicos foram:

- Modelagem física de falhas normais do tipo lítrica;
- Modelagem física de falhas normais do tipo *flat-ramp* e a influência da variação do mergulho e da largura do *flat* da falha;
 - Modelagem computacional de duas de falhas normais do tipo *flat-ramp* e a influência da variação do mergulho e da largura do *flat* da falha usando a suite de aplicativos *MOVE2010* da Midland Valley Ltda, existente no laboratório de interpretação sísmica e métodos computacionais do LGGP/PPGG;
 - Análise da geometria e a distribuição cronológica relativa das falhas e dobras geradas nas diversas modelagens, após sucessivos incrementos distensionais;
 - Comparação dos resultados da modelagem física de uma falha do tipo *flat-ramp* com a falha de Baixa Grande na Bacia Potiguar.

CAPÍTULO 2

INTRODUÇÃO

ESTADO DA ARTE

2.1 Princípios base de deformação

As rochas encontram-se constantemente submetidas a um campo variável de tensões, levando à sua deformação. Assim, a deformação pode ser definida como uma mudança no volume, forma e posição de um determinado corpo rochoso devido à atuação de um campo de tensões (Fiori, 1997).

A deformação pode ser classificada em duas classes distintas (Price & Cosgrove, 1990):

(i) Deformação de um corpo rígido, implica deslocamento de um corpo no espaço sem que ocorram mudanças na sua forma ou volume, este deslocamento pode ser rotacional ou translacional.

(ii) Deformação de um corpo não-rígido, provoca mudanças na forma e no volume, através da deformação volumétrica e distorção do corpo.

A deformação também pode ser homogênea ou heterogênea (Park, 2004). Na deformação homogênea são mantidas as relações geométricas do corpo. Enquanto na deformação heterogênea considera-se um somatório de deformações homogêneas, com diferentes direções e magnitudes, aplicadas a cada ponto do corpo (figura 2.1).

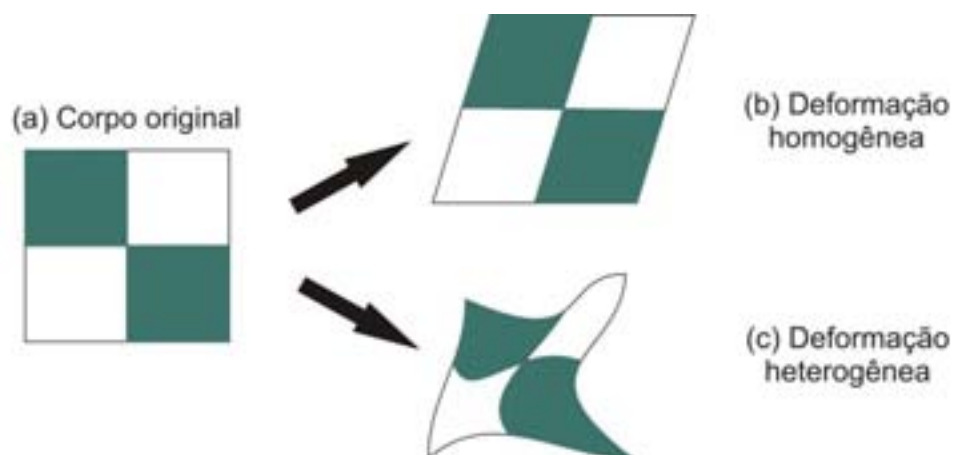


Figura 2.1: Representação gráfica da deformação homogênea e heterogênea: (a) corpo original não deformado; (b) corpo deformado homogeneamente; (c) corpo deformado heterogeneamente.

A deformação homogênea de um corpo pode ser feita através de cisalhamento puro ou cisalhamento simples (figura 2.2):

- O cisalhamento puro é caracterizado pela contração e distensão em direções perpendiculares, mantendo-se as relações angulares do corpo e variando as relações escalares (Park, 2004).

- O cisalhamento simples ocorre quando um corpo é submetido a um cisalhamento uniforme e paralelo, numa determinada direção, implicando na variação das relações angulares do corpo, mas mantendo as relações escalares. Caracteristicamente no cisalhamento simples existe conservação da área durante a deformação, (Ramsay & Huber 1987).

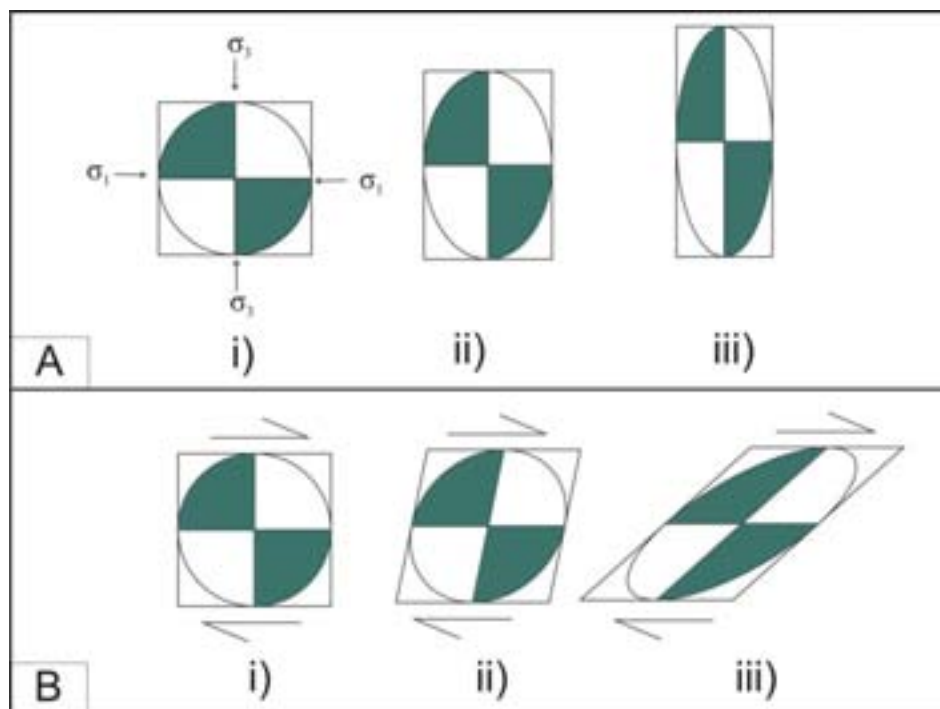


Figura 2.2: A) Representação de dois estágios da deformação por cisalhamento puro. B) Deformação por cisalhamento simples. Nos dois exemplos o estágio inicial, não deformado, é representado por (i).

A deformação gera variações nas relações escalares e angulares internas de um corpo e através da medição destas variações é possível determinar a deformação interna de um determinado corpo rochoso. A elongação (e) é definida como a mudança relativa do comprimento de uma linha, (Fiori, 1997), e pode ser calculado pela relação entre o

comprimento inicial (l_i) e o comprimento final da linha (l_f) da seguinte fórmula matemática (equação 1):

Equação 1:

$$e = \frac{l_f - l_i}{l_i}$$

O encurtamento de um corpo é dado pelo valor negativo da elongação e a distensão por um valor positivo. Esse parâmetro da deformação é representado em percentagem.

2.2 Geometria de falhas distensionais.

Uma falha geológica define-se como sendo uma superfície ou zona estreita através da qual ocorreu deslocamento relativo, paralelamente a esta, dos dois lados. Deslocamento é um termo geral para definir o movimento relativo dos dois lados da falha, medido em qualquer direção, (Grosong, 1999 e Peacock, 2000).

Um falhamento ocorre quando o limite de coesão interno de um corpo rochoso submetido a um campo de tensões cisalhante é ultrapassado. As falhas podem ser classificadas de acordo com a sua cinemática ou com as suas características geométricas, (figura 2.3).

- Falhas normais, são caracterizadas por apresentarem o eixo principal de tensão (σ_1) vertical, e o eixo de distensão (σ_3) horizontal. Este tipo de falha relaciona-se, geralmente, com a distensão, no entanto, também se encontra associado a estiramento radial centrífugo em cristas de anticlinais ou estruturas dômicas (Peacock, 2000).

- Falhas reversas ou de empurrão, são caracterizadas por σ_1 essencialmente horizontal e σ_3 vertical. O seu movimento origina um rejeito da falha inverso. O mergulho tem um máximo de 45° com a horizontal. Este tipo de falha é, comumente, associada a processos de encurtamento crustal, implicando em esforços compressionais e tangenciais. No entanto, este tipo de falhas também pode ser resultante secundário de

tectonismo vertical e deslizamento gravitacional, assim, a sua presença não indica necessariamente que a crosta esteja a ser encurtada (Park, 2004).

- Falhas inversas, este tipo de falhas difere das falhas reversas pois o seu mergulho é maior que 45° . A explicação reside no fato que estas falhas podem ser uma reativação de falhas normais ou que os seus principais eixos de tensão não são necessariamente horizontais em profundidade. As trajetórias de tensão se tornam inclinadas e/ou curvadas como resultado de variações no estado de tensão lateral e verticalmente (Davis & Reynolds, 1996).

- Falha transcorrentes ou de rejeito direcional, ocorrem quando o movimento é principalmente horizontal, ou seja, σ_1 e σ_3 são horizontais. Este tipo de falhas resulta de movimentos cisalhantes ao longo de um plano vertical ou subvertical, (Park, 2004).

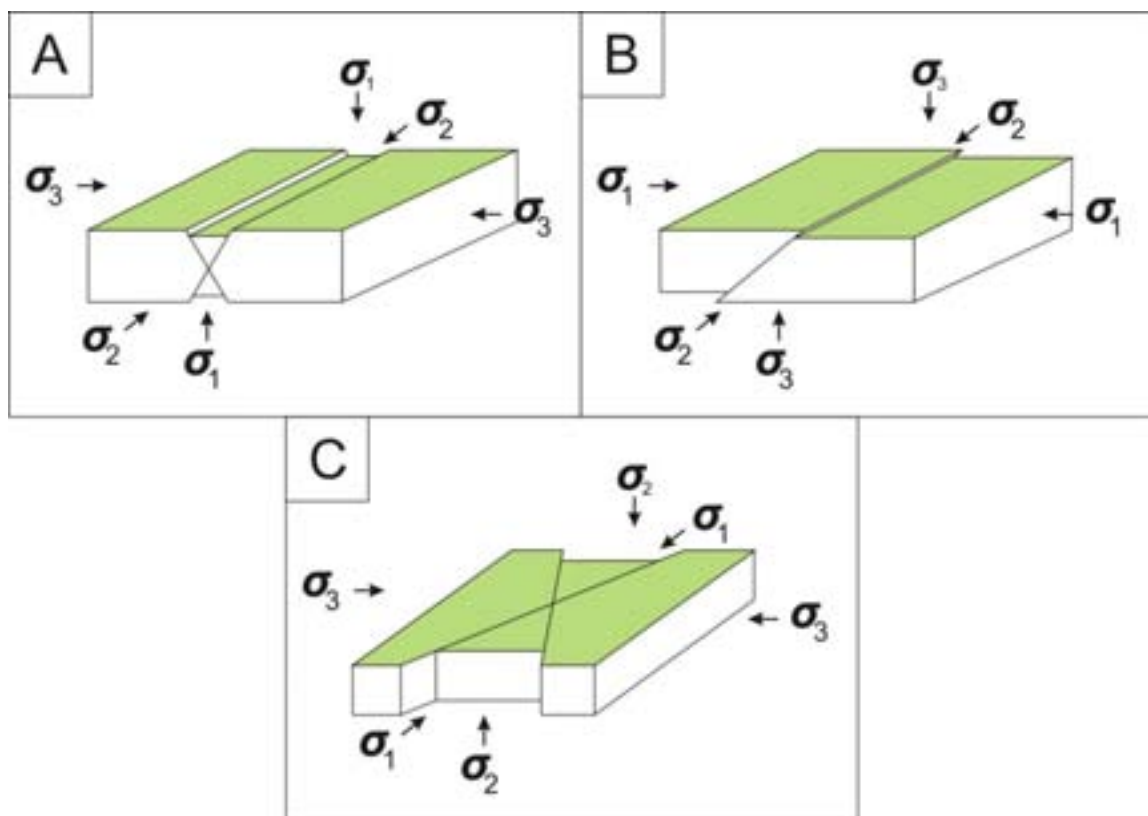


Figura 2.3: Principais tipos de falhas, com a representação dos eixos de tensões (Groshong, 1999). (a) Falha normal, (b) falha reversa, (c) falha transcorrente.

2.2.1 Falhas normais

O termo “falha normal” tem a sua origem nas minas de carvão do século XIX em Inglaterra, este tipo de falha era o mais comum, chamando-lhe assim os mineiros de falha normal (Peacock, 2000).

As falhas normais podem apresentar, ou não, superfícies de descolamento. Estas superfícies de menor resistência têm um papel significativo no controle do modo e taxa da deformação e, conseqüentemente no estilo de distensão superficial. Nos modelos físicos realizados por Bahroudi *et al* (2003) foi testado o efeito de deslocamentos dúcteis e friccionais e os resultados indicam que a reativação de falhas do embasamento abaixo da superfície de descolamento também pode controlar o estilo e a taxa de distensão. As principais diferenças entre os modelos de descolamento friccional e dúctil são evidenciadas pela largura da zona de deformação e pelo número de falhas desenvolvidas, que é maior nos experimentos com descolamento dúctil (Bahroudi *et al* 2003).

A modelagem dos processos envolvidos no crescimento de falhas permitiu a sua divisão, segundo Cartwright *et al.* (1995), em dois grandes grupos: (i) crescimento por propagação radial e (ii) crescimento pela união de segmentos (figura 2.4).

O crescimento de falhas por união de segmentos assume que, o maior reajuste do perfil de deslocamento ocorre subsequente à completa união (*hard-linkage*) dos segmentos. De acordo com este modelo, falhas recém unidas são subdeslocadas em relação a falhas isoladas.

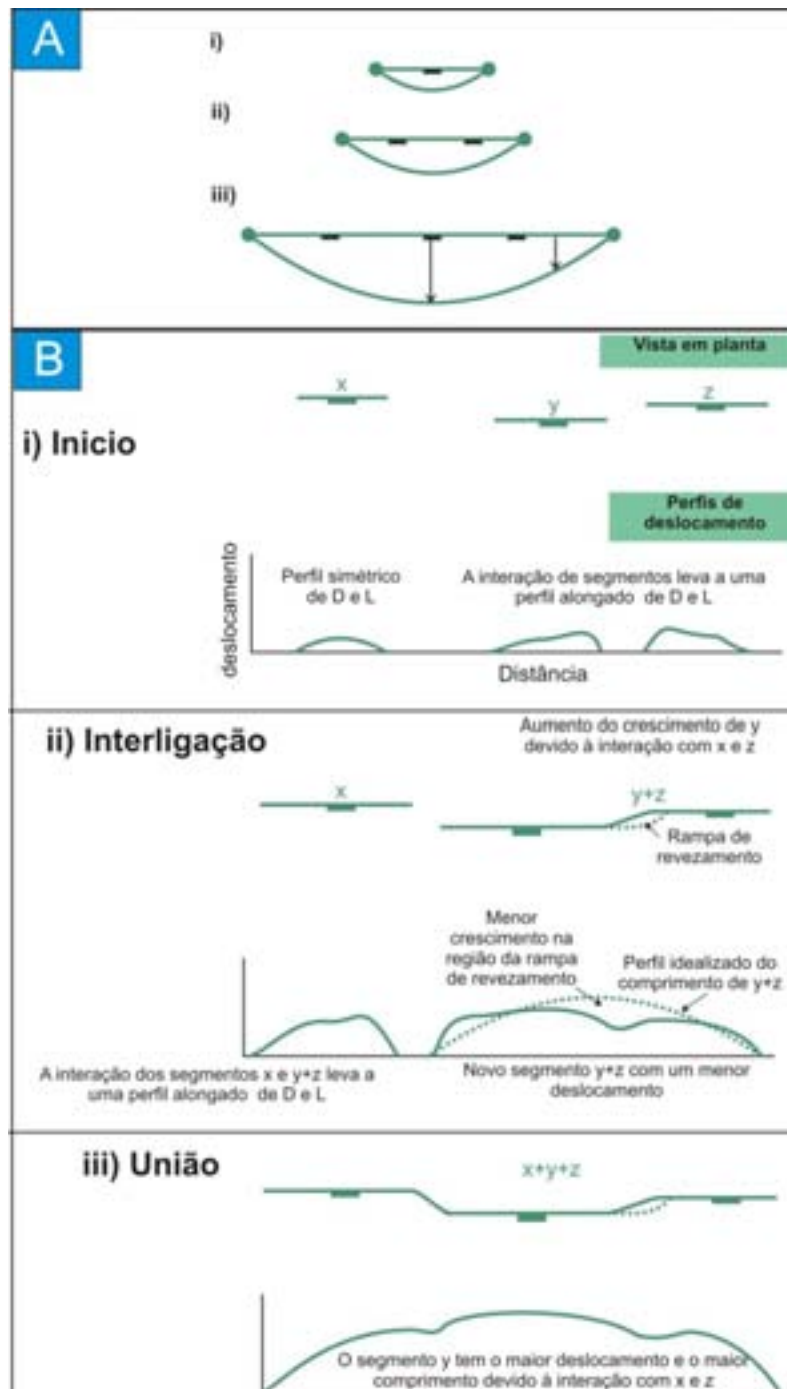


Figura 2.4: (A) Esquema ilustrativo da propagação radial de falhas, i, ii e iii representam três estágios consecutivos de propagação de uma mesma falha. O deslocamento diminui (setas) a partir do centro para as extremidades da falha. Modificado de Cartwright *et al.* (1995). (B) Ilustração da evolução de três segmentos (x, y e z) que se interligam, gerando uma falha única maior. (i) Início do falhamento, (ii) interligação dos segmentos y e z, (iii) união dos segmentos x com o segmento yz de falha numa única falha maior. Repare-se que a interligação de segmentos que produz perfis alongados de deslocamento (D) e comprimento (L) leva a que o perfil final da falha resultante é bastante similar ao perfil de um segmento de falha isolado. Modificado de Gawthorpe & Leeder (2000).

Um modelo alternativo é proposto por Cowie (1998) sugerindo que o maior deslocamento ocorre enquanto as falhas ainda permanecem relativamente isoladas (figura 2.5). Isso é alcançado através do crescimento preferencial, localizado em pontos de “simetria de ruptura” na evolução dos sistemas de falhas. O segmento central de uma falha irá variar de acordo com a definição de um ponto de simetria de ruptura. Este segmento pode alcançar um maior comprimento e ter um grande deslocamento antes mesmo de nenhuma união estrutural ocorrer.

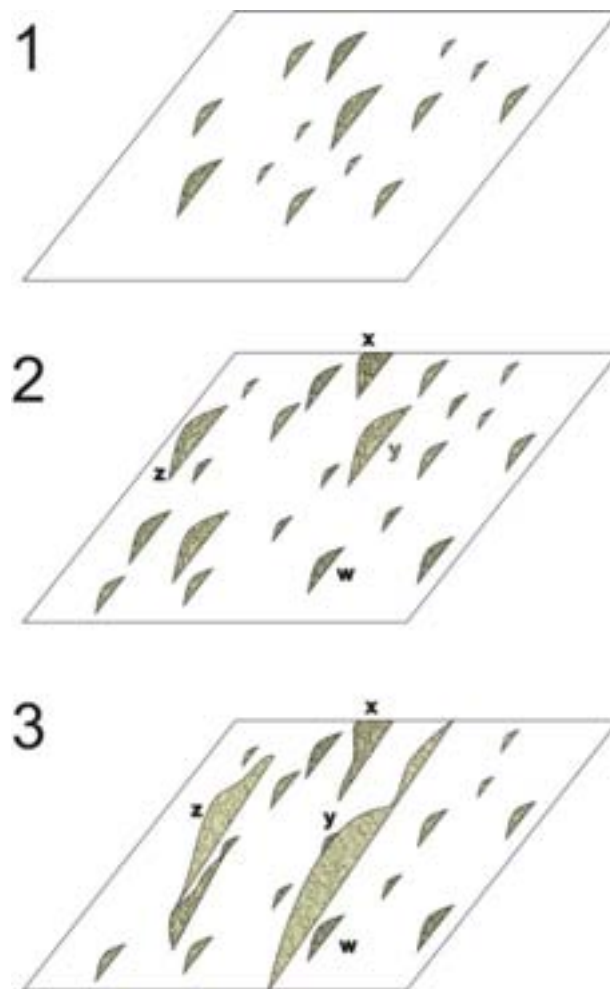


Figura 2.5: Ilustração da evolução de um sistema de falhas, através de uma modelagem numérica. 1: Nucleação inicial de muitos segmentos isolados; 2: maior crescimento de alguns segmentos (w, x, y, z); 3: A deformação é localizada nas falhas z e y enquanto cessa a atividade nos segmentos adjacentes. Modificado de Cowie (1998).

As falhas normais podem, segundo Wernicke & Burchfiel (1982), ser divididas em duas classes, rotacionais e não-rotacionais, que, por sua vez, podem ser subdivididas com base na sua geometria em falhas planares (rotacionais ou não) e falhas lítricas rotacionais. As falhas possuem uma variação do deslocamento de seus planos, sendo ele, zero nas extremidades e máximo na região central. Esse deslocamento heterogêneo é responsável pela geometria elíptica do plano de falha, com o menor eixo da elipse paralelo ao sentido do deslocamento.

2.2.1.a) Falhas Planares

As falhas planares não-rotacionais assumem normalmente um arranjo em *horst* e *graben* (figura 2.6a). Essas estruturas são facilmente modeladas em laboratórios (figura 2.6.b). Esta geometria clássica caracteriza-se por uma sucessão de falhas com mergulhos contrários geralmente associados a ambientes tectônicos de distensão uniforme. Este tipo de arranjo acomoda uma pequena quantidade de deformação.

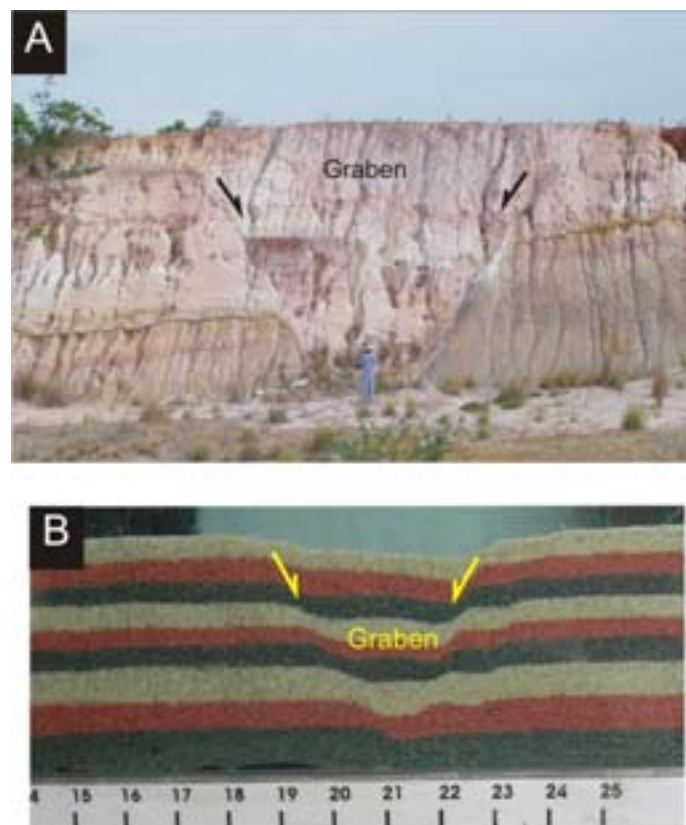


Figura 2.6: (A) *graben* na sub-bacia de Sergipe. (B) Formação de *graben* em modelagem física. (Alves da Silva, inédito).

Um modelo para a geração de falhas planares rotacionais foi proposto por Wernicke & Burchfield (1982) no qual a rotação de um corpo rígido, associada a uma distensão, provoca uma rotação dos blocos de falha. A relação entre a distensão e a rotação pode ser calculada usando a equação 2:

Equação 2:

$$e = [\sin(\phi_0 + \delta) / \sin \phi] - 1.$$

Neste modelo são formados espaços vazios na base dos blocos, na natureza estes espaços são preenchidos por outro material.

O arranjo característico de falhas planares rotacionais denomina-se de *dominó* (figura 2.7). Este tipo de geometria permite uma acomodação de grande quantidade de distensão, com uma pequena deformação interna dos blocos.

A geometria em *dominó* pode se desenvolver de duas formas, assumindo que o bloco alto não sofre deformação: com ou sem descolamento basal.

No modelo sem descolamento basal os blocos falhados são “unidos” às camadas sobre e sotopostas, sendo que a camada falhada não é suficientemente “frágil” para ser descrita como descolamento, considerando-se então como uma zona de cisalhamento. No modelo com descolamento basal a ausência de outras superfícies de descolamento força as camadas à distensão, o que facilita a formação desta geometria, (Steward & Argent, 1999). Arranjos dominados por uma única polaridade são particularmente comuns em sistemas de deslizamento gravitacional. Estes sistemas são controlados pelo peso de uma camada rochosa escorregando sobre outra relativamente menos competente, este fenômeno é denominado descolamento (*detachment*) (Price & Cosgrove, 1990).

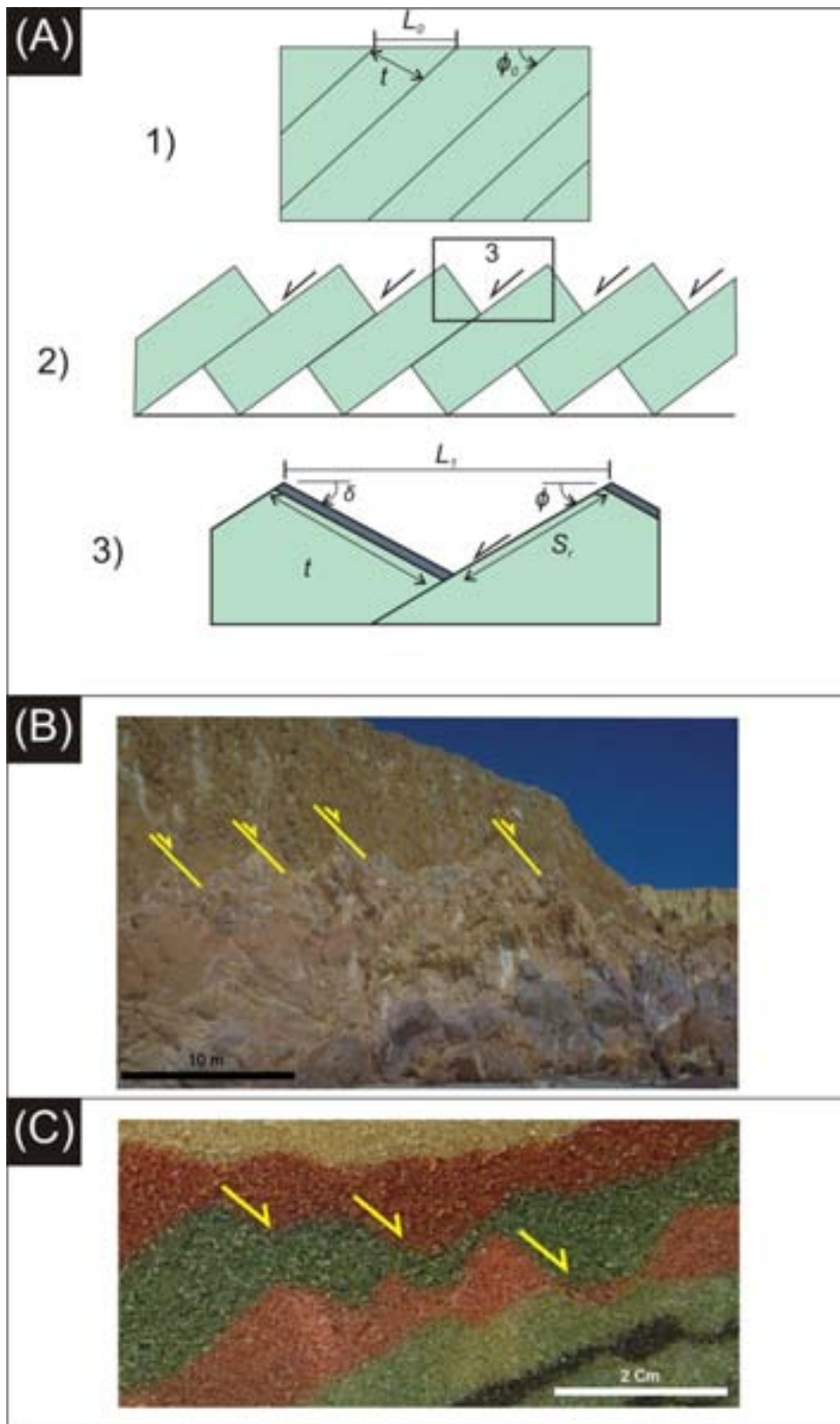


Figura 2.7: (A) Falhas planares rotacionais com arranjo em *dominó* (Groschong, 1999). L_0 : Distância original entre dois planos de falha adjacentes; L_1 : Distância final entre dois planos de falha adjacentes; t : largura do bloco; ϕ_0 : mergulho inicial da falha; ϕ : mergulho final da falha; δ : mergulho final das camadas; S_r : rejeito da falha. (1) Corpo antes da deformação, (2) corpo depois da deformação e (3) Relações entre as diversas variáveis descritas acima. (B) Falhas geometria em dominó na Formação Barreiras (Icapuí-CE) (Alves da Silva, inédito). (C) Falhas com geometria *em dominó* desenvolvida em experimento físico.

2.2.1.b. Falhas lítricas

Quando falhas planares apresentam variações do mergulho, os estratos do teto podem colapsar, formando assim estruturas do tipo *kink band*. Esta variação no mergulho do plano de falha gera duas superfícies imaginárias, denominadas de superfície axial ativa, que é fixa em relação ao teto, e superfície axial inativa, que migra com o teto e define um plano que separa a porção colapsada da não-colapsada. Os estratos entre a superfície da falha e a superfície axial ativa permanecem inalterados até cruzarem o plano definido por essa última, quando são colapsados e cisalhados, (figura 2.8). As porções do teto fora dos limites destas superfícies têm o transporte de partículas controlado por translação paralela aos diferentes segmentos de falha. O mergulho da superfície ativa é controlado pela reologia da rocha, principalmente pelo seu ângulo de fricção interna (Xiao & Suppe, 1992).

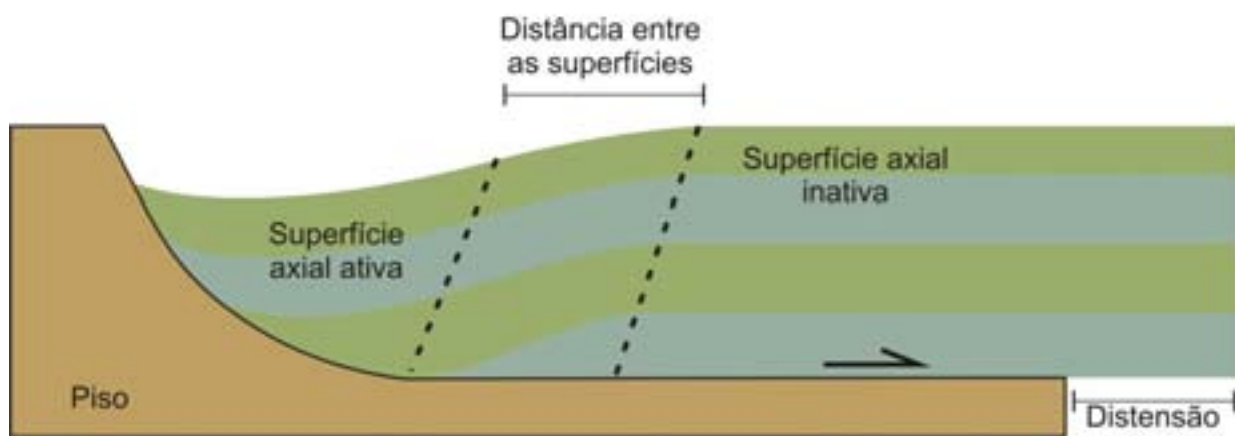


Figura 2.8: Desenvolvimento de superfícies axiais ativa e inativa para uma falha lítrica, assumindo o colapso na direção antitética da falha. As camadas sofrem cisalhamento progressivo ao passar pela superfície axial ativa. Modificado de Xiao & Suppe (1992).

Pode-se considerar uma falha lítrica como sendo um somatório de várias quebras de mergulho, formando uma superfície curva que tende a horizontalizar em profundidade (Xiao & Suppe, 1992). O somatório do colapso provocado por sucessivas quebras de mergulho do plano de falha pode gerar uma dobra em *rollover* (figura 2.9).

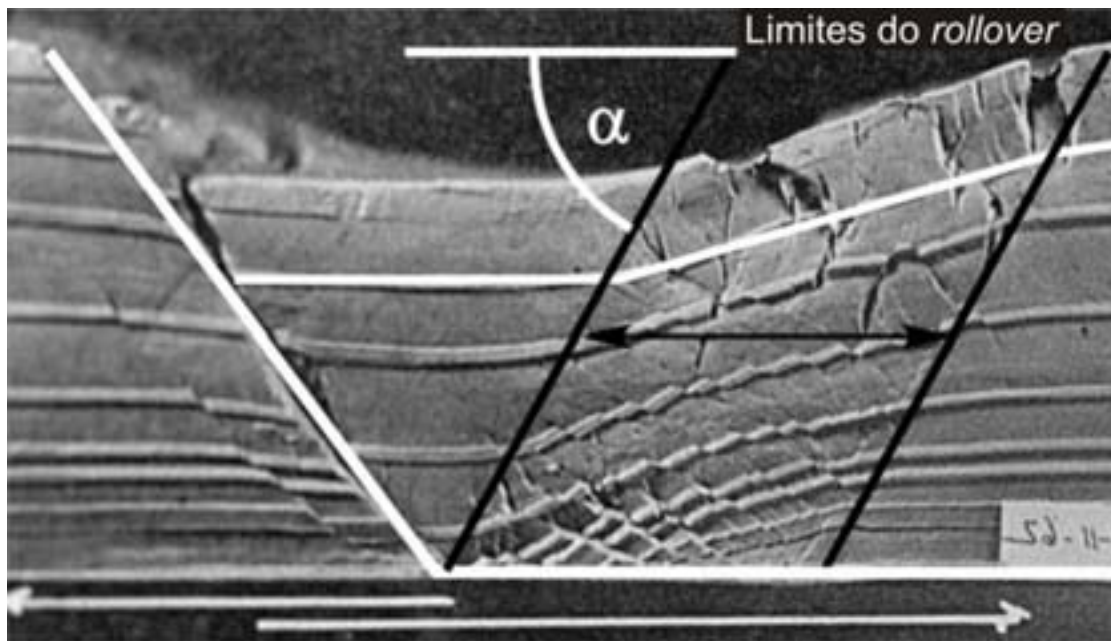


Figura 2.9: Fotografia de *rollover* desenvolvido em modelagem física com argila por Closs (1968), modificado de Groshong, 1999).

2.2.2 Zonas de transferência.

Uma zona de transferência representa uma região com importantes elementos estruturais transversos ou oblíquos. As zonas de transferência permitem a acomodação de distensão entre segmentos de falhas individuais ao longo do comprimento da zona de deformação de uma bacia. Embora a presença desta zona implique uma relação geométrica entre as falhas, não determina que haja uma relação cinemática ou mecânica entre elas.

Identificam-se dois tipos principais de zonas de transferência entre os segmentos de falha com distribuição espacial *en échelon*, (Bally, 1981 e Gibbs, 1984):

- Falhas de transferência (*hard-linkage*) (figura 2.10a).
- Zonas ou rampas de revezamento (*soft-linkage*) (figura 2.10b).

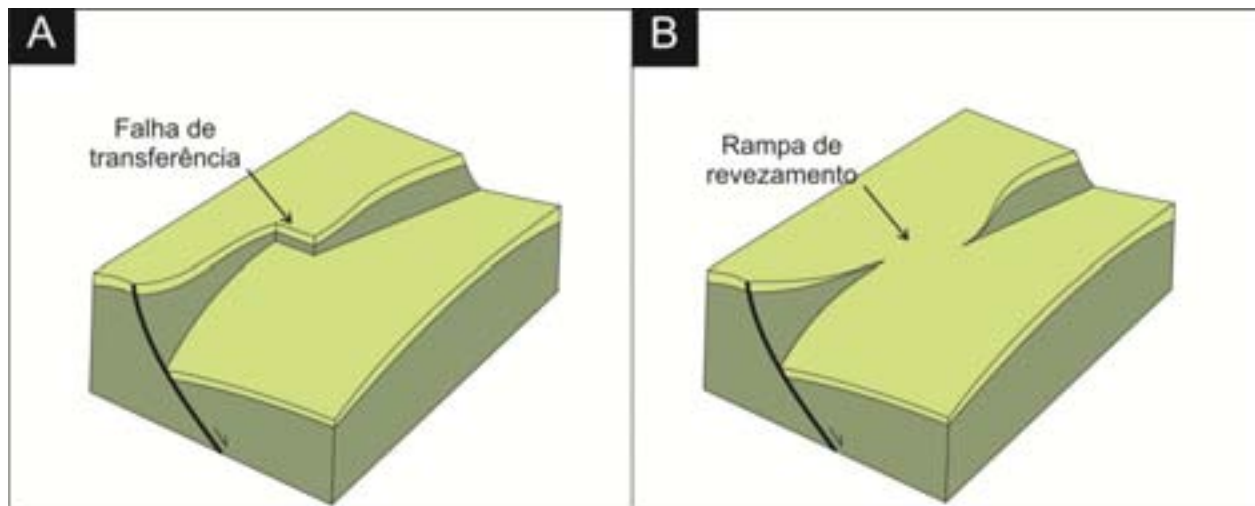


Figura 2.10: Representação esquemática dos dois tipos principais de zonas de transferência. (A) Falha de transferência (*hard-linkage*) e (B) zonas ou rampas de revezamento (*soft-linkage*). Modificado de Gawthorpe & Hurst (1993).

Com base na geometria, mais precisamente com o sentido do mergulho das falhas, as zonas de revezamento podem ser subdivididos em zonas sintéticas ou conjugadas (figura 2.11).

As zonas de transferência ocorrem em várias escalas, estando o seu tamanho diretamente relacionado com as falhas que lhes dão origem. Sistemas de falhas menores estão, por vezes, embutidos em sistemas maiores e, zonas de transferência menores podem, também, estar inseridas em zonas de transferência de maior dimensão.

As zonas de transferência de um rifte podem ser definidas como um sistema coordenado de feições deformacionais que conservam o esforço distensional regional. Este mecanismo deformacional é mais ativo na porção crustal superior de comportamento rúptil. Ou seja, a não ser por um outro processo crustal, como por exemplo, fluxo dúctil ou uma intrusão magmática rasa acompanhada de distensão, a definição de zona de transferência é comumente reduzida à conservação do deslocamento da falha em três dimensões (Morley *et al*, 1990).

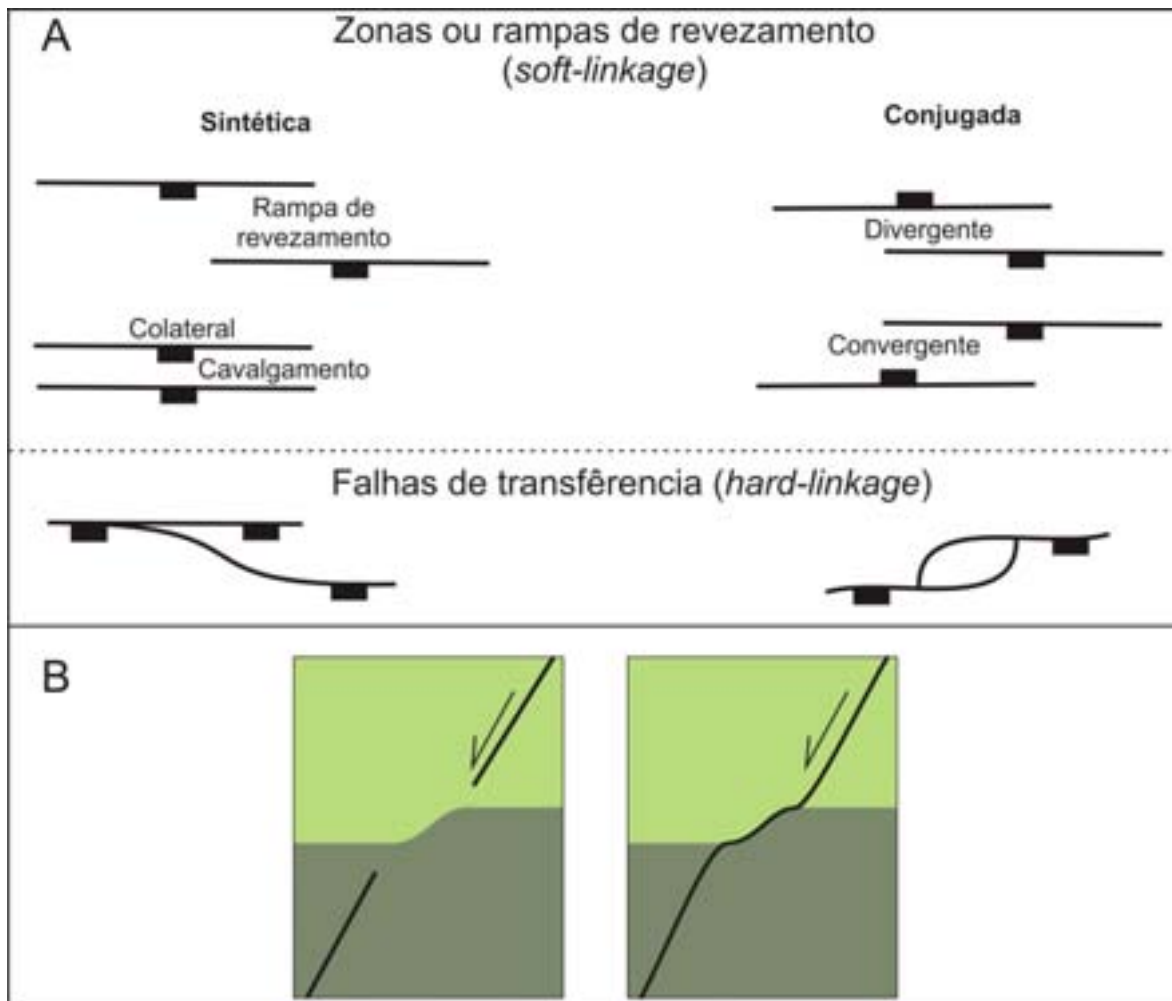


Figura 2.11: (A) Representação esquemática, em mapa, das diferentes geometrias das zonas de transferência; (B) representação, em seção, da propagação de falhas por ligação de segmentos. Modificado de Groshong (1999).

2.3 Dobramentos associados ao movimento de falhas normais

A maioria dos dobramentos em ambiente distensional está associada a sistemas de falhas normais. Com base na relação geométrica entre linha de charneira e o plano de falha, pode-se classificar estas dobras em dois grandes grupos, que por sua vez podem ser subdivididas em tipos específicos de dobras (Schlische 1995):

a) *Dobras longitudinais*: têm a linha de charneira paralela, ou subparalela, ao plano falha. Neste grupo se incluem as de arrasto, de arrasto inverso e anticlinal *rollover*, (figura 2.12a);

b) *Dobras transversais*: têm a charneira perpendicular ao plano de falha (figura 2.12b).

Uma outra classe de dobras tem sido alvo de estudos nos anos mais recentes, são as dobras associadas a zonas de acomodação entre falhas normais (Faulds, et al., 2002).

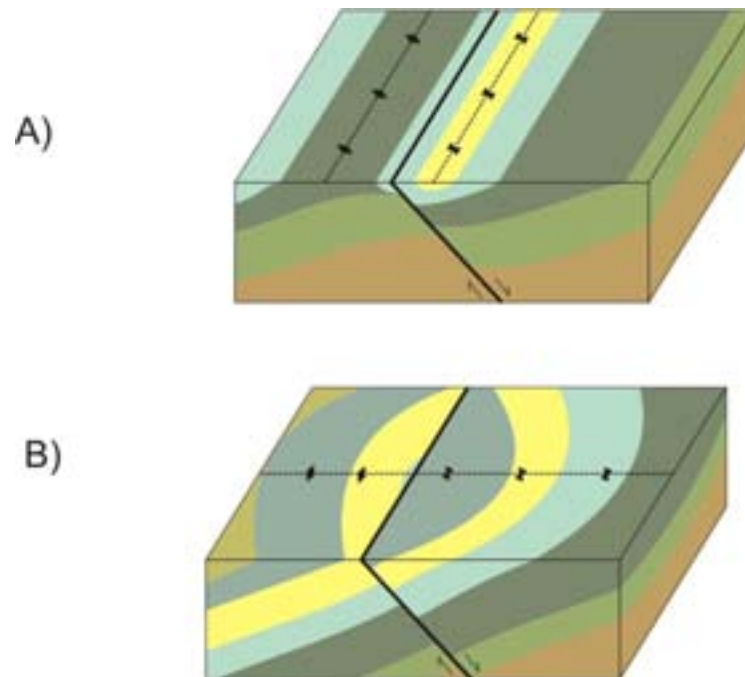


Figura 2.12: Desenvolvimento de dobras associadas a falhamento normal: (a) dobra longitudinal; (b) dobra transversal. (Schlische 1995).

2.3.1 Dobras longitudinais

2.3.1.a. Dobras de arrasto

As dobras de arrasto são dobras longitudinais que estão, geralmente, restritas às imediações da superfície da falha. No teto da falha é formado um sinclinal enquanto, um anticlinal se desenvolve no piso (figura 2.12a). As dobras de arrasto resultam da propagação das falhas em regiões que foram previamente flexionadas ou, podem ser formadas como resultado do atrito na superfície da falha (Grasemann, et al., 2005). Quando a falha que provoca o dobramento das camadas não atinge a superfície (falha cega) a dobra de arrasto pode-se denominar de *fault propagation folds* (Schlische, 1995) (figura 2.13).

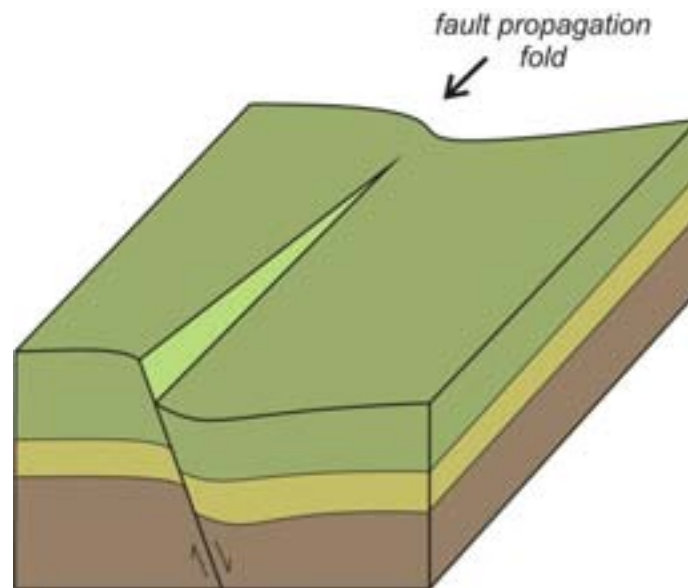


Figura 2.13: Ilustração de uma dobra de arrasto devido à propagação da falha na vertical e na horizontal (*fault propagation fold*). Modificado de Schlische (1995).

2.3.1.b. Dobras de arrasto inverso

Tal como o nome indica, as dobras de arrasto inverso têm uma geometria inversa às dobras de arrasto, ou seja, formam anticlinais no teto e sinclinais no piso da falha (Grasemann *et al* 2005)(figura 2.14). Além disso, essas dobras tendem a ocupar uma área maior que as dobras de arrasto (Schlische, *et al.*, 1996).

O deslocamento das camadas provocado pela atuação de uma falha tende a diminuir com a distância ao plano de falha, resultando numa resposta flexural das camadas do teto da falha (figura 2.14). O raio da dobra de arrasto inverso depende diretamente do deslocamento da falha, ou seja, à medida que a falha cresce a amplitude e o raio da dobra também aumentam. Geralmente a amplitude do anticlinal de arrasto inverso, no teto da falha, é maior que o sinclinal de arrasto inverso no piso (Grasemann *et al* 2005).

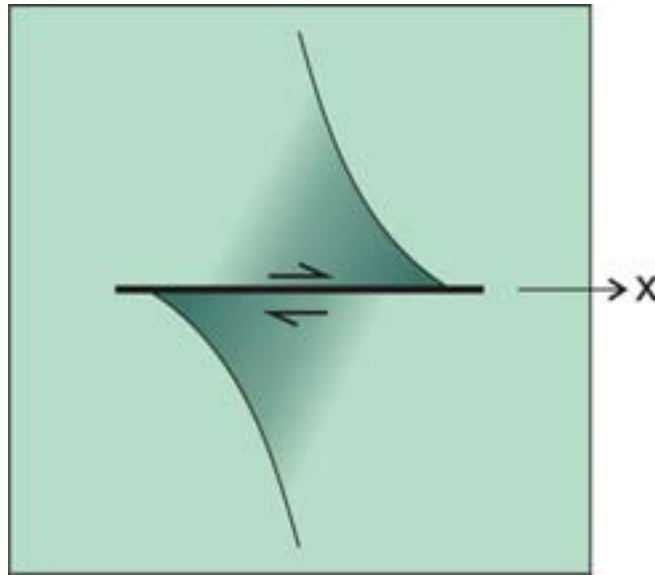


Figura 2.14: Modelo matemático gerando uma dobra de arrasto inverso, sendo o mecanismo causador a variação do deslocamento ao longo de uma falha normal, modificado de Grasemann *et al* (2005). O deslocamento da falha faz-se no eixo “x”, o maior deslocamento é representado pelas cores mais escuras.

2.3.1.c Dobra rollover

As dobras do tipo *rollover* formam-se devido ao movimento de falhas lítricas normais. Este tipo de dobras resulta da geometria côncava característica das falhas lítricas. O movimento de massa ao longo destas falhas cria um vazio potencial entre o teto e piso da falha, fazendo com que o teto colapse (figura 2.15). Na realidade nunca chega a existir um espaço vazio pois o movimento da falha e a deformação do teto ocorrem simultaneamente.

A geometria do *rollover* é controlada pela geometria da falha e pelo mecanismo que deforma o teto para preencher o potencial vazio (Schlische, 1995). Os mecanismos incluem cisalhamento puro (Gibbs, 1983), cisalhamento simples (White *et al*, 1986) e deslizamento flexural (Davison, 1986). O tipo de mecanismo de deformação pode depender das litologias afetadas.

Ao longo do tempo vários modelos matemáticos têm sido propostos para estimar a geometria da falha com base na geometria do *rollover* e “vice-versa” (Poblet, 2005). Existem modelos que consideram os efeitos da compactação, que envolvem múltiplas

falhas, etc. Estes modelos têm muitas vezes como limitação o fato de necessitarem de dados difíceis de obter, como por exemplo, a profundidade da falha.

Devido à semelhança geométrica entre *rollover* e arrasto inverso de uma falha normal, eles podem ser confundidos. Com base na falha que lhes dá origem pode-se distinguir o *rollover* como uma dobra que está associada a uma falha lítrica enquanto o arrasto inverso não. O mecanismo deformacional também é diferente pois, como já foi referido, a dobra de arrasto inverso é uma resposta flexural das camadas ao movimento da falha, enquanto o *rollover* é uma resposta gravitacional do teto da falha.

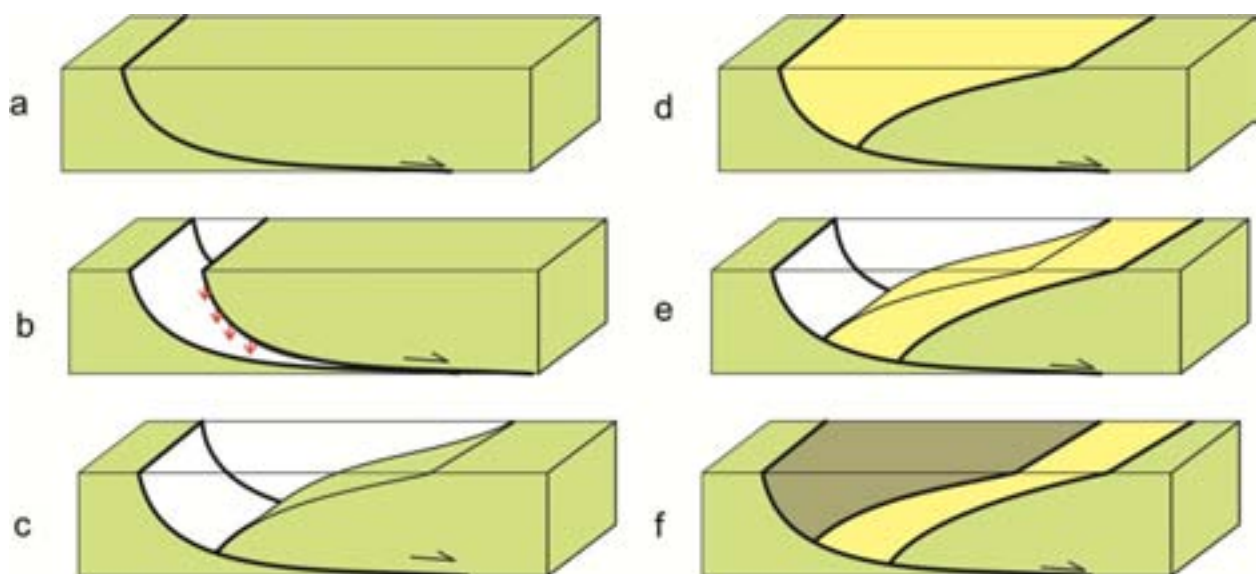


Figura 2.15: Representação de seis estágios da formação de um *rollover* (“a” a “f”). É possível observar a geração de espaço devido ao movimento da falha lítrica levando a um encurvamento das camadas para preencher o espaço. Também é possível observar o espessamento das camadas junto à superfície da falha, devido à própria geometria curvilínea das camadas do teto da falha. Modificado de Schlische (1995).

2.3.2 Dobras transversais

As dobras transversais resultam da variação do deslocamento ao longo do plano de falha (Schlische, 1995). Inicialmente as falhas são individualizadas, com o aumento da deformação as falhas podem manter-se isoladas ou unir-se a outros segmentos de falha. Estes mesmos segmentos podem se justapor ou não, podendo mergulhar no mesmo sentido ou em sentidos contrários. Estas diferentes arquiteturas de falhas dão origem assim, a diferentes geometrias de dobras.

No teto de uma falha as variações ao longo do plano produzem um largo e alongado sinclinal cujo eixo mergulha em direção à falha. Um anticlinal largo e alongado mergulhando para fora da falha é formado no piso. As linhas de charneira do anticlinal e sinclinal são usualmente paralelas e localizadas na zona de máximo deslocamento.

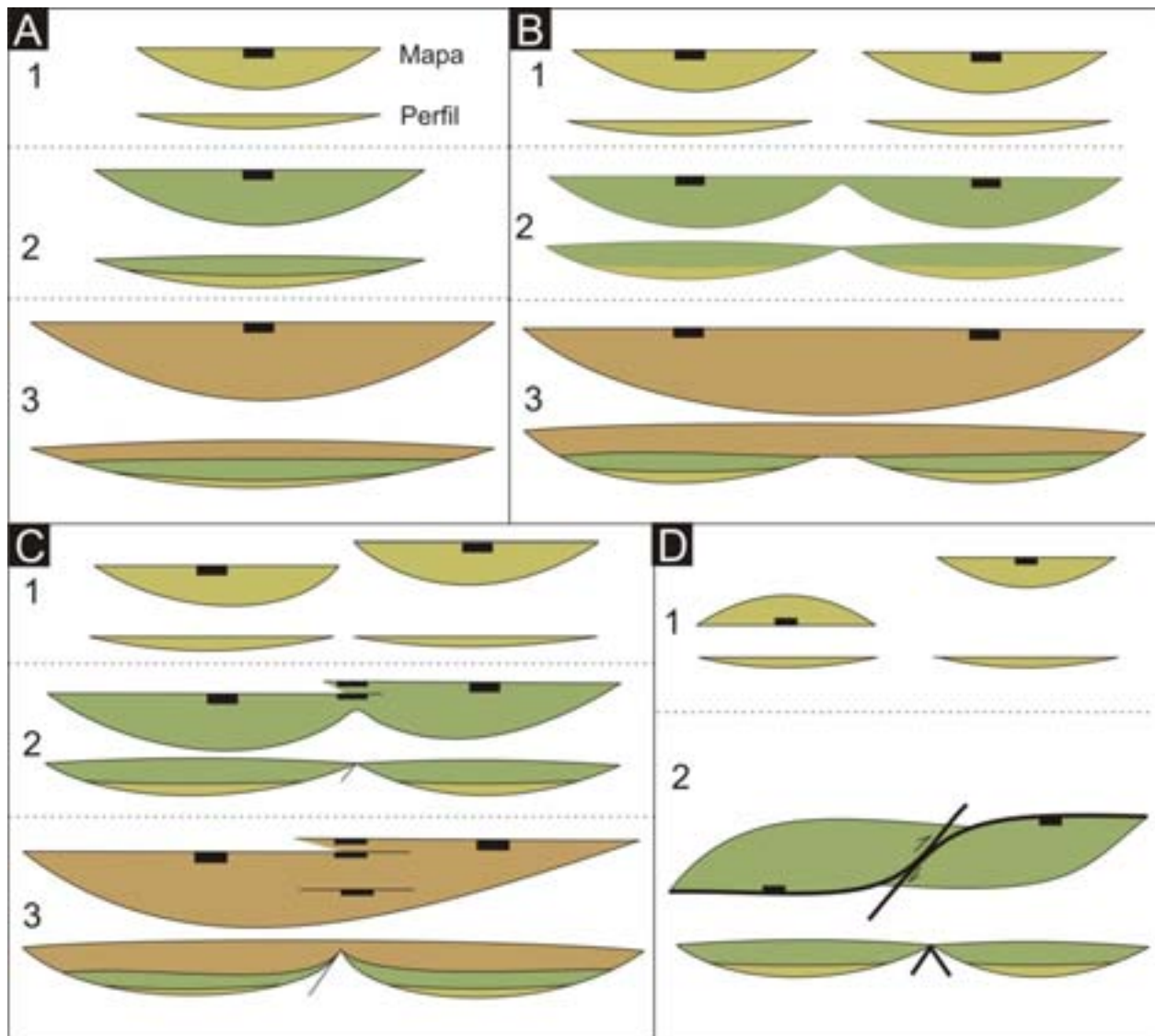


Figura 2.16: Ilustração dos processos envolvidos no crescimento de falhas com formação de dobras transversais, modificado de Schlische & Anders (1996). Cada painel mostra estágios, numerados de 1 a 3, da evolução do teto de uma falha normal. Estão ilustrados perfis longitudinais para cada estágio. (a) Falha única; (b) falhas sintéticas não sobrepostas; (c) falhas sintéticas com sobreposição; (d) segmentos de falha antitéticos.

Além das dobras acima discutidas, outras dobras associadas à distensão são mencionadas na literatura. *Faulds et al.* (2002) estudaram a presença de dobras em zonas de acomodação distensional. Entre falhas lítricas que mergulham em direção oposta

podem se formar sinclinais, assim como, entre falhas lítricas que mergulham uma contra a outra podem se formar anticlinais. Estas dobras podem ser oblíquas ou paralelas às falhas lítricas (figura 2.17).

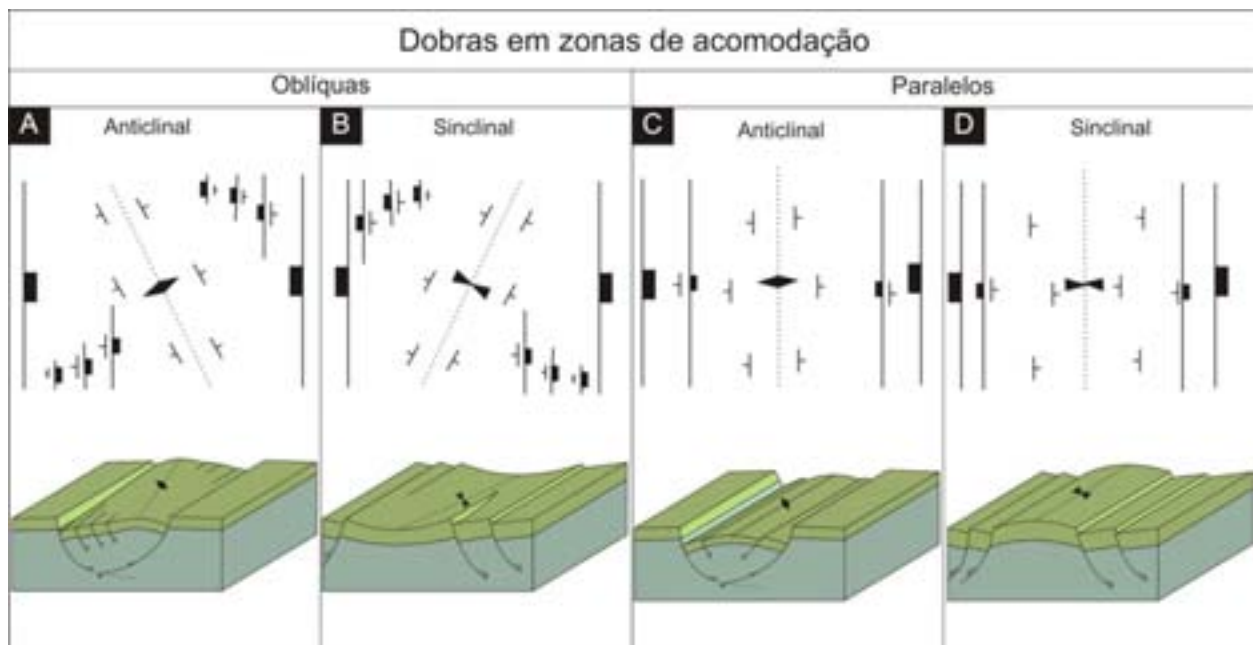


Figura 2.17: Esquema ilustrativo de dobras associadas a falhas em zonas de acomodação. (A) e (B) representam, respectivamente, um sinclinal e um anticlinal oblíquo. (C) e (D) representam um anticlinal e sinclinal paralelo, respectivamente. Modificado de Faulds, *et al.* (2002)

2.4 A modelagem física.

2.4.1 Breve introdução histórica

O primeiro experimento de modelagem analógica foi realizado por Sir James Hall em 1815 (figura 2.18) (Koyi, 1997). Ao longo desse século vários autores realizaram experimentos simulando a geração de falhas e dobras. O primeiro estudo sistemático de modelagem de deformação por cisalhamento puro foi realizado por Cadell em 1889.

Estes trabalhos iniciais do século XIX ilustravam a utilidade da modelagem física para a compreensão de como as estruturas geológicas se formam e evoluem. Desde então, um grande número de trabalhos, tendo como base a modelagem de bacias do tipo rifte foi publicado na literatura específica, seja deformação distensional (McKenzie 1978;

McClay 1987; McClay 1995; Withjack 1995; McClay 2002; Portugal 2008, entre outros), deformação por tectônica de sal, distensão seguida de inversão, cinturões de dobras e falhas, entre outros.

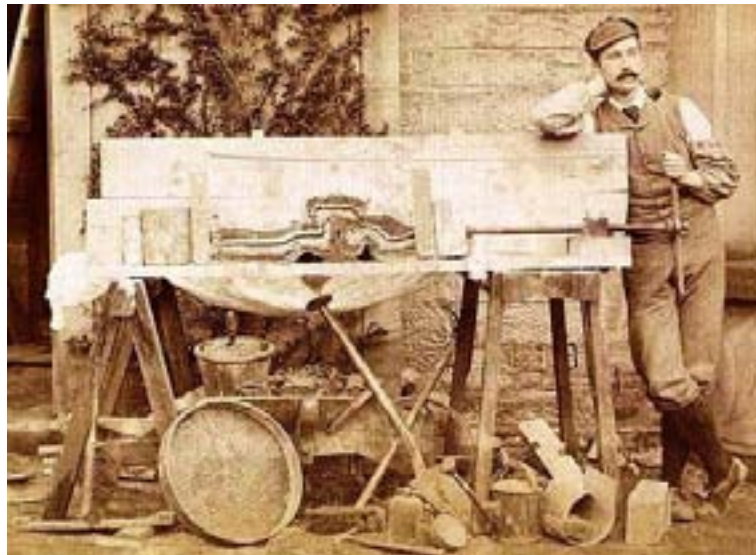


Figura 2.18: Fotografia de Sir James Hall durante os seus experimentos, simulando a formação das cadeias montanhosas da Escócia. (Koyi, 1997)

2.4.2 Materiais análogos e relações escalares

Na modelagem física, os corpos geológicos são representados por materiais análogos. Destes materiais a areia seca, é a mais utilizada como análogo em estudos de bacias sedimentares. O comportamento mecânico da areia é idêntico às rochas da superfície da crosta (Eisenstadt & Sims, 2005). Esta aproximação é válida para análises de primeira ordem de processos tectônicos, não sendo a areia um bom material para explicar o acamamento mecânico dentro de sucessões sedimentares (Rossi & Stori, 2003). Para simular as anisotropias mecânicas estratigráficas, pode-se intercalar materiais alternativos, como esferas de vidro, micas, etc. Para escolher dentro destes materiais análogos quais são os mais adequados usam-se vários métodos, como por exemplo o estudo dos ângulos de cisalhamento interno dos materiais, Panien *et al* (2006).

Apesar de não exibir um perfeito comportamento friccional plástico, a areia seca e a argila úmida, comportam-se como materiais de características Navier-Coulomb, friccional/elásticas com aumento da tensão até a ruptura (figura 2.19) (Lohrmann, 2003).

As características reológicas distintas destes dois materiais causam importantes diferenças na deformação durante a distensão, como por exemplo a menor taxa de propagação das falhas na argila, zonas de falha mais largas nos modelos em areia (Eisenstadt & Sims, 2005).

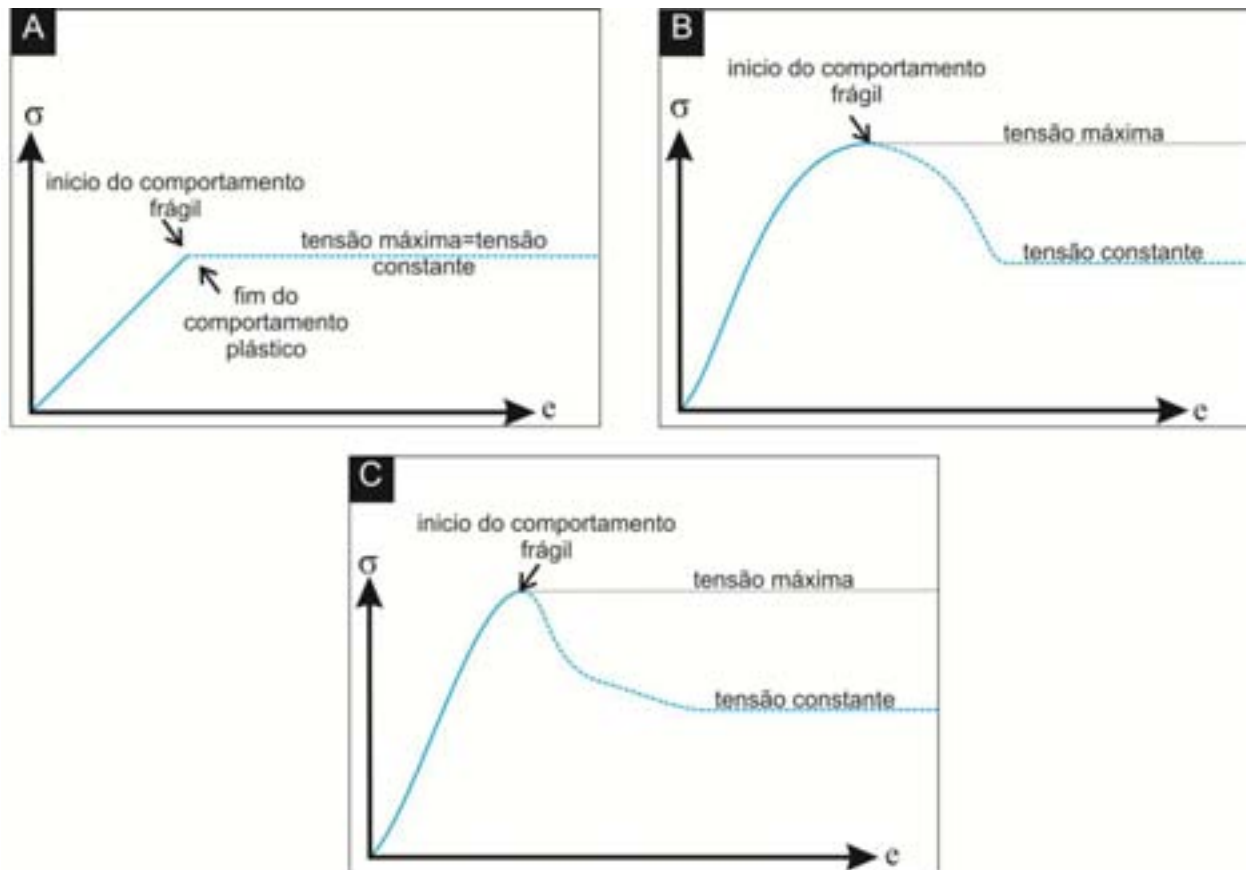


Figura 2.19: Gráficos mostrando o *stress* (σ) em função do *strain* (e) de um determinado material. (A) Um material de comportamento Navier-Coulomb ideal, com o aumento da tensão vai ter uma deformação plástica até ao ponto de ruptura onde assume um comportamento frágil. Neste material ao ser atingido o ponto de ruptura a tensão necessária para deformar o corpo não diminui. (B) Numa rocha da crosta superior a tensão necessária para ocorrer deformação frágil é menor que a necessária para atingir o ponto de ruptura. (C) Num material análogo granular pode-se observar que o seu comportamento é bastante semelhante ao de uma rocha da crosta superior. Modificado de Lohrmann (2003).

A deformação dúctil também pode ser simulada em experimentos físicos por meio de materiais análogos. Neste estilo deformacional o fluxo viscoso da astenosfera, camadas de sal e outros materiais, é simulada com vários materiais análogos, como por exemplo mel para a astenosfera ou silicone para o sal (Vendeville *et al.*, 1992).

Para as rochas que constituem uma bacia sedimentar consideram-se os esforços gravitacionais os mais importantes, uma vez que governam o comportamento rúptil de tais rochas. Para a simulação destas rochas é necessário diminuir a coesão dos materiais em igualdade de proporção à diminuição de sua dimensão vertical. Esta relação fundamenta-se na teoria da similaridade.

A teoria da similaridade permite a comparação entre uma estrutura geológica natural e o modelo escalado da mesma. Esta teoria foi desenvolvida no início do século XX e adaptada à geologia por Hubbert em 1937 (Gomes *et al* 2004), que demonstrou que utilizando um fator escalar 10^{-5} será necessário diminuir o coeficiente de coesão do material análogo também por 10^{-5} . A análise da equação 3 também mostra que a densidade dos materiais tem pouca influência no resultado da equação, mantendo constante a distância. Então, uma redução de 10^{-5} da coesão de uma rocha natural resulta numa coesão muito baixa do material análogo, como é o caso da areia seca (McClay *et al* 1987).

Equação 3:

$$\sigma_{\tau} = (\delta) * (\lambda)$$

Onde:

$\sigma_{\tau} = \Delta\sigma_{\text{(modelo)}} / \Delta\sigma_{\text{(original)}}$, o que corresponde à $(\text{coesão})_{\text{modelo}} / (\text{coesão})_{\text{original}}$

$\delta = (\text{densidade})_{\text{modelo}} / (\text{densidade})_{\text{original}}$

$\lambda = (\text{comprimento})_{\text{modelo}} / (\text{comprimento})_{\text{original}}$

2.4.3. Modelagem de estruturas em bacias tipo rifte

Desde os estudos pioneiros de modelagem no século XIX a modelagem física tem sido bastante utilizada na compreensão da geometria, cinemática e evolução dinâmica de estruturas geológicas distensionais (Withjack & Jamieson, 1986; Vendeville *et al* 1987; Ellis & McClay 1988; Serra & Neslon, 1989; McClay, 1990; McClay & Scott,

1991; Tron & Brun, 1991; Vendeville, 1991; Brun & Tron, 1993; McClay & White, 1995; Withjack *et al.* 1995; Fossen, 1996; McClay, 2002, entre outros).

Os modelos físicos permitem uma visualização de como complexas estruturas se formam ao longo do tempo e espaço. Estes modelos permitem aos geólogos observar o percurso geométrico e cinemático que levou à complexa arquitetura das estruturas em bacias sedimentares.

A observação da nucleação de sequências de falhas nos modelos físicos permite que estes sejam utilizados como modelo para interpretar e realizar restauração de seções de bacias. Uma análise detalhada da deformação em modelos físicos, fornece indicações da cinemática e dos mecanismos de deformação actuantes. Estes dados são fundamentais para a determinação de algoritmos usados em *software* de balanceamento e restauração de seções sísmicas.

Os avanços mais recentes das técnicas de modelagem, permitem a modelagem de estruturas mais complexas, gerando mais dados sobre a deformação distensional de bacias. Por exemplo, no século passado a deformação era normalmente analisada bidimensionalmente, no entanto, mais recentemente o uso de raio-X tem permitido um imageamento tridimensional dos modelos.

Estes dados permitiram uma melhor compreensão da evolução geométrica e cinemática de falhas e dobras em ambientes de deformação frágil. Possibilitam uma compreensão da formação e movimento de sequências de falhas. Os modelos físicos têm também fornecido modelos para regiões de bacias sedimentares onde o mapeamento sísmico das estruturas em profundidade é de menor qualidade. Estes modelos também fornecem dados para a modelagem numérica de tectonismo e sedimentação em bacias.

Os modelos distensionais de sistemas de falhas podem simular estruturas a várias escalas, desde escala de bacia à deformação do teto de uma falha. No entanto, os modelos físicos são mais propensos à simulação da deformação do teto de uma falha isolada.

A capacidade dos modelos físicos simularem a natureza é visível ao comparar as geometrias geradas com exemplos naturais existentes na literatura (McClay, 1995; McClay, 2002; Jin & Groshong, 2006; Sun *et al.*, 2009).

CAPÍTULO 2

ESTADO DA ARTE

ESTADO DA ARTE

2.1 Princípios base de deformação

As rochas encontram-se constantemente submetidas a um campo variável de tensões, levando à sua deformação. Assim, a deformação pode ser definida como uma mudança no volume, forma e posição de um determinado corpo rochoso devido à atuação de um campo de tensões (Fiori, 1997).

A deformação pode ser classificada em duas classes distintas (Price & Cosgrove, 1990):

(i) Deformação de um corpo rígido, implica deslocamento de um corpo no espaço sem que ocorram mudanças na sua forma ou volume, este deslocamento pode ser rotacional ou translacional.

(ii) Deformação de um corpo não-rígido, provoca mudanças na forma e no volume, através da deformação volumétrica e distorção do corpo.

A deformação também pode ser homogênea ou heterogênea (Park, 2004). Na deformação homogênea são mantidas as relações geométricas do corpo. Enquanto na deformação heterogênea considera-se um somatório de deformações homogêneas, com diferentes direções e magnitudes, aplicadas a cada ponto do corpo (figura 2.1).

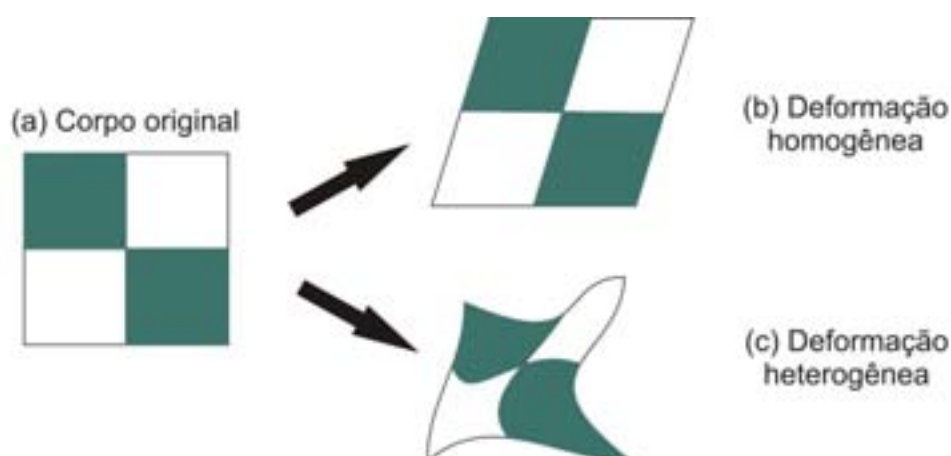


Figura 2.1: Representação gráfica da deformação homogênea e heterogênea: (a) corpo original não deformado; (b) corpo deformado homogeneamente; (c) corpo deformado heterogeneamente.

A deformação homogênea de um corpo pode ser feita através de cisalhamento puro ou cisalhamento simples (figura 2.2):

- O cisalhamento puro é caracterizado pela contração e distensão em direções perpendiculares, mantendo-se as relações angulares do corpo e variando as relações escalares (Park, 2004).

- O cisalhamento simples ocorre quando um corpo é submetido a um cisalhamento uniforme e paralelo, numa determinada direção, implicando na variação das relações angulares do corpo, mas mantendo as relações escalares. Caracteristicamente no cisalhamento simples existe conservação da área durante a deformação, (Ramsay & Huber 1987).

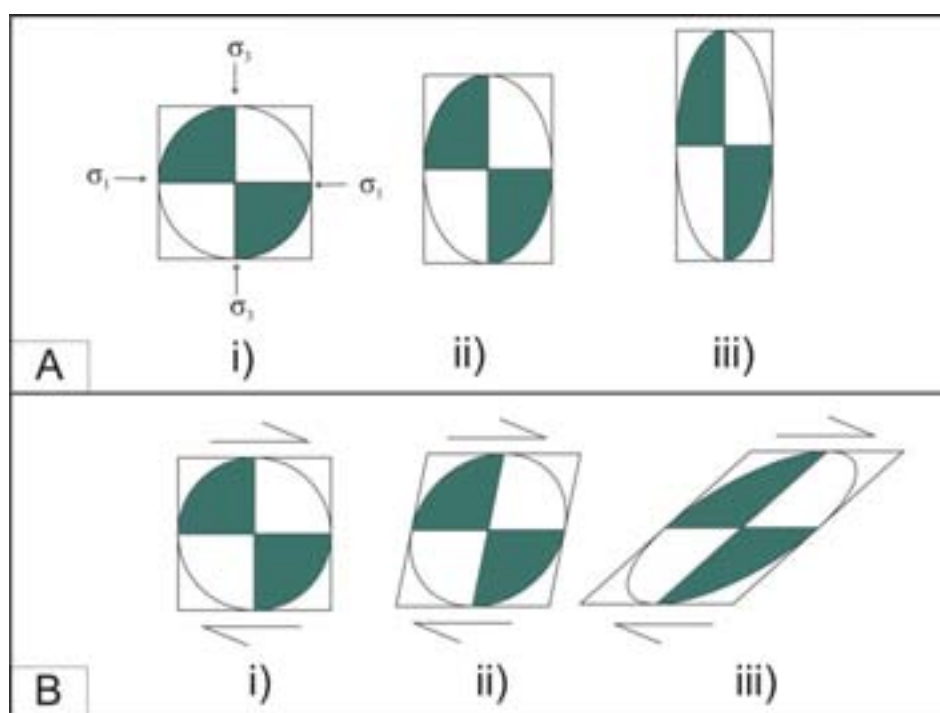


Figura 2.2: A) Representação de dois estágios da deformação por cisalhamento puro. B) Deformação por cisalhamento simples. Nos dois exemplos o estágio inicial, não deformado, é representado por (i).

A deformação gera variações nas relações escalares e angulares internas de um corpo e através da medição destas variações é possível determinar a deformação interna de um determinado corpo rochoso. A elongação (e) é definida como a mudança relativa do comprimento de uma linha, (Fiori, 1997), e pode ser calculado pela relação entre o

comprimento inicial (l_i) e o comprimento final da linha (l_f) da seguinte fórmula matemática (equação 1):

Equação 1:

$$e = \frac{l_f - l_i}{l_i}$$

O encurtamento de um corpo é dado pelo valor negativo da elongação e a distensão por um valor positivo. Esse parâmetro da deformação é representado em percentagem.

2.2 Geometria de falhas distensionais.

Uma falha geológica define-se como sendo uma superfície ou zona estreita através da qual ocorreu deslocamento relativo, paralelamente a esta, dos dois lados. Deslocamento é um termo geral para definir o movimento relativo dos dois lados da falha, medido em qualquer direção, (Groshong, 1999 e Peacock, 2000).

Um falhamento ocorre quando o limite de coesão interno de um corpo rochoso submetido a um campo de tensões cisalhante é ultrapassado. As falhas podem ser classificadas de acordo com a sua cinemática ou com as suas características geométricas, (figura 2.3).

- Falhas normais, são caracterizadas por apresentarem o eixo principal de tensão (σ_1) vertical, e o eixo de distensão (σ_3) horizontal. Este tipo de falha relaciona-se, geralmente, com a distensão, no entanto, também se encontra associado a estiramento radial centrífugo em cristas de anticlinais ou estruturas dômicas (Peacock, 2000).

- Falhas reversas ou de empurrão, são caracterizadas por σ_1 essencialmente horizontal e σ_3 vertical. O seu movimento origina um rejeito da falha inverso. O mergulho tem um máximo de 45° com a horizontal. Este tipo de falha é, comumente, associada a processos de encurtamento crustal, implicando em esforços compressionais e tangenciais. No entanto, este tipo de falhas também pode ser resultante secundário de

tectonismo vertical e deslizamento gravitacional, assim, a sua presença não indica necessariamente que a crosta esteja a ser encurtada (Park, 2004).

- Falhas inversas, este tipo de falhas difere das falhas reversas pois o seu mergulho é maior que 45° . A explicação reside no fato que estas falhas podem ser uma reativação de falhas normais ou que os seus principais eixos de tensão não são necessariamente horizontais em profundidade. As trajetórias de tensão se tornam inclinadas e/ou curvadas como resultado de variações no estado de tensão lateral e verticalmente (Davis & Reynolds, 1996).

- Falha transcorrentes ou de rejeito direcional, ocorrem quando o movimento é principalmente horizontal, ou seja, σ_1 e σ_3 são horizontais. Este tipo de falhas resulta de movimentos cisalhantes ao longo de um plano vertical ou subvertical, (Park, 2004).

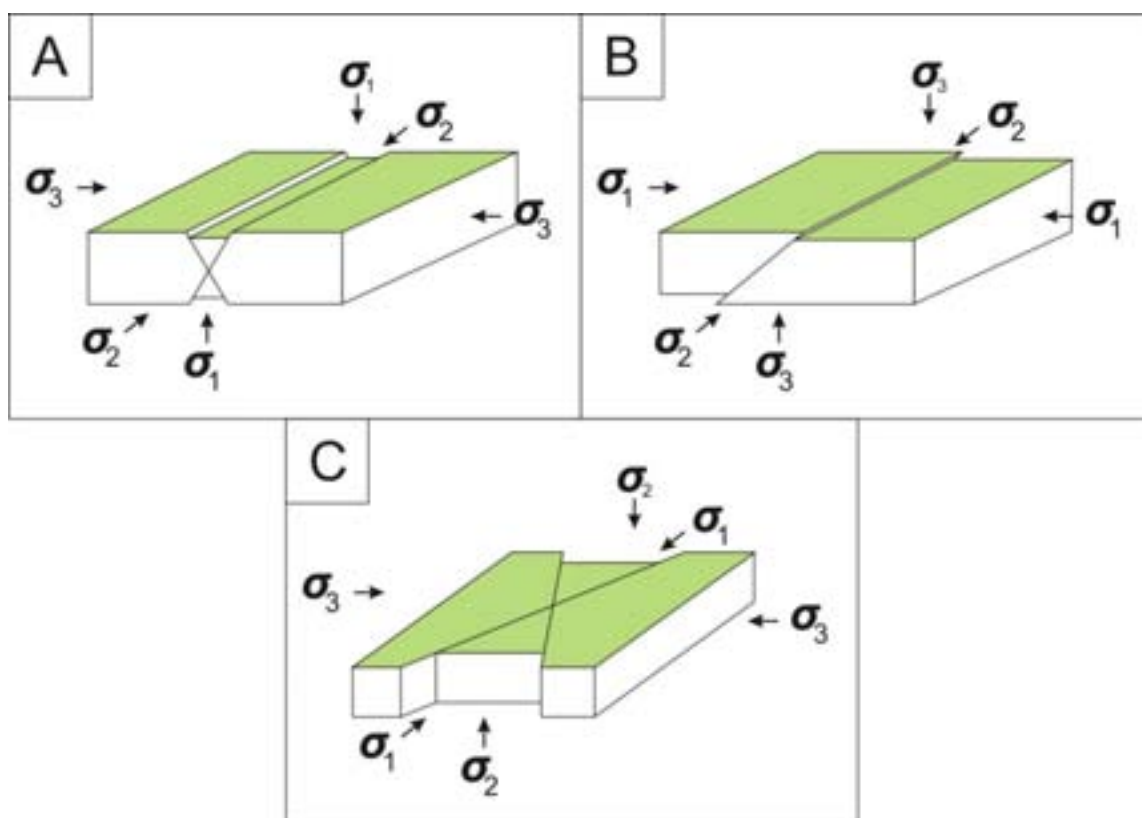


Figura 2.3: Principais tipos de falhas, com a representação dos eixos de tensões (Groshong, 1999). (a) Falha normal, (b) falha reversa, (c) falha transcorrente.

2.2.1 Falhas normais

O termo “falha normal” tem a sua origem nas minas de carvão do século XIX em Inglaterra, este tipo de falha era o mais comum, chamando-lhe assim os mineiros de falha normal (Peacock, 2000).

As falhas normais podem apresentar, ou não, superfícies de descolamento. Estas superfícies de menor resistência têm um papel significativo no controle do modo e taxa da deformação e, conseqüentemente no estilo de distensão superficial. Nos modelos físicos realizados por Bahroudi *et al* (2003) foi testado o efeito de deslocamentos dúcteis e friccionais e os resultados indicam que a reativação de falhas do embasamento abaixo da superfície de descolamento também pode controlar o estilo e a taxa de distensão. As principais diferenças entre os modelos de descolamento friccional e dúctil são evidenciadas pela largura da zona de deformação e pelo número de falhas desenvolvidas, que é maior nos experimentos com descolamento dúctil (Bahroudi *et al* 2003).

A modelagem dos processos envolvidos no crescimento de falhas permitiu a sua divisão, segundo Cartwright *et al.* (1995), em dois grandes grupos: (i) crescimento por propagação radial e (ii) crescimento pela união de segmentos (figura 2.4).

O crescimento de falhas por união de segmentos assume que, o maior reajuste do perfil de deslocamento ocorre subsequente à completa união (*hard-linkage*) dos segmentos. De acordo com este modelo, falhas recém unidas são subdeslocadas em relação a falhas isoladas.

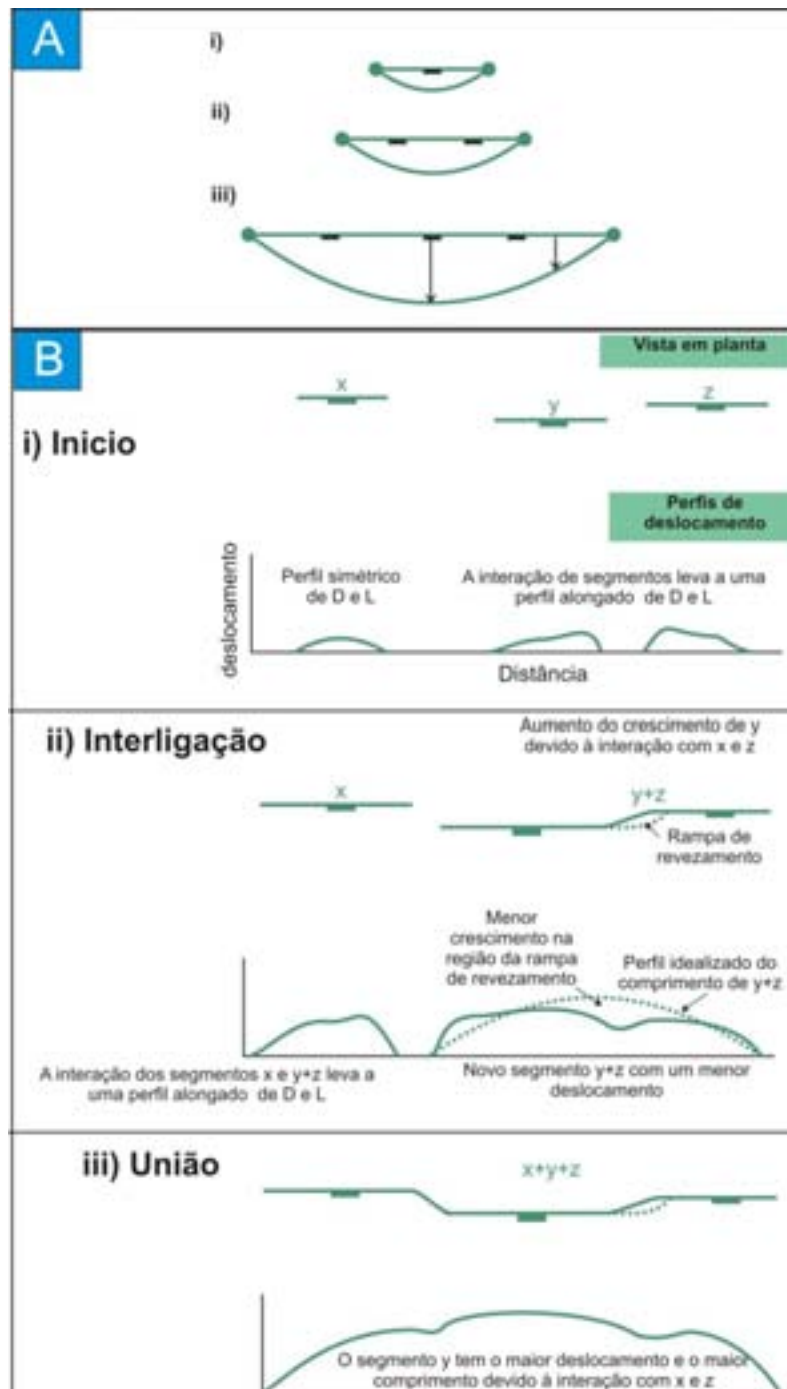


Figura 2.4: (A) Esquema ilustrativo da propagação radial de falhas, i, ii e iii representam três estágios consecutivos de propagação de uma mesma falha. O deslocamento diminui (setas) a partir do centro para as extremidades da falha. Modificado de Cartwright *et al.* (1995). (B) Ilustração da evolução de três segmentos (x, y e z) que se interligam, gerando uma falha única maior. (i) Início do falhamento, (ii) interligação dos segmentos y e z, (iii) união dos segmentos x com o segmento yz de falha numa única falha maior. Repare-se que a interligação de segmentos que produz perfis alongados de deslocamento (D) e comprimento (L) leva a que o perfil final da falha resultante é bastante similar ao perfil de um segmento de falha isolado. Modificado de Gawthorpe & Leeder (2000).

Um modelo alternativo é proposto por Cowie (1998) sugerindo que o maior deslocamento ocorre enquanto as falhas ainda permanecem relativamente isoladas (figura 2.5). Isso é alcançado através do crescimento preferencial, localizado em pontos de “simetria de ruptura” na evolução dos sistemas de falhas. O segmento central de uma falha irá variar de acordo com a definição de um ponto de simetria de ruptura. Este segmento pode alcançar um maior comprimento e ter um grande deslocamento antes mesmo de nenhuma união estrutural ocorrer.

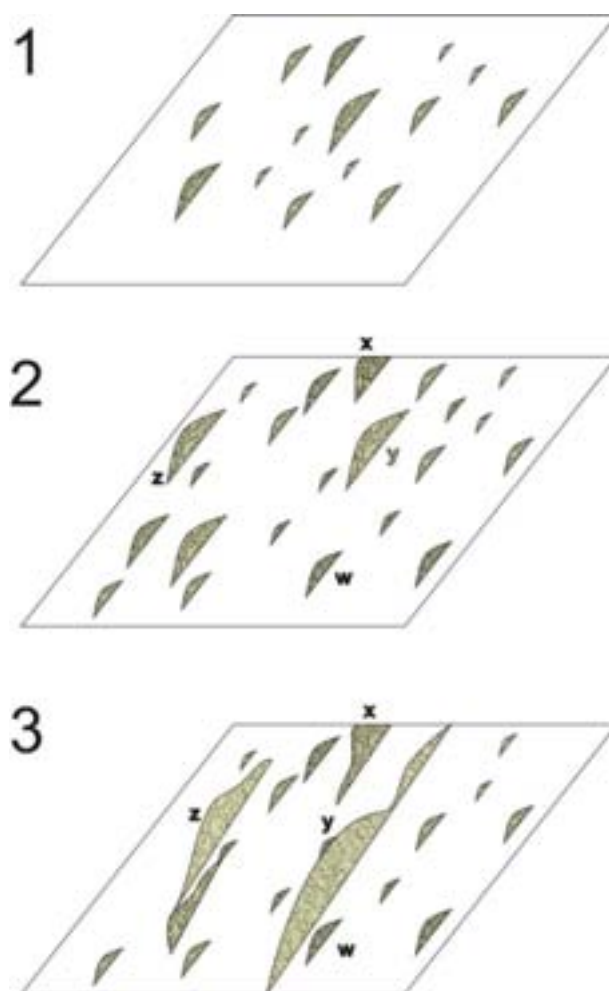


Figura 2.5: Ilustração da evolução de um sistema de falhas, através de uma modelagem numérica. 1: Nucleação inicial de muitos segmentos isolados; 2: maior crescimento de alguns segmentos (w, x, y, z); 3: A deformação é localizada nas falhas z e y enquanto cessa a atividade nos segmentos adjacentes. Modificado de Cowie (1998).

As falhas normais podem, segundo Wernicke & Burchfiel (1982), ser divididas em duas classes, rotacionais e não-rotacionais, que, por sua vez, podem ser subdivididas com base na sua geometria em falhas planares (rotacionais ou não) e falhas lítricas rotacionais. As falhas possuem uma variação do deslocamento de seus planos, sendo ele, zero nas extremidades e máximo na região central. Esse deslocamento heterogêneo é responsável pela geometria elíptica do plano de falha, com o menor eixo da elipse paralelo ao sentido do deslocamento.

2.2.1.a) Falhas Planares

As falhas planares não-rotacionais assumem normalmente um arranjo em *horst* e *graben* (figura 2.6a). Essas estruturas são facilmente modeladas em laboratórios (figura 2.6.b). Esta geometria clássica caracteriza-se por uma sucessão de falhas com mergulhos contrários geralmente associados a ambientes tectônicos de distensão uniforme. Este tipo de arranjo acomoda uma pequena quantidade de deformação.

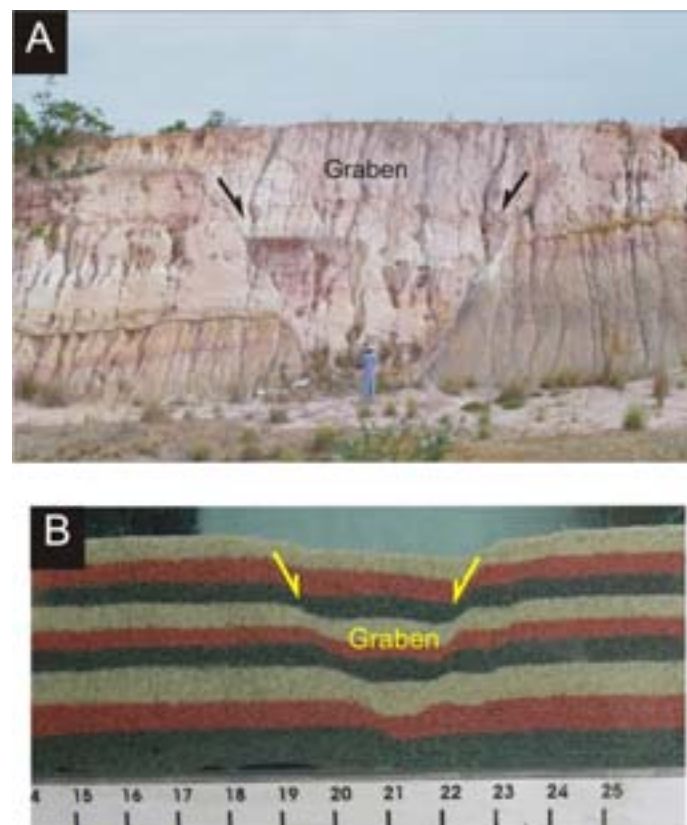


Figura 2.6: (A) *graben* na sub-bacia de Sergipe. (B) Formação de *graben* em modelagem física. (Alves da Silva, inédito).

Um modelo para a geração de falhas planares rotacionais foi proposto por Wernicke & Burchfield (1982) no qual a rotação de um corpo rígido, associada a uma distensão, provoca uma rotação dos blocos de falha. A relação entre a distensão e a rotação pode ser calculada usando a equação 2:

Equação 2:

$$e = [\sin(\phi_0 + \delta) / \sin \phi] - 1.$$

Neste modelo são formados espaços vazios na base dos blocos, na natureza estes espaços são preenchidos por outro material.

O arranjo característico de falhas planares rotacionais denomina-se de *dominó* (figura 2.7). Este tipo de geometria permite uma acomodação de grande quantidade de distensão, com uma pequena deformação interna dos blocos.

A geometria em *dominó* pode se desenvolver de duas formas, assumindo que o bloco alto não sofre deformação: com ou sem descolamento basal.

No modelo sem descolamento basal os blocos falhados são “unidos” às camadas sobre e sotopostas, sendo que a camada falhada não é suficientemente “frágil” para ser descrita como descolamento, considerando-se então como uma zona de cisalhamento. No modelo com descolamento basal a ausência de outras superfícies de descolamento força as camadas à distensão, o que facilita a formação desta geometria, (Steward & Argent, 1999). Arranjos dominados por uma única polaridade são particularmente comuns em sistemas de deslizamento gravitacional. Estes sistemas são controlados pelo peso de uma camada rochosa escorregando sobre outra relativamente menos competente, este fenômeno é denominado descolamento (*detachment*) (Price & Cosgrove, 1990).

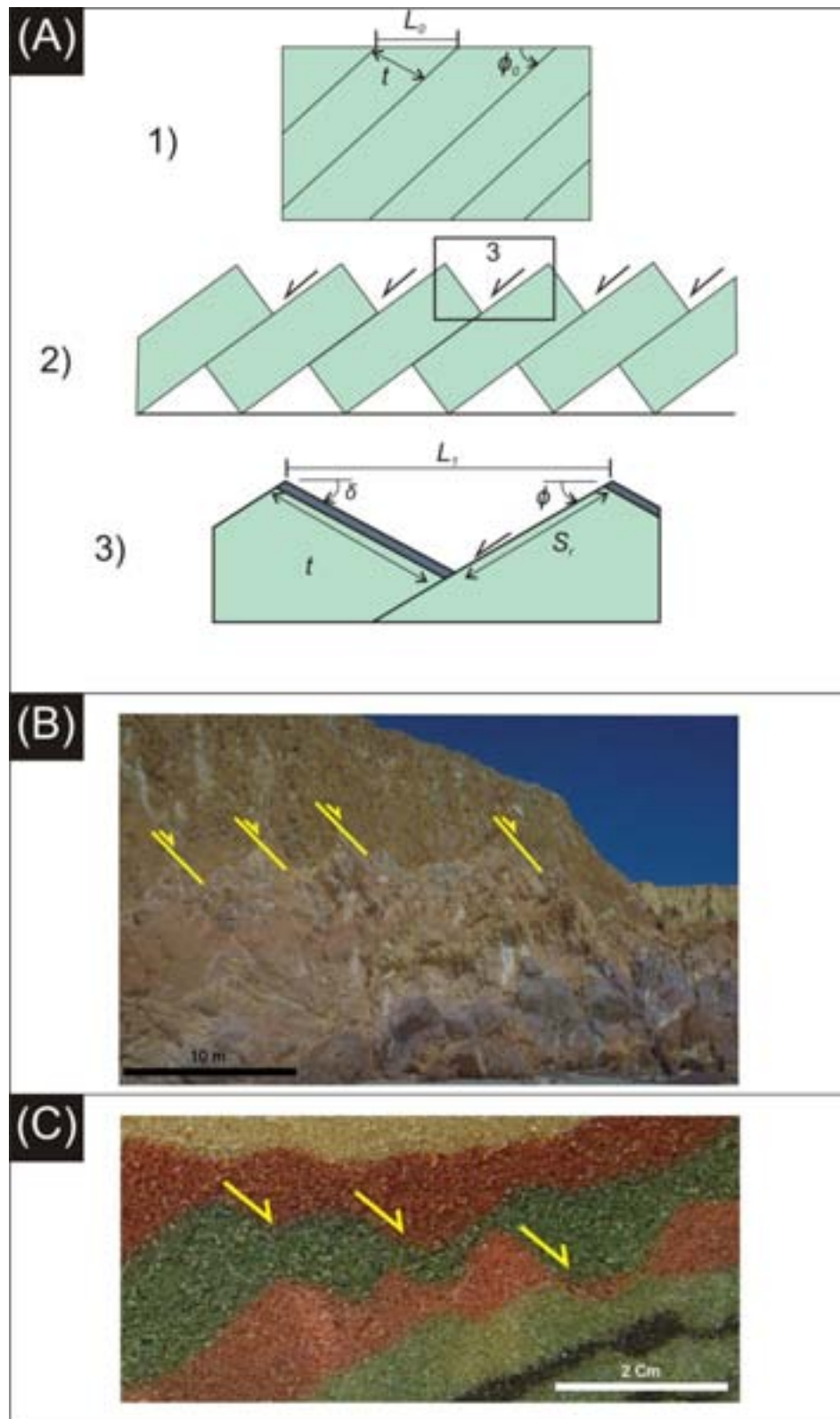


Figura 2.7: (A) Falhas planares rotacionais com arranjo em *dominó* (Groschong, 1999). L_0 : Distância original entre dois planos de falha adjacentes; L_1 : Distância final entre dois planos de falha adjacentes; t : largura do bloco; ϕ_0 : mergulho inicial da falha; ϕ : mergulho final da falha; δ : mergulho final das camadas; S_r : rejeito da falha. (1) Corpo antes da deformação, (2) corpo depois da deformação e (3) Relações entre as diversas variáveis descritas acima. (B) Falhas geometria em dominó na Formação Barreiras (Icapuí-CE) (Alves da Silva, inédito). (C) Falhas com geometria *em dominó* desenvolvida em experimento físico.

2.2.1.b. Falhas lítricas

Quando falhas planares apresentam variações do mergulho, os estratos do teto podem colapsar, formando assim estruturas do tipo *kink band*. Esta variação no mergulho do plano de falha gera duas superfícies imaginárias, denominadas de superfície axial ativa, que é fixa em relação ao teto, e superfície axial inativa, que migra com o teto e define um plano que separa a porção colapsada da não-colapsada. Os estratos entre a superfície da falha e a superfície axial ativa permanecem inalterados até cruzarem o plano definido por essa última, quando são colapsados e cisalhados, (figura 2.8). As porções do teto fora dos limites destas superfícies têm o transporte de partículas controlado por translação paralela aos diferentes segmentos de falha. O mergulho da superfície ativa é controlado pela reologia da rocha, principalmente pelo seu ângulo de fricção interna (Xiao & Suppe, 1992).

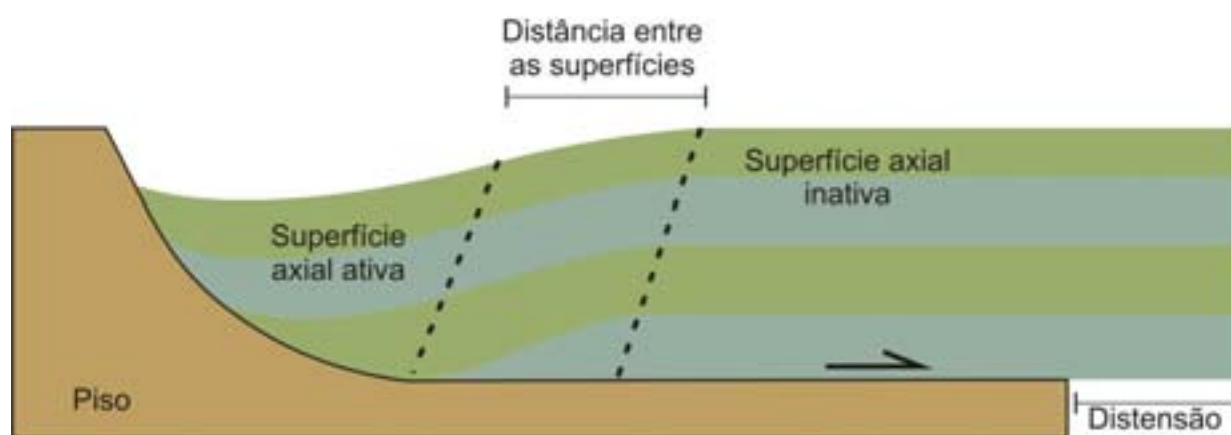


Figura 2.8: Desenvolvimento de superfícies axiais ativa e inativa para uma falha lítrica, assumindo o colapso na direção antitética da falha. As camadas sofrem cisalhamento progressivo ao passar pela superfície axial ativa. Modificado de Xiao & Suppe (1992).

Pode-se considerar uma falha lítrica como sendo um somatório de várias quebras de mergulho, formando uma superfície curva que tende a horizontalizar em profundidade (Xiao & Suppe, 1992). O somatório do colapso provocado por sucessivas quebras de mergulho do plano de falha pode gerar uma dobra em *rollover* (figura 2.9).

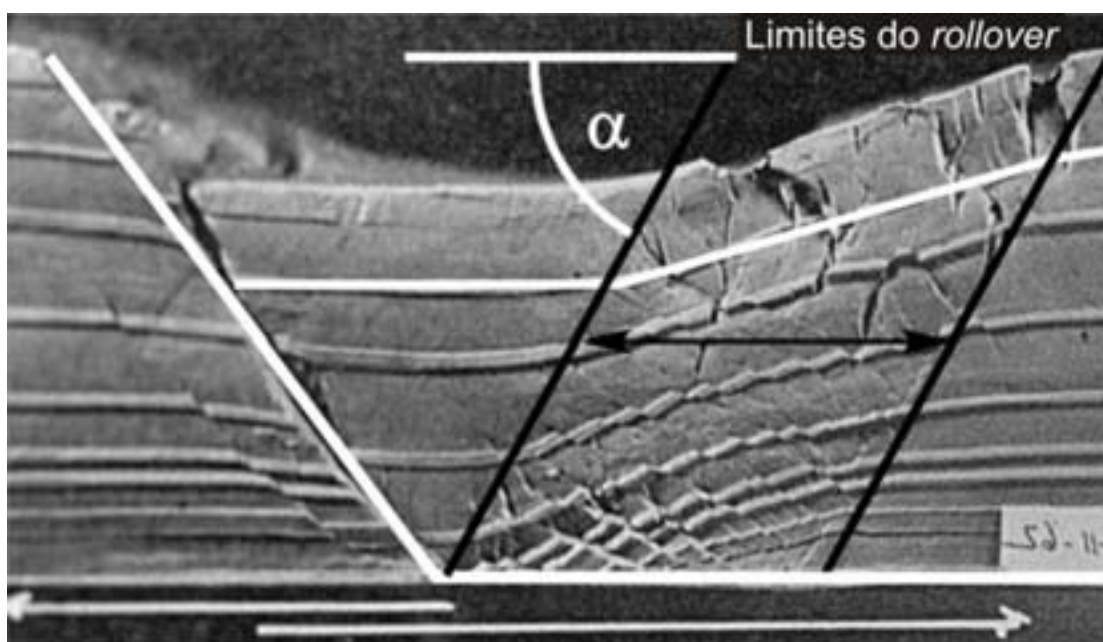


Figura 2.9: Fotografia de *rollover* desenvolvido em modelagem física com argila por Closs (1968), modificado de Groshong, 1999).

2.2.2 Zonas de transferência.

Uma zona de transferência representa uma região com importantes elementos estruturais transversos ou oblíquos. As zonas de transferência permitem a acomodação de distensão entre segmentos de falhas individuais ao longo do comprimento da zona de deformação de uma bacia. Embora a presença desta zona implique uma relação geométrica entre as falhas, não determina que haja uma relação cinemática ou mecânica entre elas.

Identificam-se dois tipos principais de zonas de transferência entre os segmentos de falha com distribuição espacial *en échelon*, (Bally, 1981 e Gibbs, 1984):

- Falhas de transferência (*hard-linkage*) (figura 2.10a).
- Zonas ou rampas de revezamento (*soft-linkage*) (figura 2.10b).

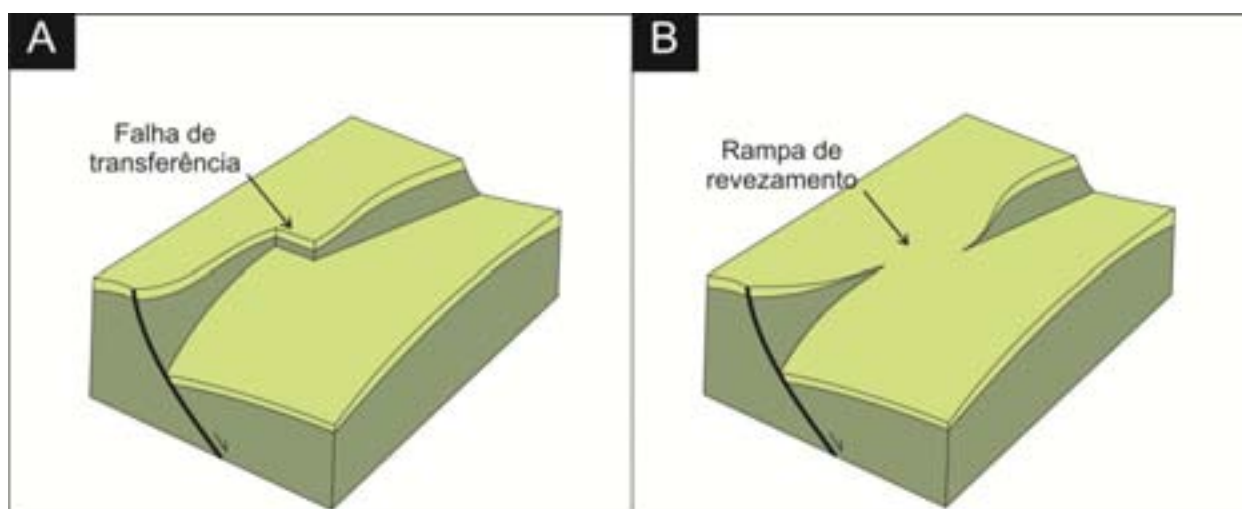


Figura 2.10: Representação esquemática dos dois tipos principais de zonas de transferência. (A) Falha de transferência (*hard-linkage*) e (B) zonas ou rampas de revezamento (*soft-linkage*). Modificado de Gawthorpe & Hurst (1993).

Com base na geometria, mais precisamente com o sentido do mergulho das falhas, as zonas de revezamento podem ser subdivididos em zonas sintéticas ou conjugadas (figura 2.11).

As zonas de transferência ocorrem em várias escalas, estando o seu tamanho diretamente relacionado com as falhas que lhes dão origem. Sistemas de falhas menores estão, por vezes, embutidos em sistemas maiores e, zonas de transferência menores podem, também, estar inseridas em zonas de transferência de maior dimensão.

As zonas de transferência de um rifte podem ser definidas como um sistema coordenado de feições deformacionais que conservam o esforço distensional regional. Este mecanismo deformacional é mais ativo na porção crustal superior de comportamento rúptil. Ou seja, a não ser por um outro processo crustal, como por exemplo, fluxo dúctil ou uma intrusão magmática rasa acompanhada de distensão, a definição de zona de transferência é comumente reduzida à conservação do deslocamento da falha em três dimensões (Morley *et al*, 1990).

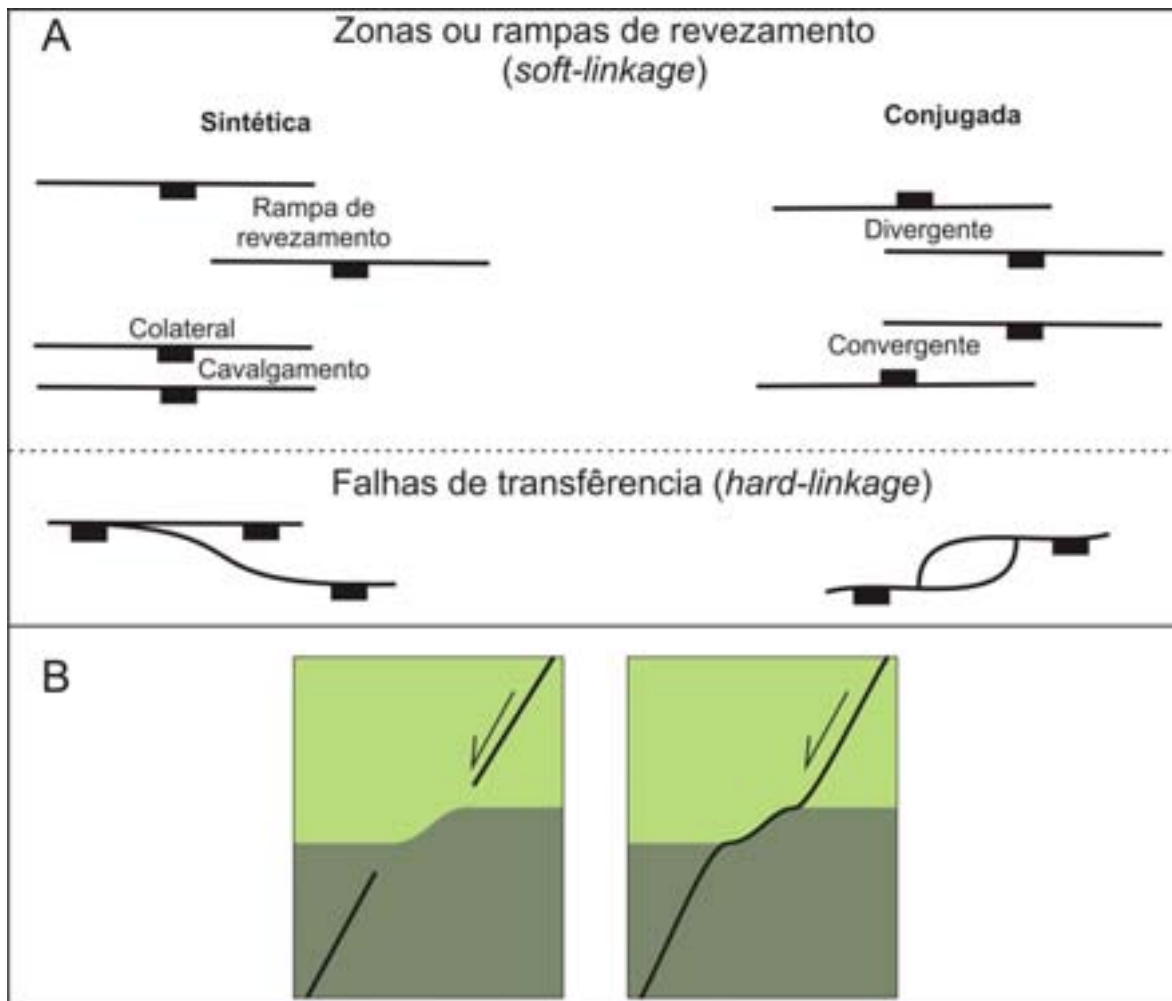


Figura 2.11: (A) Representação esquemática, em mapa, das diferentes geometrias das zonas de transferência; (B) representação, em seção, da propagação de falhas por ligação de segmentos. Modificado de Groshong (1999).

2.3 Dobramentos associados ao movimento de falhas normais

A maioria dos dobramentos em ambiente distensional está associada a sistemas de falhas normais. Com base na relação geométrica entre linha de charneira e o plano de falha, pode-se classificar estas dobras em dois grandes grupos, que por sua vez podem ser subdivididas em tipos específicos de dobras (Schlische 1995):

a) *Dobras longitudinais*: têm a linha de charneira paralela, ou subparalela, ao plano falha. Neste grupo se incluem as de arrasto, de arrasto inverso e anticlinal *rollover*, (figura 2.12a);

b) *Dobras transversais*: têm a charneira perpendicular ao plano de falha (figura 2.12b).

Uma outra classe de dobras tem sido alvo de estudos nos anos mais recentes, são as dobras associadas a zonas de acomodação entre falhas normais (Faulds, et al., 2002).

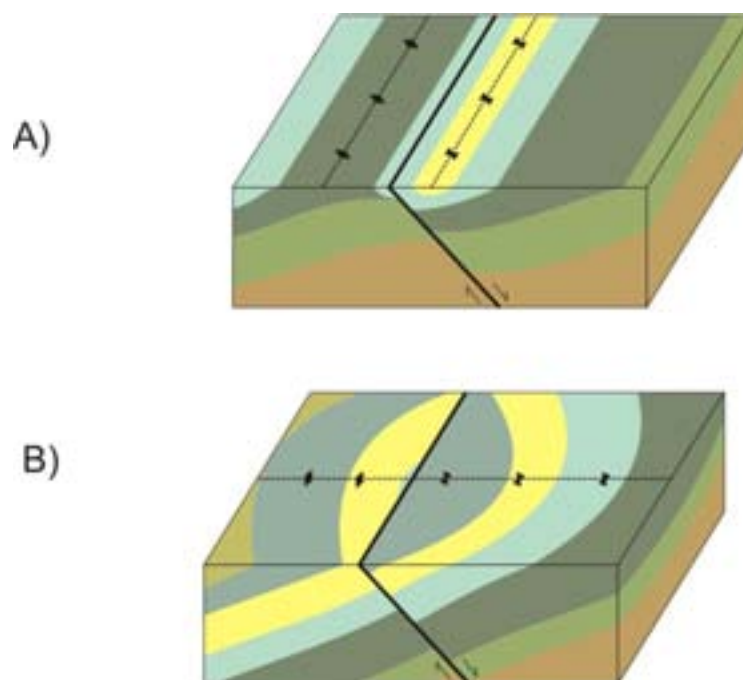


Figura 2.12: Desenvolvimento de dobras associadas a falhamento normal: (a) dobra longitudinal; (b) dobra transversal. (Schlische 1995).

2.3.1 Dobras longitudinais

2.3.1.a. Dobras de arrasto

As dobras de arrasto são dobras longitudinais que estão, geralmente, restritas às imediações da superfície da falha. No teto da falha é formado um sinclinal enquanto, um anticlinal se desenvolve no piso (figura 2.12a). As dobras de arrasto resultam da propagação das falhas em regiões que foram previamente flexionadas ou, podem ser formadas como resultado do atrito na superfície da falha (Grasemann, et al., 2005). Quando a falha que provoca o dobramento das camadas não atinge a superfície (falha cega) a dobra de arrasto pode-se denominar de *fault propagation folds* (Schlische, 1995) (figura 2.13).

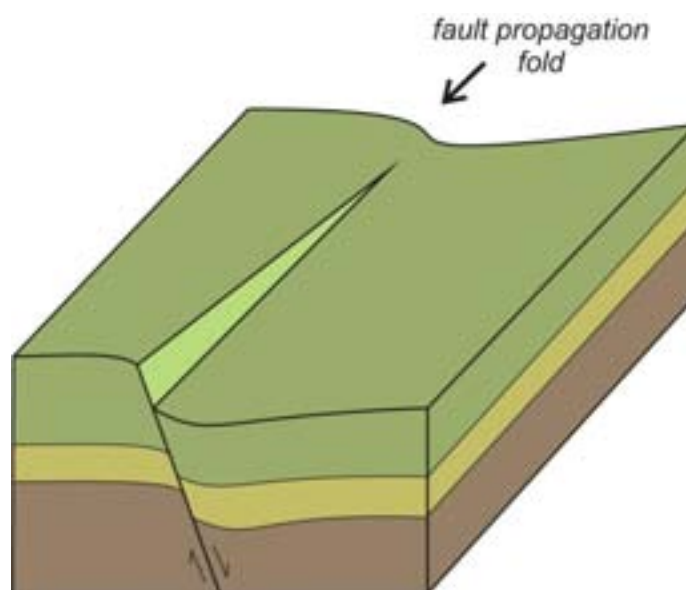


Figura 2.13: Ilustração de uma dobra de arrasto devido à propagação da falha na vertical e na horizontal (*fault propagation fold*). Modificado de Schlische (1995).

2.3.1.b. Dobras de arrasto inverso

Tal como o nome indica, as dobras de arrasto inverso têm uma geometria inversa às dobras de arrasto, ou seja, formam anticlinais no teto e sinclinais no piso da falha (Grasemann *et al* 2005)(figura 2.14). Além disso, essas dobras tendem a ocupar uma área maior que as dobras de arrasto (Schlische, *et al.*, 1996).

O deslocamento das camadas provocado pela atuação de uma falha tende a diminuir com a distância ao plano de falha, resultando numa resposta flexural das camadas do teto da falha (figura 2.14). O raio da dobra de arrasto inverso depende diretamente do deslocamento da falha, ou seja, à medida que a falha cresce a amplitude e o raio da dobra também aumentam. Geralmente a amplitude do anticlinal de arrasto inverso, no teto da falha, é maior que o sinclinal de arrasto inverso no piso (Grasemann *et al* 2005).

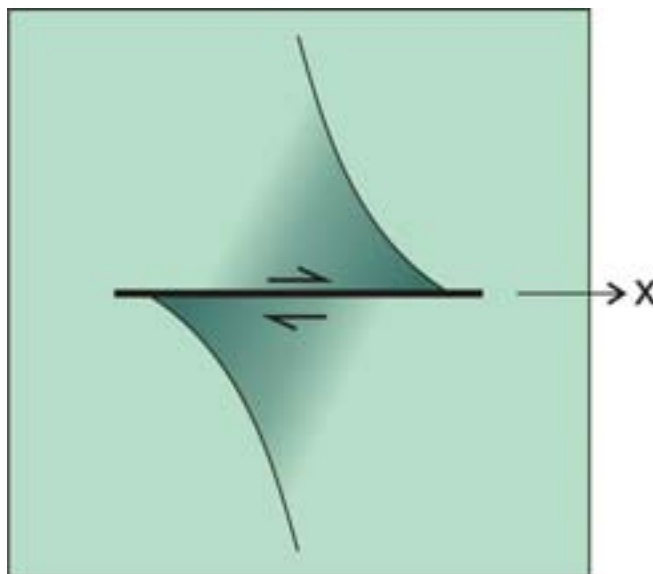


Figura 2.14: Modelo matemático gerando uma dobra de arrasto inverso, sendo o mecanismo causador a variação do deslocamento ao longo de uma falha normal, modificado de Grasemann *et al* (2005). O deslocamento da falha faz-se no eixo “x”, o maior deslocamento é representado pelas cores mais escuras.

2.3.1.c Dobra rollover

As dobras do tipo *rollover* formam-se devido ao movimento de falhas lítricas normais. Este tipo de dobras resulta da geometria côncava característica das falhas lítricas. O movimento de massa ao longo destas falhas cria um vazio potencial entre o teto e piso da falha, fazendo com que o teto colapse (figura 2.15). Na realidade nunca chega a existir um espaço vazio pois o movimento da falha e a deformação do teto ocorrem simultaneamente.

A geometria do *rollover* é controlada pela geometria da falha e pelo mecanismo que deforma o teto para preencher o potencial vazio (Schlische, 1995). Os mecanismos incluem cisalhamento puro (Gibbs, 1983), cisalhamento simples (White *et al*, 1986) e deslizamento flexural (Davison, 1986). O tipo de mecanismo de deformação pode depender das litologias afetadas.

Ao longo do tempo vários modelos matemáticos têm sido propostos para estimar a geometria da falha com base na geometria do *rollover* e “vice-versa” (Poblet, 2005). Existem modelos que consideram os efeitos da compactação, que envolvem múltiplas

falhas, etc. Estes modelos têm muitas vezes como limitação o fato de necessitarem de dados difíceis de obter, como por exemplo, a profundidade da falha.

Devido à semelhança geométrica entre *rollover* e arrasto inverso de uma falha normal, eles podem ser confundidos. Com base na falha que lhes dá origem pode-se distinguir o *rollover* como uma dobra que está associada a uma falha lítrica enquanto o arrasto inverso não. O mecanismo deformacional também é diferente pois, como já foi referido, a dobra de arrasto inverso é uma resposta flexural das camadas ao movimento da falha, enquanto o *rollover* é uma resposta gravitacional do teto da falha.

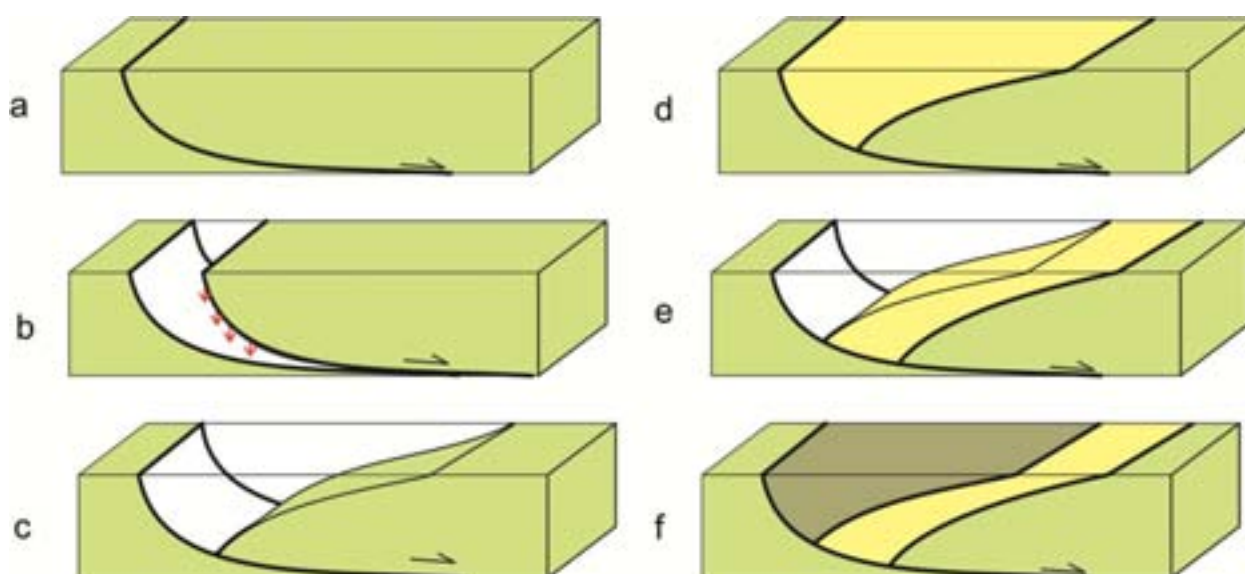


Figura 2.15: Representação de seis estágios da formação de um *rollover* (“a” a “f”). É possível observar a geração de espaço devido ao movimento da falha lítrica levando a um encurvamento das camadas para preencher o espaço. Também é possível observar o espessamento das camadas junto à superfície da falha, devido à própria geometria curvilínea das camadas do teto da falha. Modificado de Schlische (1995).

2.3.2 Dobras transversais

As dobras transversais resultam da variação do deslocamento ao longo do plano de falha (Schlische, 1995). Inicialmente as falhas são individualizadas, com o aumento da deformação as falhas podem manter-se isoladas ou unir-se a outros segmentos de falha. Estes mesmos segmentos podem se justapor ou não, podendo mergulhar no mesmo sentido ou em sentidos contrários. Estas diferentes arquiteturas de falhas dão origem assim, a diferentes geometrias de dobras.

No teto de uma falha as variações ao longo do plano produzem um largo e alongado sinclinal cujo eixo mergulha em direção à falha. Um anticlinal largo e alongado mergulhando para fora da falha é formado no piso. As linhas de charneira do anticlinal e sinclinal são usualmente paralelas e localizadas na zona de máximo deslocamento.

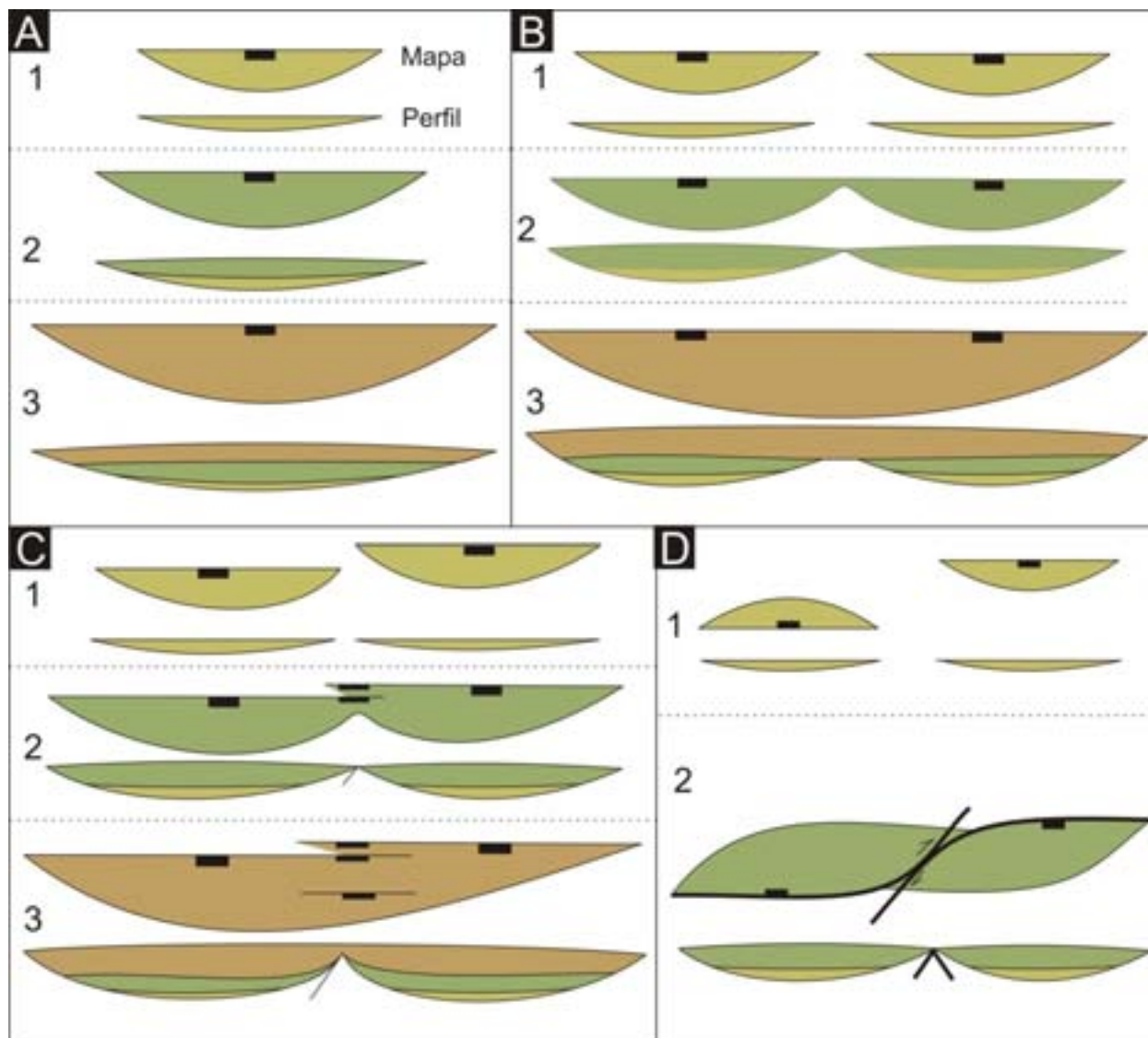


Figura 2.16: Ilustração dos processos envolvidos no crescimento de falhas com formação de dobras transversais, modificado de Schlische & Anders (1996). Cada painel mostra estágios, numerados de 1 a 3, da evolução do teto de uma falha normal. Estão ilustrados perfis longitudinais para cada estágio. (a) Falha única; (b) falhas sintéticas não sobrepostas; (c) falhas sintéticas com sobreposição; (d) segmentos de falha antitéticos.

Além das dobras acima discutidas, outras dobras associadas à distensão são mencionadas na literatura. *Faulds et al.* (2002) estudaram a presença de dobras em zonas de acomodação distensional. Entre falhas lístricas que mergulham em direção oposta

podem se formar sinclinais, assim como, entre falhas lítricas que mergulham uma contra a outra podem se formar anticlinais. Estas dobras podem ser oblíquas ou paralelas às falhas lítricas (figura 2.17).

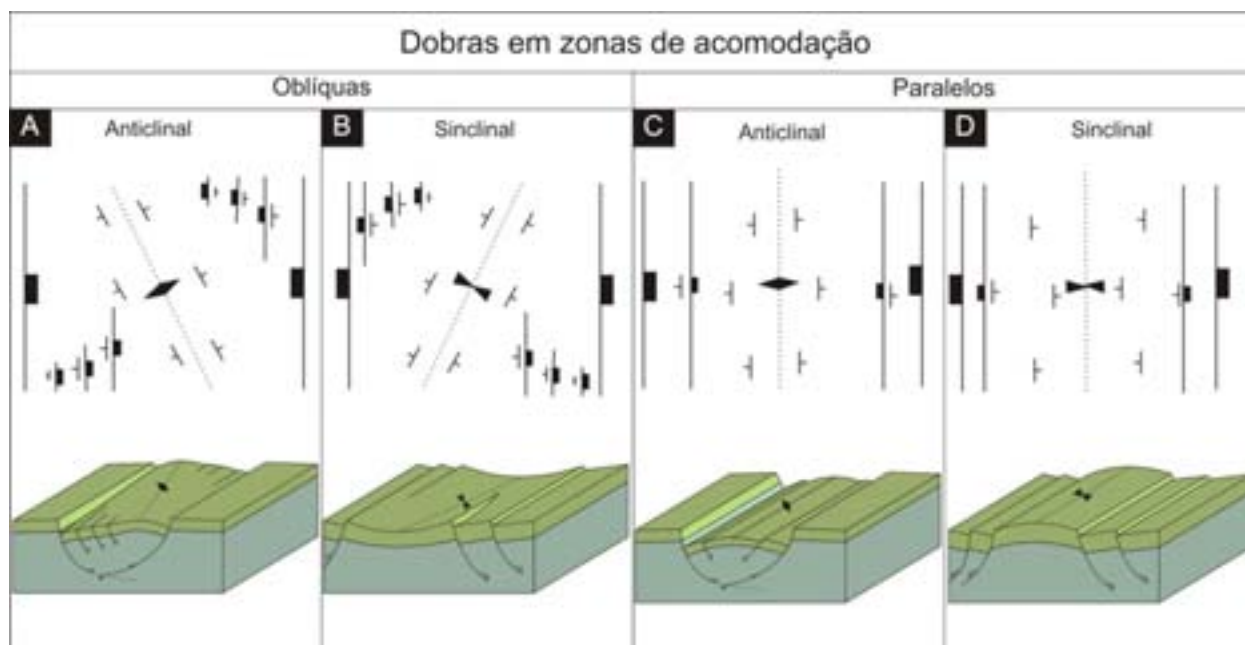


Figura 2.17: Esquema ilustrativo de dobras associadas a falhas em zonas de acomodação. (A) e (B) representam, respectivamente, um sinclinal e um anticlinal oblíquo. (C) e (D) representam um anticlinal e sinclinal paralelo, respectivamente. Modificado de Faulds, *et al.* (2002)

2.4 A modelagem física.

2.4.1 Breve introdução histórica

O primeiro experimento de modelagem analógica foi realizado por Sir James Hall em 1815 (figura 2.18) (Koyi, 1997). Ao longo desse século vários autores realizaram experimentos simulando a geração de falhas e dobras. O primeiro estudo sistemático de modelagem de deformação por cisalhamento puro foi realizado por Cadell em 1889.

Estes trabalhos iniciais do século XIX ilustravam a utilidade da modelagem física para a compreensão de como as estruturas geológicas se formam e evoluem. Desde então, um grande número de trabalhos, tendo como base a modelagem de bacias do tipo rifte foi publicado na literatura específica, seja deformação distensional (McKenzie 1978;

McClay 1987; McClay 1995; Withjack 1995; McClay 2002; Portugal 2008, entre outros), deformação por tectônica de sal, distensão seguida de inversão, cinturões de dobras e falhas, entre outros.

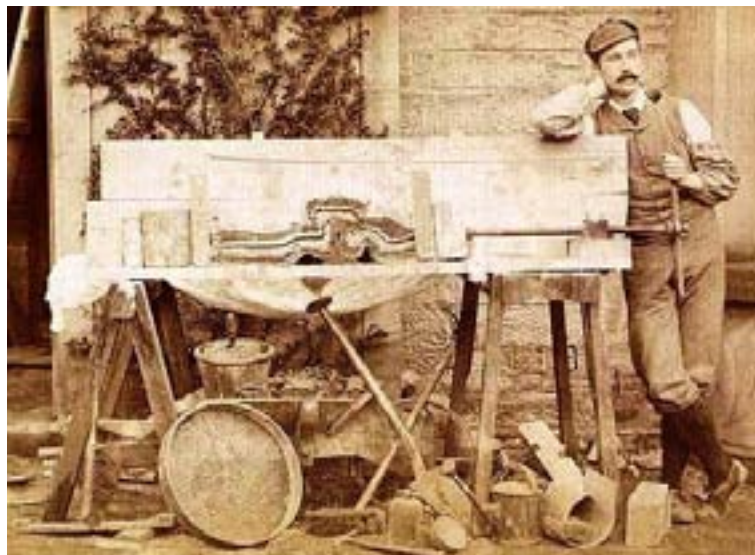


Figura 2.18: Fotografia de Sir James Hall durante os seus experimentos, simulando a formação das cadeias montanhosas da Escócia. (Koyi, 1997)

2.4.2 Materiais análogos e relações escalares

Na modelagem física, os corpos geológicos são representados por materiais análogos. Destes materiais a areia seca, é a mais utilizada como análogo em estudos de bacias sedimentares. O comportamento mecânico da areia é idêntico às rochas da superfície da crosta (Eisenstadt & Sims, 2005). Esta aproximação é válida para análises de primeira ordem de processos tectônicos, não sendo a areia um bom material para explicar o acamamento mecânico dentro de sucessões sedimentares (Rossi & Stori, 2003). Para simular as anisotropias mecânicas estratigráficas, pode-se intercalar materiais alternativos, como esferas de vidro, micas, etc. Para escolher dentro destes materiais análogos quais são os mais adequados usam-se vários métodos, como por exemplo o estudo dos ângulos de cisalhamento interno dos materiais, Panien *et al* (2006).

Apesar de não exibir um perfeito comportamento friccional plástico, a areia seca e a argila úmida, comportam-se como materiais de características Navier-Coulomb, friccional/elásticas com aumento da tensão até a ruptura (figura 2.19) (Lohrmann, 2003).

As características reológicas distintas destes dois materiais causam importantes diferenças na deformação durante a distensão, como por exemplo a menor taxa de propagação das falhas na argila, zonas de falha mais largas nos modelos em areia (Eisenstadt & Sims, 2005).

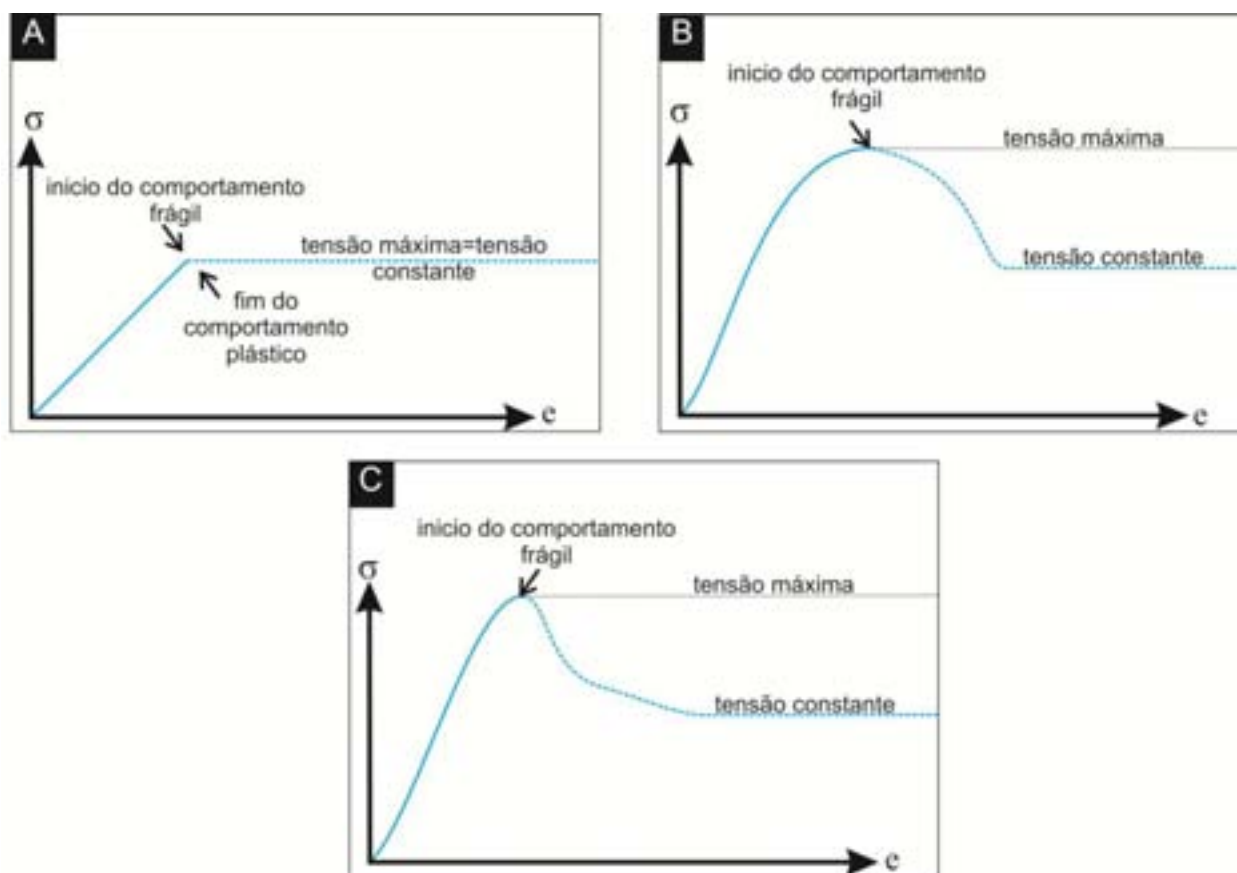


Figura 2.19: Gráficos mostrando o *stress* (σ) em função do *strain* (e) de um determinado material. (A) Um material de comportamento Navier-Coulomb ideal, com o aumento da tensão vai ter uma deformação plástica até ao ponto de ruptura onde assume um comportamento frágil. Neste material ao ser atingido o ponto de ruptura a tensão necessária para deformar o corpo não diminui. (B) Numa rocha da crosta superior a tensão necessária para ocorrer deformação frágil é menor que a necessária para atingir o ponto de ruptura. (C) Num material análogo granular pode-se observar que o seu comportamento é bastante semelhante ao de uma rocha da crosta superior. Modificado de Lohrmann (2003).

A deformação dúctil também pode ser simulada em experimentos físicos por meio de materiais análogos. Neste estilo deformacional o fluxo viscoso da astenosfera, camadas de sal e outros materiais, é simulada com vários materiais análogos, como por exemplo mel para a astenosfera ou silicone para o sal (Vendeville *et al.*, 1992).

Para as rochas que constituem uma bacia sedimentar consideram-se os esforços gravitacionais os mais importantes, uma vez que governam o comportamento rúptil de tais rochas. Para a simulação destas rochas é necessário diminuir a coesão dos materiais em igualdade de proporção à diminuição de sua dimensão vertical. Esta relação fundamenta-se na teoria da similaridade.

A teoria da similaridade permite a comparação entre uma estrutura geológica natural e o modelo escalado da mesma. Esta teoria foi desenvolvida no início do século XX e adaptada à geologia por Hubbert em 1937 (Gomes *et al* 2004), que demonstrou que utilizando um fator escalar 10^{-5} será necessário diminuir o coeficiente de coesão do material análogo também por 10^{-5} . A análise da equação 3 também mostra que a densidade dos materiais tem pouca influência no resultado da equação, mantendo constante a distância. Então, uma redução de 10^{-5} da coesão de uma rocha natural resulta numa coesão muito baixa do material análogo, como é o caso da areia seca (McClay *et al* 1987).

Equação 3:

$$\sigma_{\tau} = (\delta) * (\lambda)$$

Onde:

$\sigma_{\tau} = \Delta\sigma_{(modelo)} / \Delta\sigma_{(original)}$, o que corresponde à $(coesão)_{modelo} / (coesão)_{original}$

$\delta = (densidade)_{modelo} / (densidade)_{original}$

$\lambda = (comprimento)_{modelo} / (comprimento)_{original}$

2.4.3. Modelagem de estruturas em bacias tipo rifte

Desde os estudos pioneiros de modelagem no século XIX a modelagem física tem sido bastante utilizada na compreensão da geometria, cinemática e evolução dinâmica de estruturas geológicas distensionais (Withjack & Jamieson, 1986; Vendeville *et al* 1987; Ellis & McClay 1988; Serra & Neslon, 1989; McClay, 1990; McClay & Scott,

1991; Tron & Brun, 1991; Vendeville, 1991; Brun & Tron, 1993; McClay & White, 1995; Withjack *et al.* 1995; Fossen, 1996; McClay, 2002, entre outros).

Os modelos físicos permitem uma visualização de como complexas estruturas se formam ao longo do tempo e espaço. Estes modelos permitem aos geólogos observar o percurso geométrico e cinemático que levou à complexa arquitetura das estruturas em bacias sedimentares.

A observação da nucleação de sequências de falhas nos modelos físicos permite que estes sejam utilizados como modelo para interpretar e realizar restauração de seções de bacias. Uma análise detalhada da deformação em modelos físicos, fornece indicações da cinemática e dos mecanismos de deformação actuantes. Estes dados são fundamentais para a determinação de algoritmos usados em *software* de balanceamento e restauração de seções sísmicas.

Os avanços mais recentes das técnicas de modelagem, permitem a modelagem de estruturas mais complexas, gerando mais dados sobre a deformação distensional de bacias. Por exemplo, no século passado a deformação era normalmente analisada bidimensionalmente, no entanto, mais recentemente o uso de raio-X tem permitido um imageamento tridimensional dos modelos.

Estes dados permitiram uma melhor compreensão da evolução geométrica e cinemática de falhas e dobras em ambientes de deformação frágil. Possibilitam uma compreensão da formação e movimento de sequências de falhas. Os modelos físicos têm também fornecido modelos para regiões de bacias sedimentares onde o mapeamento sísmico das estruturas em profundidade é de menor qualidade. Estes modelos também fornecem dados para a modelagem numérica de tectonismo e sedimentação em bacias.

Os modelos distensionais de sistemas de falhas podem simular estruturas a várias escalas, desde escala de bacia à deformação do teto de uma falha. No entanto, os modelos físicos são mais propensos à simulação da deformação do teto de uma falha isolada.

A capacidade dos modelos físicos simularem a natureza é visível ao comparar as geometrias geradas com exemplos naturais existentes na literatura (McClay, 1995; McClay, 2002; Jin & Groshong, 2006; Sun *et al.*, 2009).

CAPÍTULO 3

MÉTODOS DE TRABALHO

MÉTODOS DE TRABALHO

3.1 Aparato e materiais utilizados

A modelagem física tem sido uma ferramenta importante empregada na geologia, permitindo uma melhor compreensão de como as estruturas geológicas são geradas e a sua evolução no espaço e no tempo. Este tipo de modelagem faz uso de um aparato, usualmente denominado de “caixa de areia”.

Para simular a geração de falhas e dobras em ambientes distensionais, foi utilizado um aparato do tipo “caixa de areia” existente no Laboratório de Modelagem Estrutural (LME) do Laboratório de Geologia e Geofísica do Petróleo (LGGP).

Este aparato consiste numa caixa de vidro, retangular, cujas dimensões são 52 x 35 x 20 cm (comprimento, largura e altura, respectivamente), com três paredes fixas e uma móvel (figura 3.1a). A parede móvel está acoplada a um motor elétrico que a faz movimentar a velocidade constante. Nos experimentos descritos nesta dissertação convencionou-se que a distensão teria uma direção Norte-Sul estando a parede a Norte fixa, enquanto a parede Sul se movimenta a uma velocidade constante de 4×10^{-2} cm/s. Para induzir o descolamento basal foi utilizada uma folha de tecido (seda) muito fino, cobrindo todo o fundo da caixa e fixada na parede móvel. Utilizou-se moldes de madeira na parede fixa do aparato para simular as diferentes geometrias da falha mestra (figura 3.1b).

Para representar o preenchimento sedimentar da bacia utilizou-se camadas de areia quartzosa com uma espessura total de 4 a 8 cm, dependendo do experimento. As camadas eram homogêneas com espessura de aproximadamente 0.5 cm. A areia utilizada foi recolhida do Rio Pium situado nas proximidades da cidade de Natal (RN), e colorida artificialmente para facilitar a visualização das estruturas.

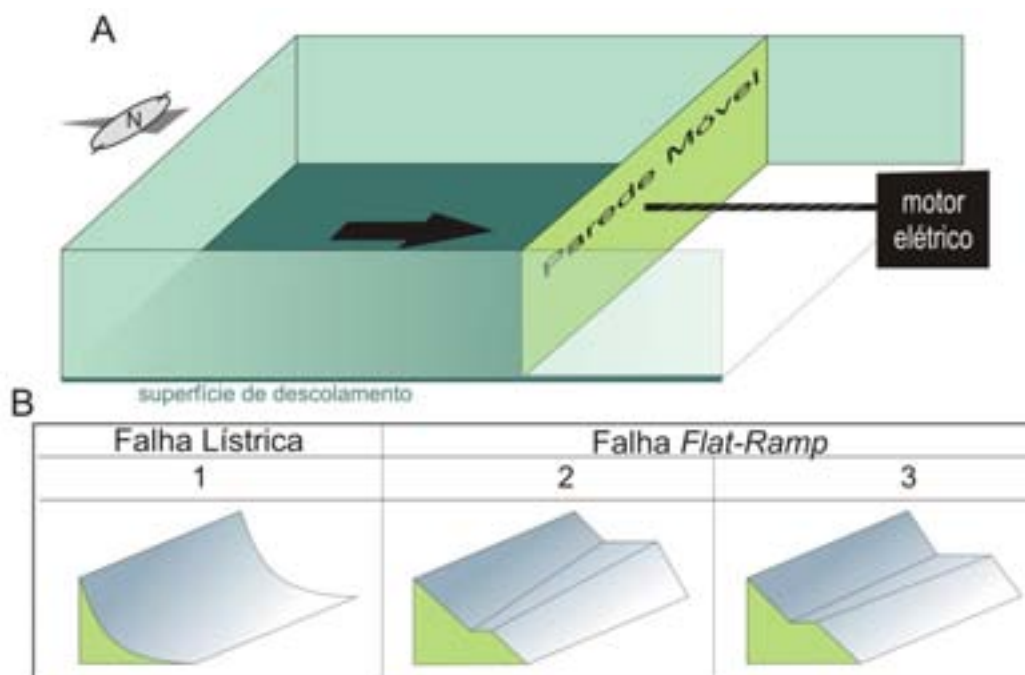


Figura 3.1. (A) Ilustração do aparato “caixa de areia” utilizado no presente trabalho. (B) Esquemas dos blocos de madeira usados para simular a geometria da falha mestra: (1) falha lítrica, (2) Falha *flat-ramp* com o *flat* inclinado perpendicularmente à direção de distensão e sendo mais largo em uma das suas extremidades (3) Falha *flat-ramp* com o *flat* horizontal e largura, também diferente em ambas as extremidades do plano de falha.

A areia seca apresenta um comportamento Navier-Coulomb, friccional/elástico com aumento da tensão até a ruptura (Lohrmann, 2003) e coesão desprezível, com ângulo de atrito interno de 30° (Gomes, 1998). Ela tem um comportamento semelhante às rochas sedimentares da superfície da crosta terrestre (Eisenstadt *et al.*, 2005). Desta forma esse material é bastante empregado na modelagem de estruturas da crosta superior. O ângulo de atrito interno da areia não varia em diferentes condições de contorno, como por exemplo, o grau de compactação e umidade, nem com a presença de produtos de densidade diferente, como por exemplo, argila ou silicone (Gomes, 1998).

3.1.1 Procedimento experimental em aparato “caixa de areia”

Para verificar a reprodutibilidade das estruturas geradas os modelos foram testados pelo menos duas vezes, mantendo-se uma padronização nas condições iniciais, como:

- i) espessura da pilha sedimentar e das camadas;
- ii) velocidade de distensão e percentagem máxima de distensão;

- iii) deposição das camadas sin-tectônicas a intervalos constantes;
- iv) número de seções realizadas e distância entre elas.

O registro dos vários incrementos a intervalos constantes (a cada 11% de distensão) foi realizado com fotografias em perfil e em mapa. No caso dos experimentos com *flat-ramp*, quando atingido o máximo de distensão (99%), os experimentos foram seccionados, paralelamente à direção da distensão, e fotografados a cada três cm.

Após a etapa laboratorial propriamente dita, as fotografias foram interpretadas usando *software* de desenho.

3.2. Interpretação de seções

Após a primeira interpretação das imagens, as seções do experimento *flat-ramp* foram usadas para a construção de modelos tridimensionais das estruturas usando a suite de aplicativos *MOVE2010* da Midland Valley, Lta. existente no laboratório de interpretação sísmica e métodos computacionais do LGGP/PPGG. Para tal foram utilizadas as fotografias das seções dos modelos físicos.

No *software 2DMove*, foi criado um mapa com dimensões correspondentes às do aparato “caixa-de-areia”. As seções são importadas para este mapa com as suas coordenadas espaciais. Após este processo as seções são interpretadas no *software*, de modo a criar horizontes correspondentes às camadas e à falha mestra. As falhas secundárias não foram interpretadas pois o *software* suporta apenas uma falha ativa por vez. Estes horizontes são exportados para o *software 3DMove*, onde é feita uma interpolação entre seções, este processo visa criar superfícies tridimensionais correspondentes aos horizontes. Estas superfícies são carregadas em seguida no *software 4DMove*, onde é feita a restauração. A restauração, tal como o nome indica, é um processo que pretende restaurar uma superfície ao seu aspecto original. Assim, as superfícies geradas no *3Dmove*, são restauradas para um plano artificial situado a cima destas. Através dos algoritmos presentes no *software 4Dmove*, são gerados mapas contendo diversos dados sobre a superfície restaurada, como por exemplo valores de

estiramento (S), valores de alongação (E), energia residual, mapa de profundidade, entre outros.

3.2.1. Modelagem computacional

O processo de restauração de modelos numéricos foi semelhante ao usado para a restauração dos modelos físicos (figura 3.2). A diferença reside em que as seções utilizadas foram resultantes de uma modelagem computacional de horizontes. No *software 2Dmove*, são criados horizontes correspondentes a camadas sedimentares, e à falha mestra. Seguidamente foi usado o algoritmo *fault parallel flow* para a deformação dos horizontes sedimentares. Foi escolhido este algoritmo, pois foi o que apresentou resultados de evolução geométrica mais semelhantes aos modelos físicos.

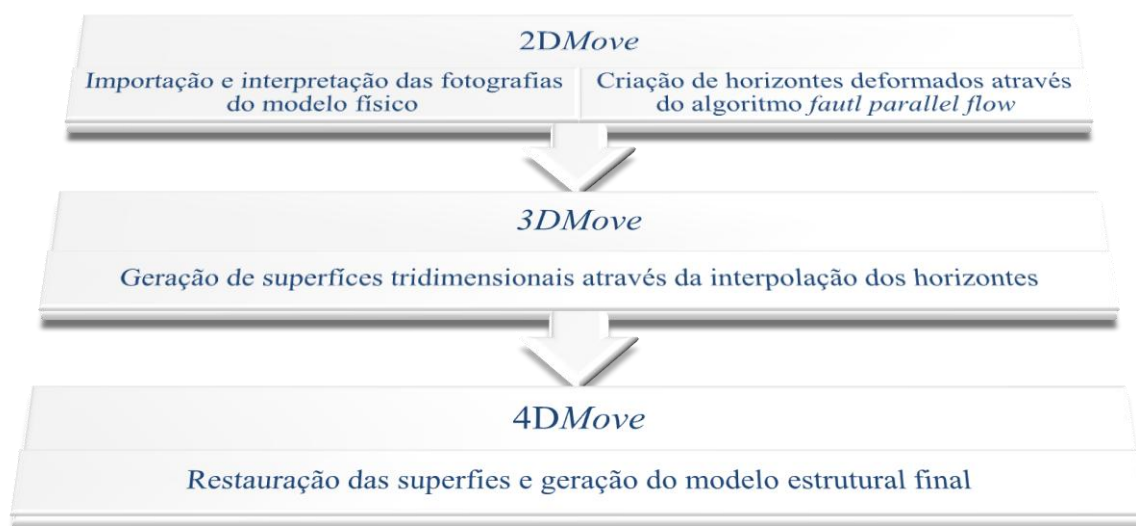


Figura 3.2. Fluxograma das atividades realizadas na restauração de seções por meio da suite de aplicativos *MOVE2010* da Midland Valley, Ltd.

CAPÍTULO 4

ESTRUTURAS GERADAS NO BLOCO ALTO DE FALHAS LÍSTRICAS

ESTRUTURAS GERADAS NO BLOCO ALTO DE FALHAS LÍSTRICAS

4.1 Introdução

A modelagem de estruturas desenvolvidas no bloco alto de uma falha lístrica é um tema que tem sido bastante explorado na bibliografia por diversos autores, tais como McClay (1987, 1996), Withjack (1995), entre outros. Os experimentos que serão abordados a seguir foram usados como aprendizagem do autor das técnicas de modelagem e interpretação dos resultados.

A falha de geometria lístrica foi simulada usando um bloco de madeira com concavidade para cima com uma inclinação de 80° no topo e 10° na base (figura 4.1). Camadas de areia com uma espessura total de 5 cm representaram o pacote sedimentar e, a cada 22% de distensão, foram adicionadas novas camadas simulando uma sedimentação sintectônica.

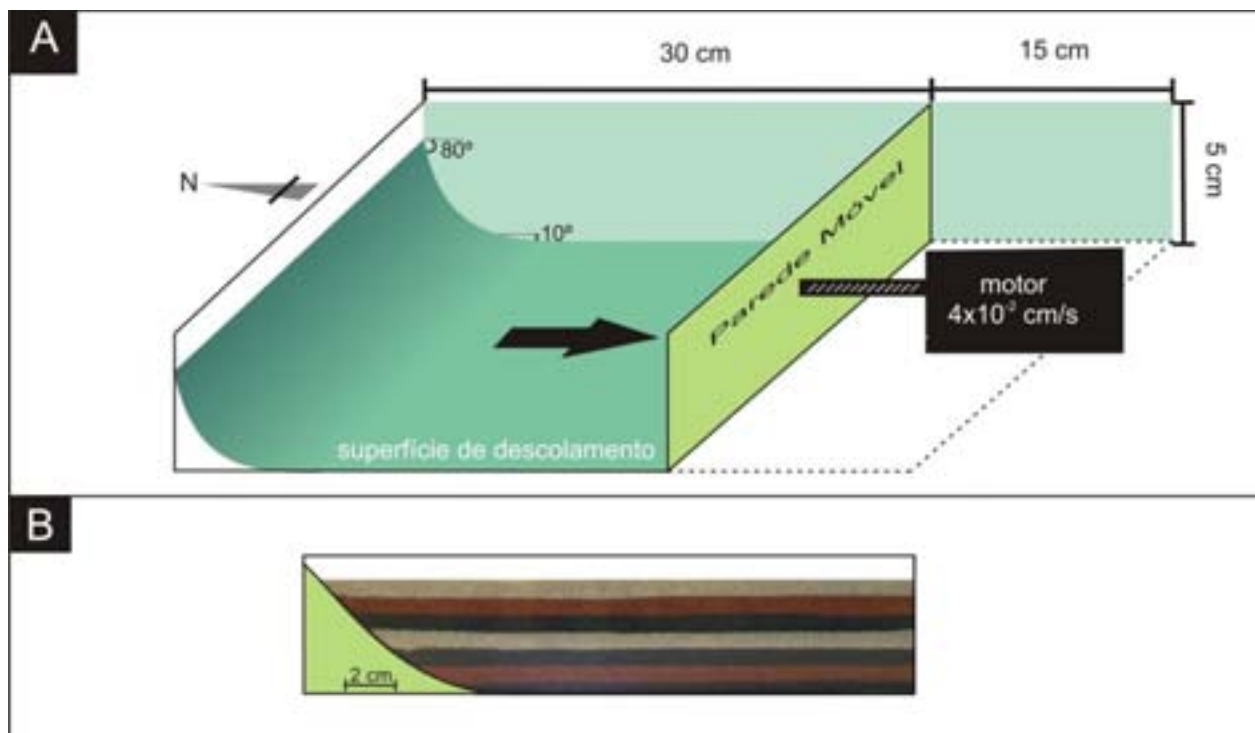


Figura 4.1: (A) Esquema ilustrativo do aparato caixa-de-areia, representando a geometria lístrica da falha nesta série experimental. (B) Perfil mostrando as camadas de areia representando a sedimentação pré-tectônica.

4.2 Falhas

Durante o desenvolvimento do experimento, à medida que a distensão aumenta, as camadas mais próximas à falha são basculadas (na direção da falha lítrica) e em regiões mais distais, tem-se o desenvolvimento de um conjunto de falhas sintéticas e antitéticas com geometria curvilinear e direção este-oeste (figura 4.2). Em mapa o encurvamento do traço das falhas deve-se ao atrito da areia com o vidro da lateral do aparato.

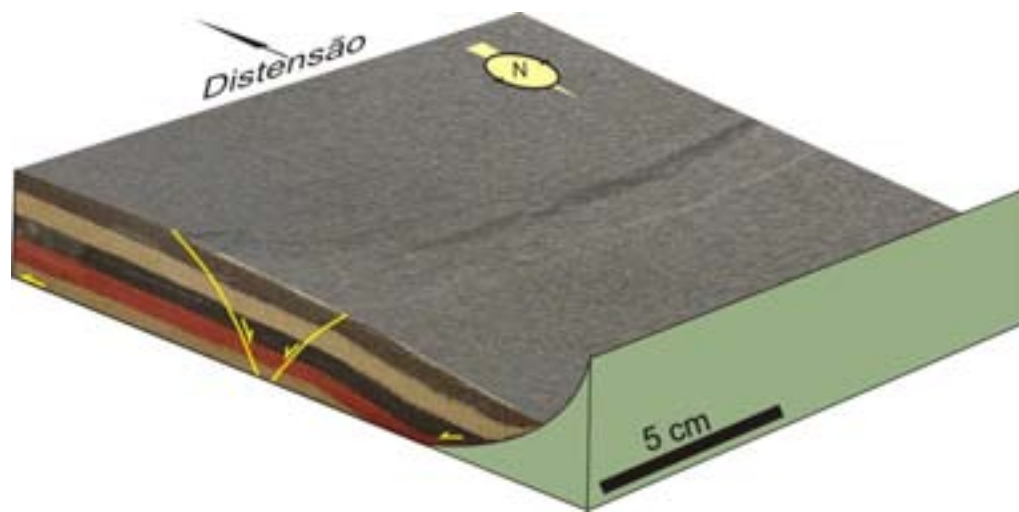


Figura 4.2: Fotografia do experimento V com 22% de distensão mostrando o desenvolvimento de falhas com direção E-W com geometria curvilinear vista em perfil.

Em estágios mais avançados da deformação é gerada uma dobra anticlinal e no topo desta, tem-se o desenvolvimento de falhas menores que se propagam das camadas mais jovens para as camadas mais antigas da pilha sedimentar, delimitando *grabens* de colapso de crista do anticlinal.

Em consonância com trabalhos prévios de modelagem numérica (Xiao & Suppe, 1992) verifica-se a existência de uma superfície axial ativa, fixa, situada mais próximo da superfície da falha mestra e uma outra superfície axial, inativa, também fixa, mais afastada da superfície da falha mestra (figura 4.3).

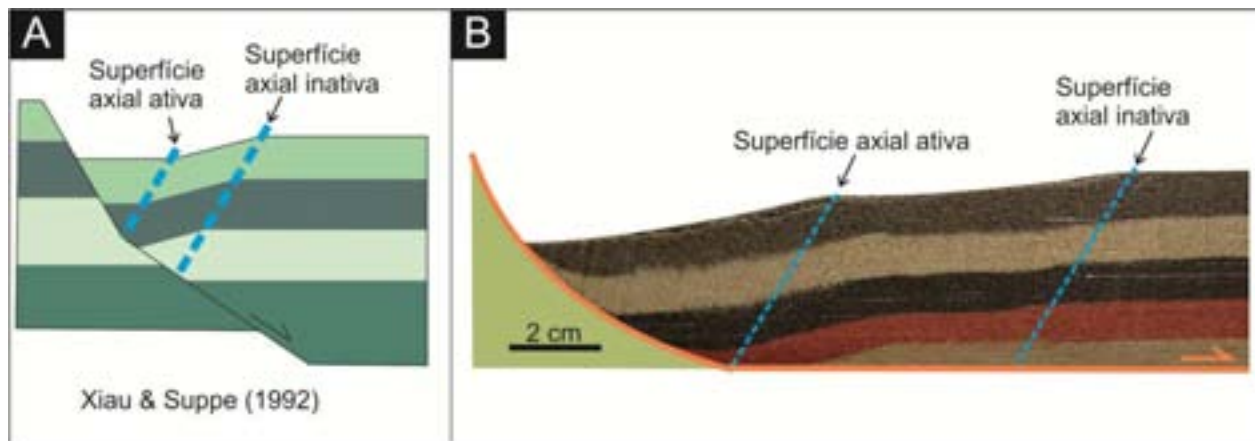


Figura 4.3: (A) Modelo de desenvolvimento de superfícies axiais ativa e inativa (Xiao & Suppe, 1992) e (B) Fotografia do experimento XII aos 22% de distensão exibindo similares superfícies axiais.

A delimitação destas superfícies é feita com base na análise do mergulho das camadas. A superfície axial ativa é delimitada pela união dos pontos onde as camadas flexionam, deixando de ser horizontais, a superfície axial inativa é delineada pela união dos pontos onde as camadas voltam a ser horizontais. Verifica-se que a actividade das falhas também pode ser relacionada com estas superfícies.

Observa-se que entre as duas superfícies axiais as falhas são ativas, no entanto com o aumento da distensão, a pilha sedimentar, e conseqüentemente as falhas nela inseridas, desloca-se para sul. As falhas ao ultrapassarem a superfície axial inativa deixam de se propagar, tornando-se inativas. Na figura 4.4, pode-se observar a dificuldade em representar as superfícies axiais como linhas tratando-se na verdade de zonas onde as falhas permanecem ativas e zonas onde as camadas passam a inativas. Nessa figura verifica-se que as falhas 1 a 3 deixam de ser ativas ao entrarem na zona inativa, enquanto a falha 4 continua-se a propagar por ainda se encontrar entre as duas zonas.

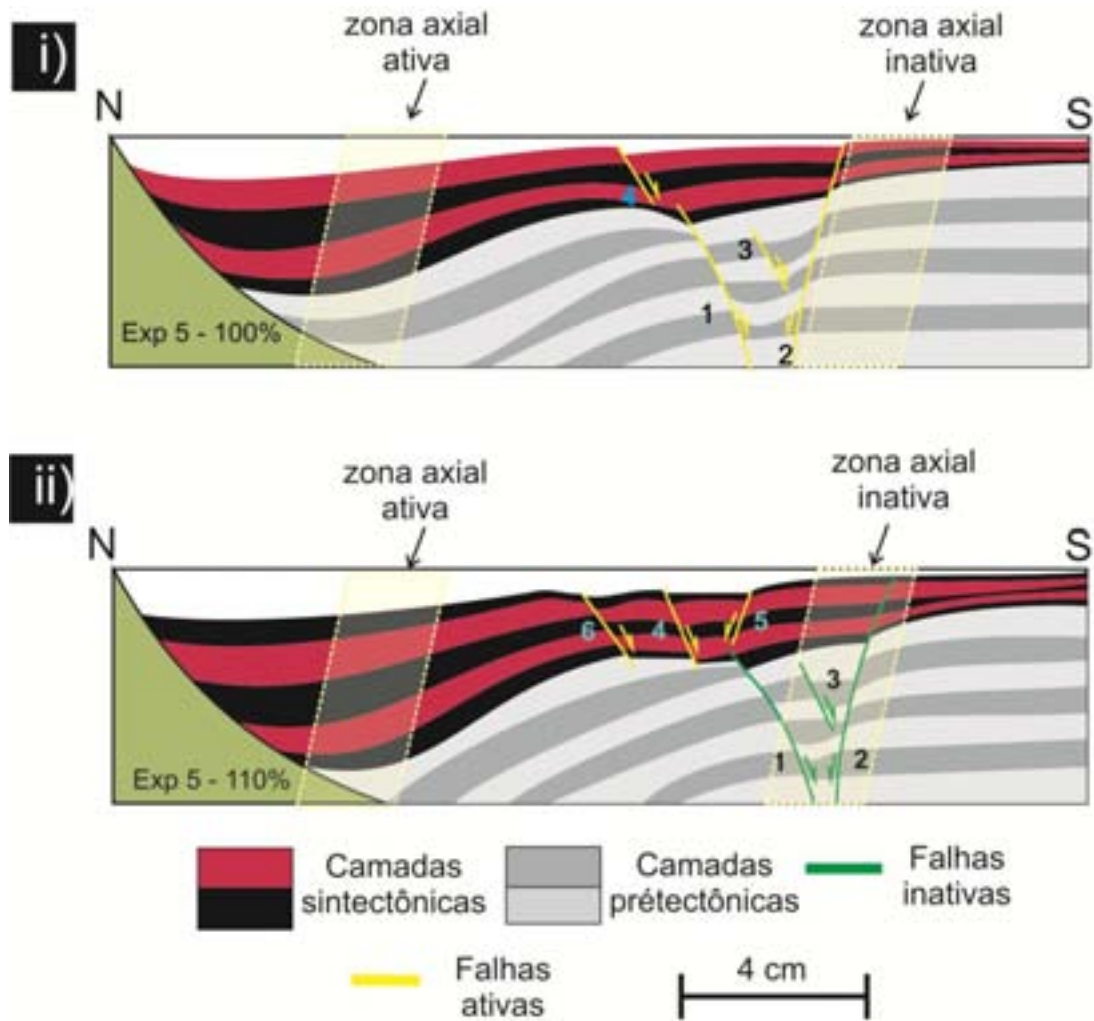


Figura 4.4: Interpretação de fotografias do experimento V com 100% (i) e 110% (ii) de distensão. Pode-se observar que as falhas ativas (4, 5 e 6) afetam as camadas sintectônicas e, nesse estágio da deformação ainda não alcançaram a zona inativa.

4.3 Dobras

Nos experimentos realizados foram formados anticlinais do tipo *rollover* com linha de charneira perpendicular à direção da distensão. Estas dobras são características do movimento normal de falhas lítricas. O anticlinal é formado na região entre as superfícies axiais ativas e inativas, mediante o colapso gravitacional do teto da falha lítrica (Xiao & Suppe, 1992). Nos diversos experimentos verifica-se que com o aumento da distensão, as camadas que compõem o flanco norte do *rollover* adquirem um mergulho mais forte, tornando-se os flancos do *rollover* mais fechados. Outra característica do *rollover* evidenciada foi o espessamento das camadas sintectônicas

contra a superfície da falha mestra. No entanto, com o aumento da distensão e adição de novas camadas, as camadas mais antigas são compactadas homogeneizando a espessura da camada (figura 4.5).

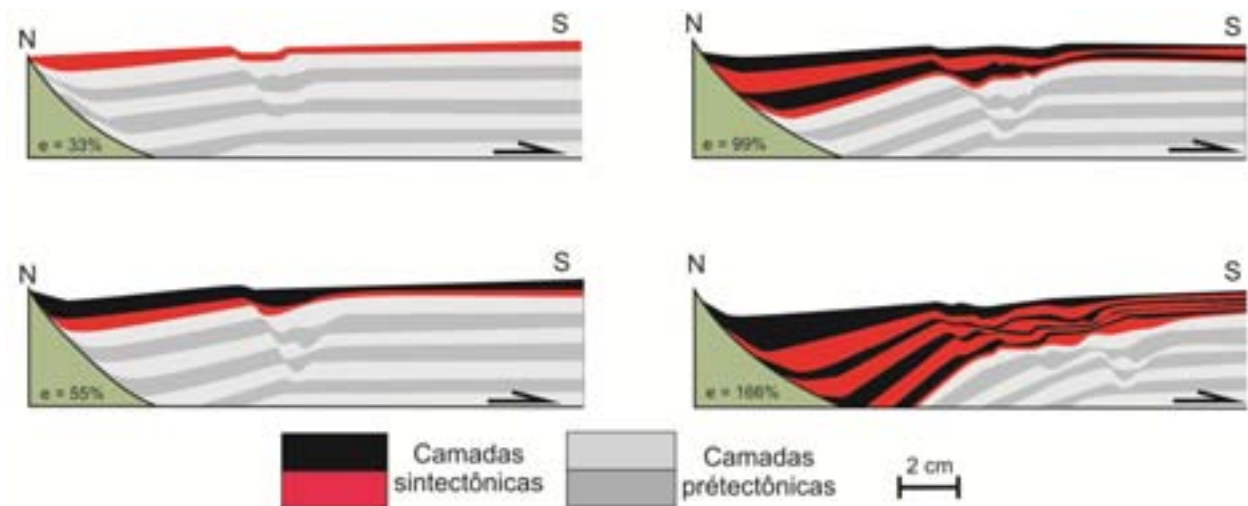


Figura 4.5: Interpretações das fotografias do experimento V, em quatro estágios de distensão diferentes (33%, 55%, 99%, 166% de distensão). É possível observar o aumento do mergulho do flanco norte do anticlinal *rollover*, assim como o espessamento das camadas sintectônicas junto à superfície da falha mestra.

Outro tipo de dobra formada pela movimentação normal de uma falha lístrica, é a dobra de arrasto, fruto do movimento ao longo do plano das falhas (figura 4.6a e 4.6b). Este tipo de dobra não é característico de falhas lístricas, podendo ocorrer com todos os tipos de falhas, como se irá verificar no item 5.1.2 do capítulo 5. Neste tipo de dobras as camadas são dobradas e distendidas até se tornarem paralelas ao plano de falha. A dimensão destas dobras corresponde diretamente à dimensão das falhas que as originam, dobras maiores encontram-se associadas a falhas maiores, por exemplo, à falha mestra, e dobras menores associam-se a falhas secundárias (figura 4.6a).

Observações na superfície dos experimentos revelaram a formação de dobras transversais associadas a falhas secundárias no teto da falha lístrica. Estas dobras, cuja linha de charneira é perpendicular ao plano de falha, resultam da variação de deslocamento ao longo do plano de falha. Este tipo de dobra caracteriza-se por um sinclinal no teto e eventualmente por um anticlinal no piso da falha. (figura 4.6c e d). A

amplitude da dobra depende diretamente do rejeito vertical das falhas, sendo assim, quanto maior o rejeito maior a amplitude.

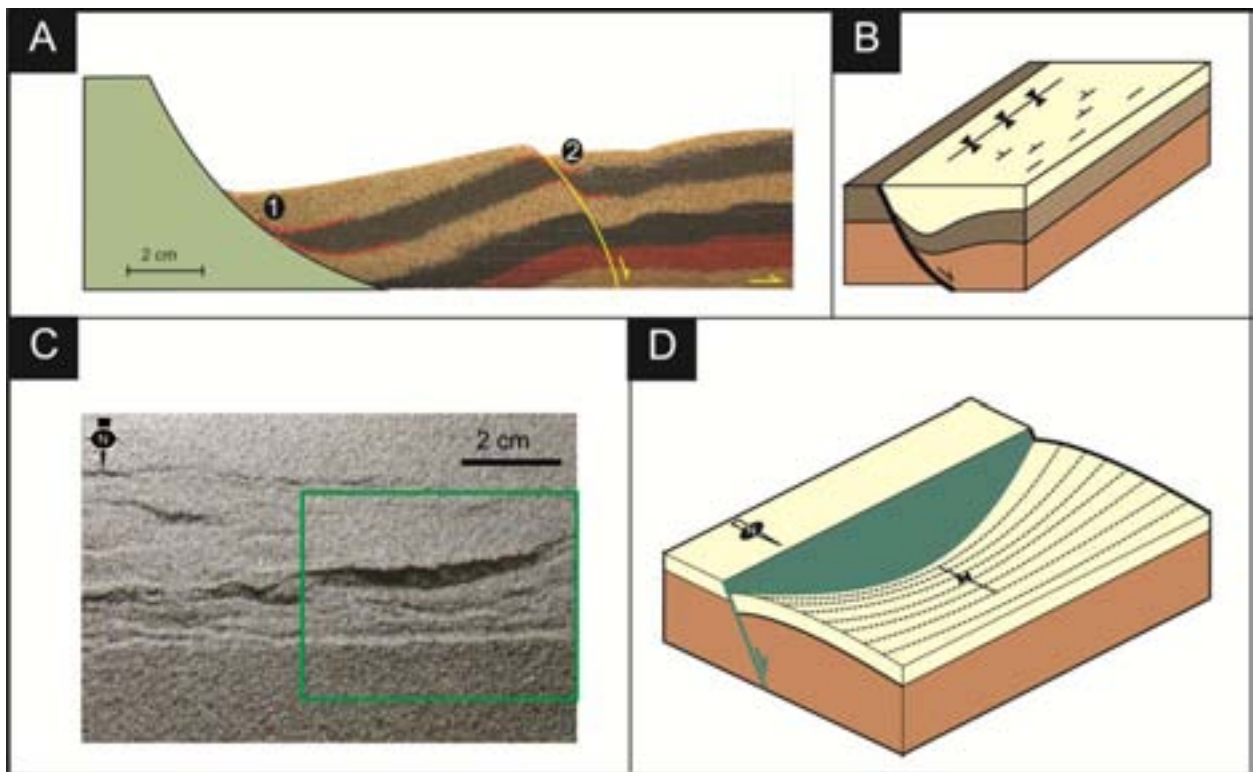


Figura 4.6: (A) Fotografia do experimento XII, com 11% de distensão, mostrando o desenvolvimento de uma dobra de arrasto maior junto à superfície da falha mestra (1) e uma dobra de arrasto menor (2) formada junto a uma falha secundária. (B) Esquema ilustrativo de uma dobra de arrasto. (C) Fotografia em mapa do experimento V, com 132% de distensão mostrando falhas secundárias com desenvolvimento de dobras transversais. (D) Esquema ilustrativo de uma dobra transversal à falha.

Nestes experimentos podemos analisar a formação de dobras e falhas secundárias associadas ao movimento de uma falha mestra de geometria lítrica. A dobra gerada de maiores dimensões foi anticlinal *rollover*. Pode-se observar a importância desta dobra na geração de espaço de acomodação para sedimentos calculando o volume aproximado de sedimentos sintectônicos acumulados no espaço criado pelo *rollover*. A área lateral pode ser aproximada a uma figura trapezoidal (figura 4.7) e, no caso estudado, verifica-se que o volume de sedimentos é aproximadamente de 596 cm^3 , utilizando a teoria da similaridade de Hubbert (*vide* item 2.4.2) chega-se a um valor de 5960 m^3 de sedimentos representando zonas de depocentros em bacias. Seguindo este mesmo raciocínio observa-

se ainda que as dobras de arrasto e transversais, apesar de terem menores dimensões, numa escala de bacia podem também ser importantes sítios de deposição de sedimentos.

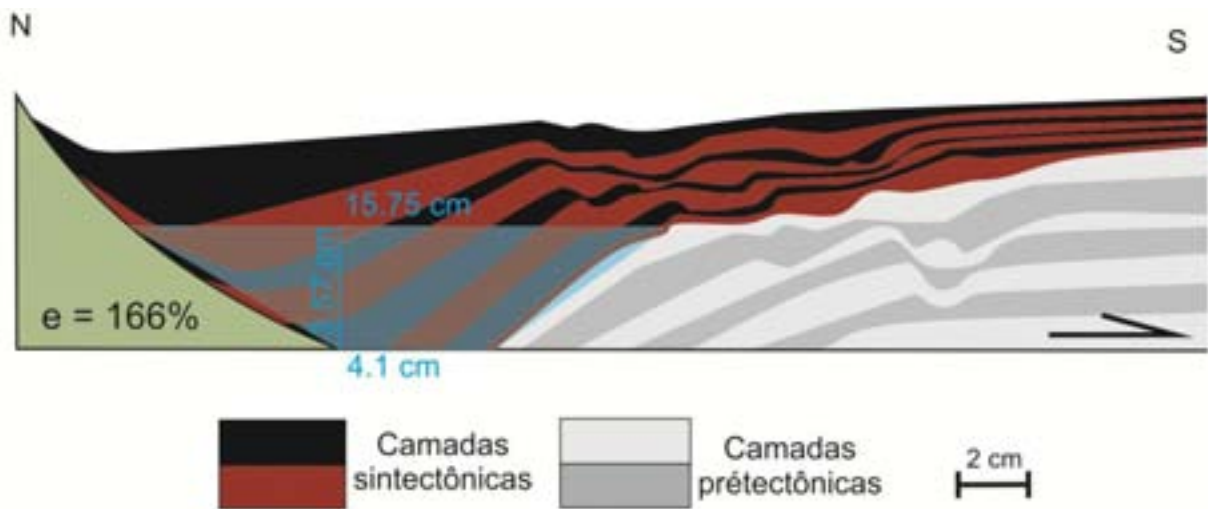


Figura 4.7: Interpretações da fotografia do experimento V, com 166% de distensão, mostrando as medidas utilizadas no cálculo do volume de sedimentos.

Os resultados obtidos relativamente à geometria das falhas podem ser úteis, na caracterização geométrica de falhas em bacias sedimentares. A evolução cinemática de falhas aqui apresentada pode ajudar à criação de modelos para interpretação de seções complexas de bacias sedimentares.

CAPÍTULO 5

DESENVOLVIMENTO DE
ESTRUTURAS RELACIONAS
À FALHA COM GEOMETRIA
DO TIPO *FLAT-RAMP*

DESENVOLVIMENTO DE ESTRUTURAS RELACIONAS À FALHA COM GEOMETRIA DO TIPO *FLAT-RAMP*

5.1 Introdução

As falhas com geometria do tipo *flat-ramp* são caracterizadas por dois segmentos inclinados, unidos por um segmento horizontal. O efeito das variações de mergulho do plano de falha nas estruturas no seu entorno foi inicialmente reconhecido por Gibbs (1984 *apud* Pontes, 2005). Este autor concluiu que a geometria do plano da falha é resultado do comportamento reológico do corpo rochoso e que variações na geometria da falha podem determinar variações na arquitetura de bacias sedimentares.

Neste capítulo irei abordar os resultados de experimentos de modelagem física de falhas do tipo *flat-ramp* levando em conta a influência de pequenas variações no plano da falha. Duas geometrias diferentes foram simuladas. Uma primeira geometria envolveu variação no mergulho e na largura do *flat*. Na segunda o *flat* é horizontal, mas conservou-se a largura variável entre um extremo e o outro da falha.

Algumas estruturas geradas têm uma geometria e evolução similar nas duas séries experimentais, assim para não se tornar repetitivo a sua descrição é feita na série experimental em que são melhor observadas.

5.2 Falha com geometria *flat-ramp*: *flat* não-horizantal e com largura variável.

Nessa série experimental a falha mestra possui uma geometria onde o piso da falha (*flat*) tem um pequeno mergulho (5°) para oeste, ou seja, perpendicular à direção da distensão. Outra característica do *flat* é a variação na sua largura, sendo mais largo na extremidade leste (figura 5.1).

Devido à inclinação do *flat*, a espessura da pilha arenosa que repousa sobre ele é maior na porção oeste do aparato. A sedimentação sintectônica foi representada pela

adição de camadas a cada 22% de distensão. No término do experimento a pilha sedimentar foi seccionada perpendicularmente à superfície da falha mestra, gerando 12 seções regularmente espaçadas de 3 cm.

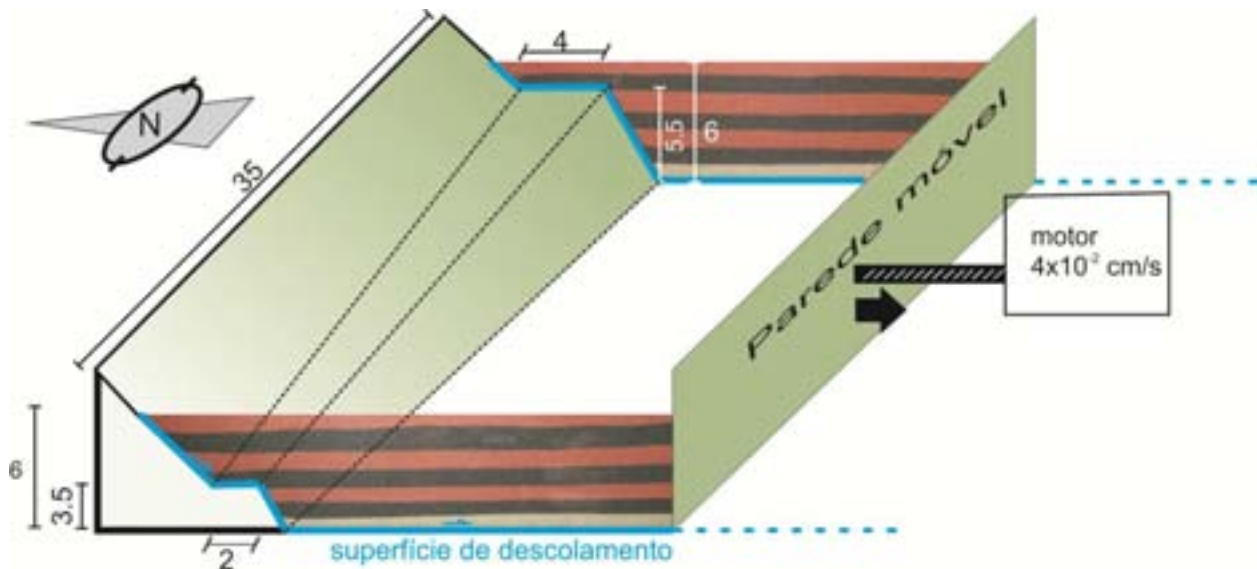


Figura 5.1: Esquema ilustrativo do aparato utilizado nos experimentos com falhas do tipo *flat-ramp*. Neste caso o *flat* é mais largo na porção leste e mergulha 5° para oeste. As medidas apresentadas estão em centímetros.

5.2.1. Falhas

Ao longo da distensão foram geradas várias gerações de falhas. Todas possuem uma direção aproximadamente este-oeste e podem ser agrupadas, com base na sua nucleação, em três conjuntos: (i) falhas normais nucleadas da base para o topo; (ii) falhas normais nucleadas do topo para a base; (iii) falhas reversas.

Comparando-se o desenvolvimento progressivo das falhas nos lados oeste e leste, notou-se que, embora nucleadas em um mesmo ponto, para um mesmo valor de distensão, as falhas nucleadas no lado oeste afetam camadas em níveis topográficos mais elevados no lado oeste que no lado leste. Esse fato é interpretado como devido à maior profundidade do piso no lado oeste, o que resulta em uma espessura maior da sequência arenosa nesse lado.

No decorrer dos experimentos verificou-se que um número menor de falhas é nucleada na região oeste, onde a pilha sedimentar é mais espessa (figura 5.2). Esse fato

pode ser imputado a maior espessura da areia nesse lado, que pode acomodar parte da deformação.

Comparando as falhas sintéticas e antitéticas verificou-se que estas últimas tendem a ter uma geometria curvilinear, com a concavidade voltada para baixo, enquanto as falhas sintéticas tendem a ter uma geometria mais retilínea ou ligeiramente côncava para cima.

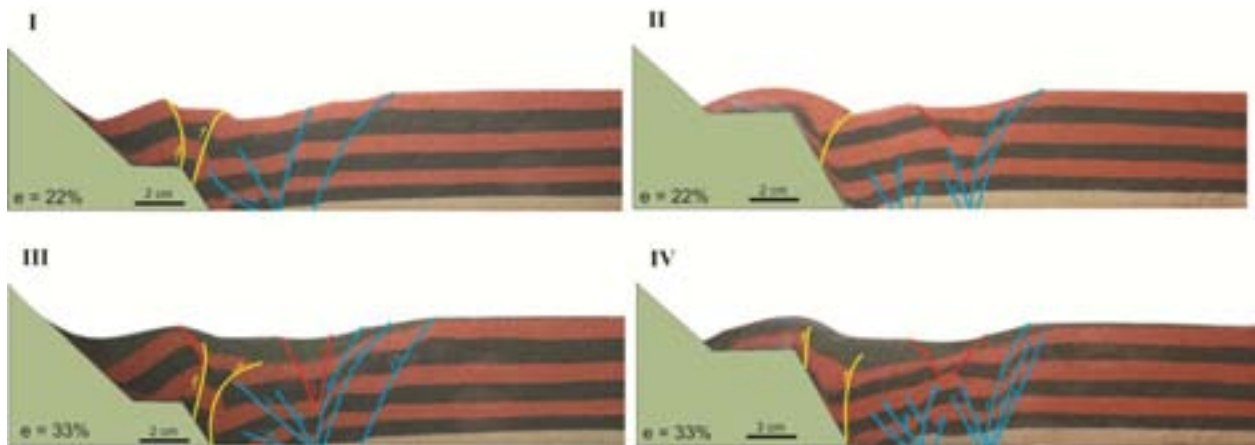


Figura 5.2: (I) e (II) Fotografia do lado oeste e leste, respectivamente, do experimento XII com 22% de distensão. (III) e (IV) Fotografia do lado oeste e leste, respectivamente, do experimento XII com 33% de distensão. As falhas reversas estão representadas em amarelo, as falhas nucleadas no topo em vermelho e as nucleadas na base em azul. Comparando o lado oeste (I e III) e o lado este (II e IV) pode-se observar que as falhas são nucleadas primeiramente no lado onde o *flat* é mais baixo.

(i) *Falhas normais nucleadas da base para o topo.* São as primeiras a serem geradas delimitando *grabens*. Elas foram nucleadas primeiramente no lado leste, onde o piso da falha mestra está a uma profundidade menor. Ao longo da distensão, estas falhas rotacionam no sentido sul-norte, de forma que as sintéticas diminuem o seu ângulo de mergulho enquanto as antitéticas ficam mais verticalizadas. A rotação das falhas antitéticas pode levá-las a uma posição sintética, resultando numa geometria aparentemente inversa, como exemplificado na figura 5.3.

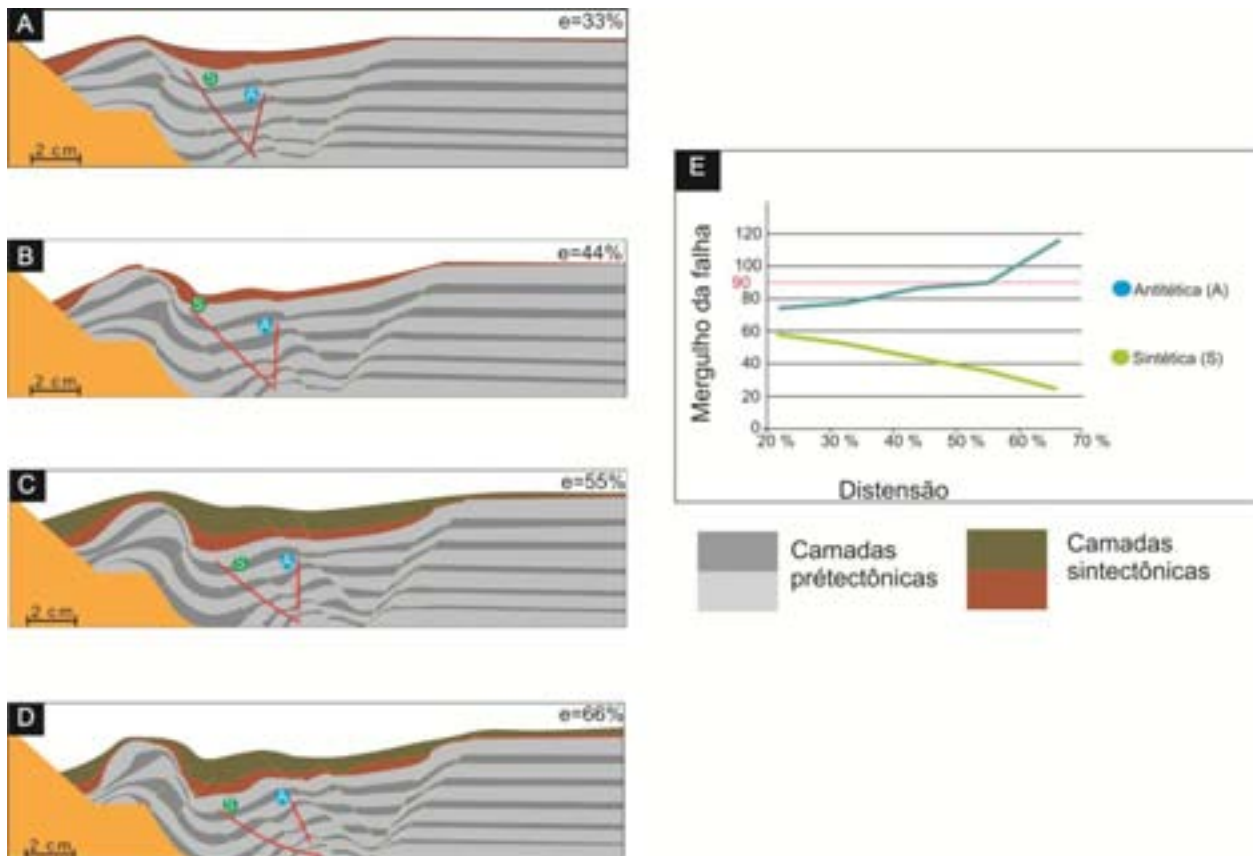


Figura 5.3: (A) a (D) Interpretação a partir de fotografias, de quatro estágios sucessivos de deformação do experimento X, mostrando a rotação das falhas. (E) Gráfico mostrando a variação do mergulho de uma falha antitética “A” e outra sintética “S” mostradas nos perfis.

ii) *Falhas nucleadas do topo para a base.* São falhas geradas pela rotação das camadas ou por colapso de crista do anticlinal. Observou-se em mapa que a propagação dessas falhas se faz no sentido oeste-leste, ou seja, do lado onde o *flat* está mais profundo, para o lado onde ele é mais raso. Essa propagação é feita através de coalescência de segmentos menores (figura 5.4a). Fato a remarcar é que, entre segmentos de falha pode ocorrer a presença de rampas de revezamento (figura 5.4b).

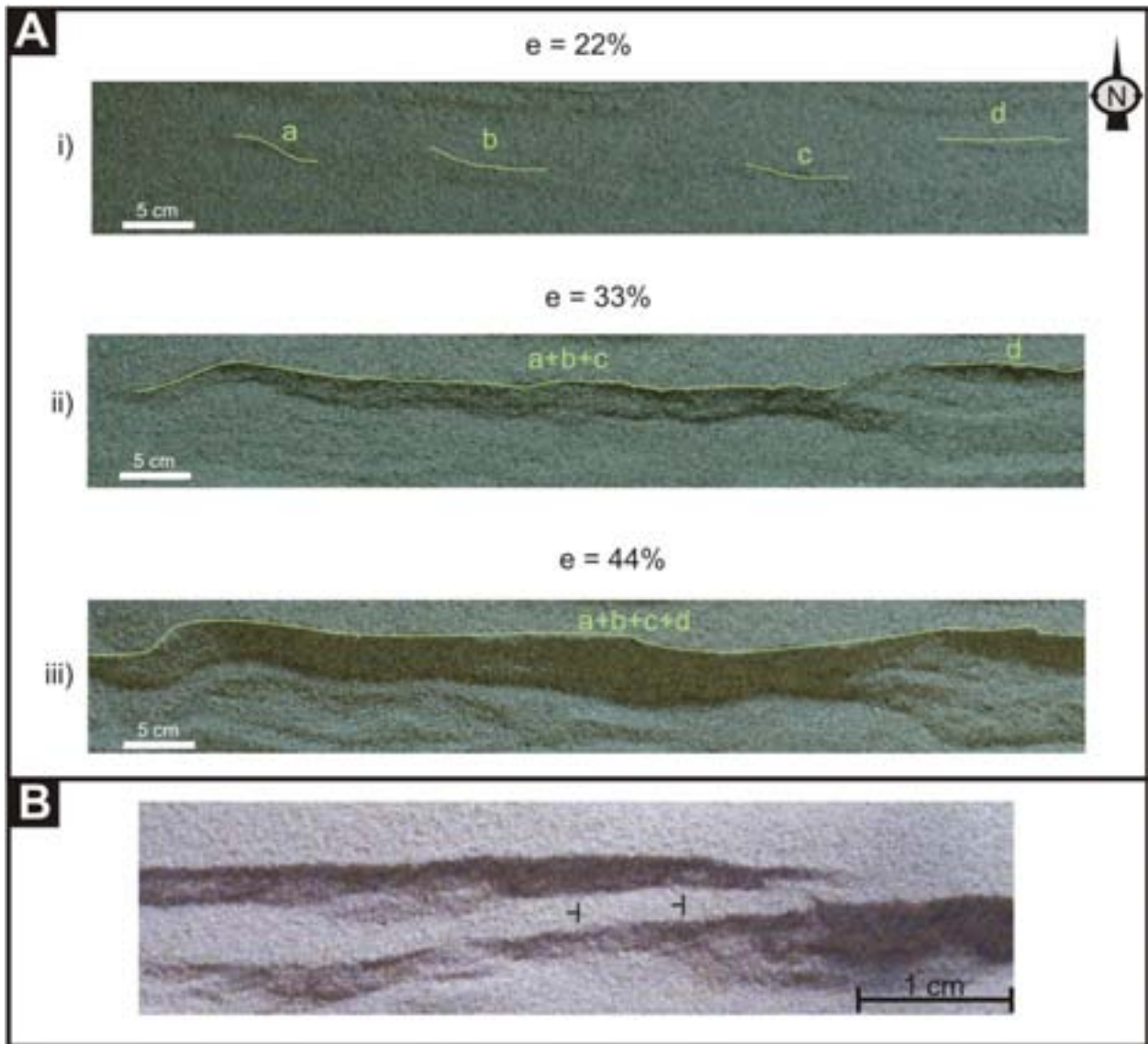


Figura 5.4: (A) Fotografia do experimento IX em três estágios de distensão onde é possível observar a propagação das falhas através da interligação de segmentos (“a”, “b”, “c” e “d”). (B) Exemplo de uma rampa de revezamento em 66% de distensão (experimento IX).

iii) *Falhas reversas*. À medida que a distensão ocorre, as camadas são forçadas a passar pela interface do piso para a rampa da falha, nesse ponto, é nucleada uma sequência de falhas reversas. Estas falhas apresentam uma geometria curvilinear e alto ângulo de mergulho (figura 5.5). Com exceção da primeira falha nucleada cuja curvatura é para sul, as falhas posteriores possuem a concavidade voltada para norte. Devido a essa geometria côncava, essas falhas podem apresentar cinemática inversa na base enquanto na sua parte mais superficial a acomodação da deformação é feita através de movimentação com cinemática normal.

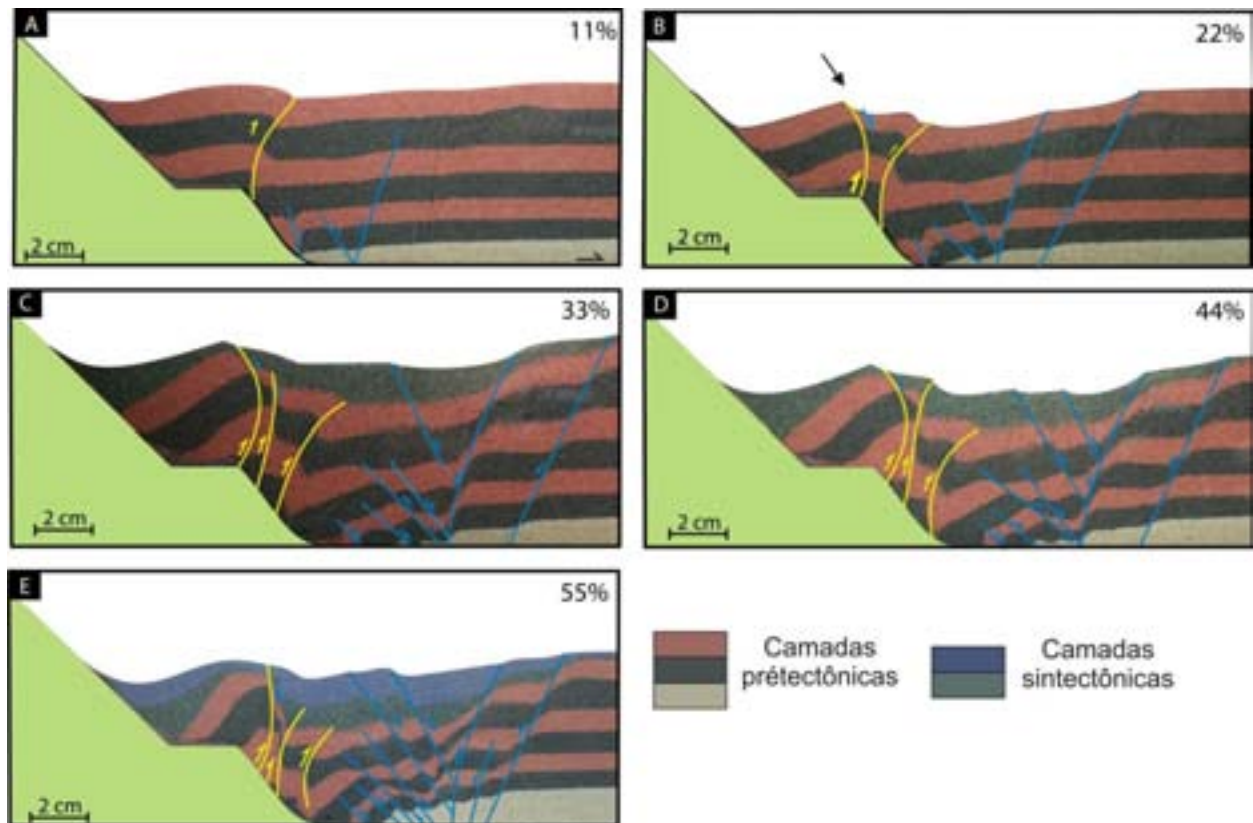


Figura 5.5: (A) a (E) Fotos, com interpretação das falhas, do lado oeste do experimento XI, em progressivos estágios de distensão. As falhas reversas estão representadas em amarelo e as falhas normais em azul.

5.2.2 Dobras

Foram formadas dobras em várias escalas, incluído dobras menores de arrasto junto à falha mestra e transversais junto a falhas secundárias, semelhantes às já descritas no capítulo IV. Duas dobras maiores, entretanto, serão enfocadas aqui, por estarem relacionadas diretamente com a geometria *flat-ramp*. A geometria dobrada das camadas é fruto da movimentação ao longo de vários segmentos de falhas e concomitante rotação das camadas. Devido à variação geométrica da falha mestra podemos definir três domínios estruturais distintos, denominados domínio leste, oeste e intermediário (figura 5.6).

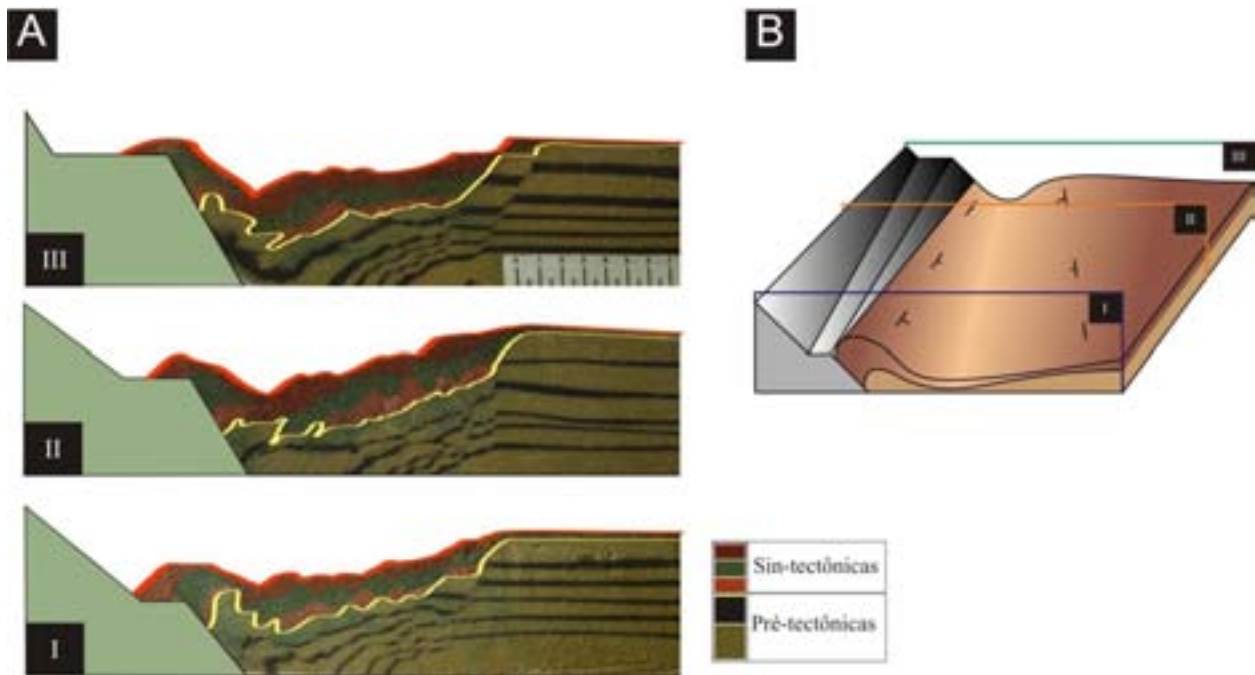


Figura 5.6: (A) Fotografia do experimento IX com 99% de distensão. São apresentadas três seções paralelas à direção da distensão, onde foi realçado o topo das sequências sin e pré-tectônica (linhas amarela e laranja, respectivamente), para uma melhor visualização da geometria das dobras presentes. (B) Diagrama representando tridimensionalmente o topo das camadas pré-tectônicas, mostrando o anticlinal com eixo paralelo e o sinclinal oblíquo à falha mestra. A posição das seções é mostrada em B.

O *domínio leste* caracteriza-se pela presença de um anticlinal que se forma na passagem do piso para a rampa, tendo a sua charneira uma orientação perpendicular ao sentido da distensão. Este anticlinal apresenta-se mais fechado no lado onde o *flat* é mais profundo e vai abrindo em direção ao lado onde o *flat* é mais raso, sendo quase inexistente na extremidade leste. No *domínio oeste* observa-se a formação de um sinclinal cujo comportamento é inverso ao do anticlinal acima descrito, sendo mais fechado no lado leste, onde o *flat* é mais superficial e tornado-se mais aberto na direção oeste, em que o *flat* é mais profundo. Como particularidade tem-se o fato da direção da linha de charneira do sinclinal não ser paralela à direção da distensão, mas faz um ângulo de aproximadamente 17° . Esta obliquidade é maior nas camadas pré-tectônicas. Por sua vez, o terceiro domínio, *intermediário*, caracteriza-se pela subhorizontalidade das camadas pré-tectônicas.

Observando-se uma camada guia sintectônica e outra pré-tectônica, verifica-se que o comportamento das dobras acima descritas é ligeiramente distinto nessas duas

sequências, como se pode observar na figura 5.6. Nas camadas sintectônicas, ao contrário das pré-tectônicas, é possível observar um anticlinal no extremo leste do *flat*, embora com amplitude menor do que as apresentadas no extremo oeste.

5.3. Falha com geometria *flat-ramp*: *flat* horizontal e com largura variável

Para melhor compreender qual a influência da inclinação do *flat* na geração de estruturas no bloco alto da falha (*hanging wall*), realizou-se uma série experimental semelhante à anterior, com a exceção da inclinação do *flat*, que agora é horizontal, mas continua sendo mais largo 50% no extremo leste (figura 5.7).

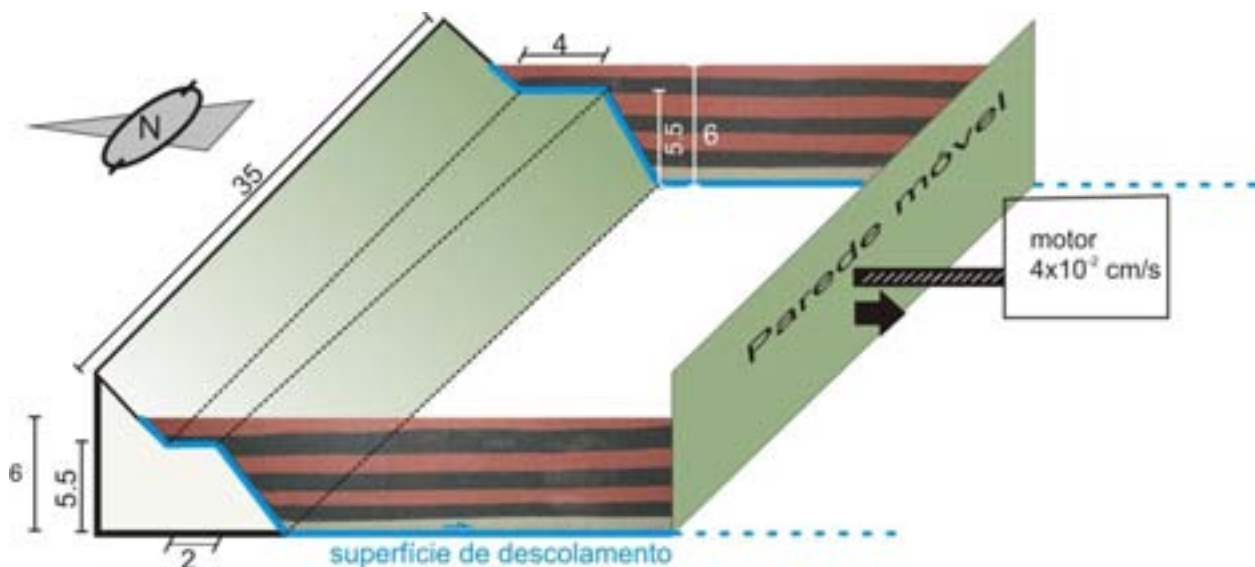


Figura 5.7: Esquema ilustrativo do aparato utilizado nos experimentos, onde observa-se na geometria *flat-ramp* da falha que o *flat* da falha é mais largo na porção leste. As medidas apresentadas estão em centímetros.

5.3.1 Falhas

A exemplo da série experimental anterior, três grupos distintos de falhas foram gerados: (i) falhas normais nucleadas na base da pilha sedimentar; (ii) falhas normais nucleadas no topo da sequência; (iii) falhas reversas (figura 5.8). Nestes experimentos a taxa de propagação das falhas é, diferentemente do experimento anterior, semelhante em ambos os extremos do aparato.

Grande parte da distensão é acomodada por duas falhas principais, nucleadas da base para o topo, delimitando um *graben*. O aumento da distensão provoca a geração de

novas falhas, internas ao *graben*, cuja largura aumenta à medida que essas falhas se movimentam. O aumento da deformação leva, também, à formação de outro grupo de falhas, que são nucleadas no topo da pilha arenosa, localizadas preferencialmente no interior do *graben* pré-existente (figura 5.8). Estas falhas apresentam uma geometria “em dominó” (figura 5.8). Registrou-se também a formação de pequenos *grabens* de colapso de crista do anticlinal formado sobre o *flat* da falha mestra, delimitados por falhas pouco profundas.

Falhas reversas de alto ângulo, com uma geometria curvilinear, também se desenvolveram neste experimento. Estas falhas são nucleadas sequencialmente, com a passagem das camadas pela interface piso-rampa da falha mestra. A curvatura das falhas é voltada para norte, no entanto com o aumento da distensão as falhas vão-se deslocar para sul. À medida que essas falhas se distanciam do ponto de inflexão (interface piso/rampa) sua extremidade superior rotaciona para sul, invertendo a direção de concavidade.

5.3.2 Dobras

As dobras de maior relevância, tal como na série experimental anterior (Item 5.1.2), são representadas por um anticlinal, desenvolvido na interface *flat-ramp*, e um sinclinal associado. O anticlinal é mais aberto no extremo leste da falha, onde o *flat* é mais largo e mais fechado no extremo oeste (figura 5.9). Observando as seções, paralelas à distensão, realizadas com 99% de distensão verifica-se que, o flanco norte é homogêneo (direção e mergulho) em toda a extensão da dobra. O flanco sul entretanto, tem comportamento mais heterogêneo, sendo mais vertical na região oeste e mais horizontal na região leste da falha. Isto leva a que o *crest* e a charneira do anticlinal não sejam paralelos, apresentando uma pequena obliquidade entre si.

O sinclinal apresenta, entre seus dois extremos, variação na abertura, embora menor que no experimento anterior com a sua charneira sendo oblíqua à distensão. Comparando estes resultados àqueles da literatura (McClay, 1996) verifica-se que a obliquidade do sinclinal registrada é resultado da variação de largura do *flat*. Por sua vez, a diferença no ângulo de obliquidade entre os dois experimentos resulta da variação de mergulho do *flat*.

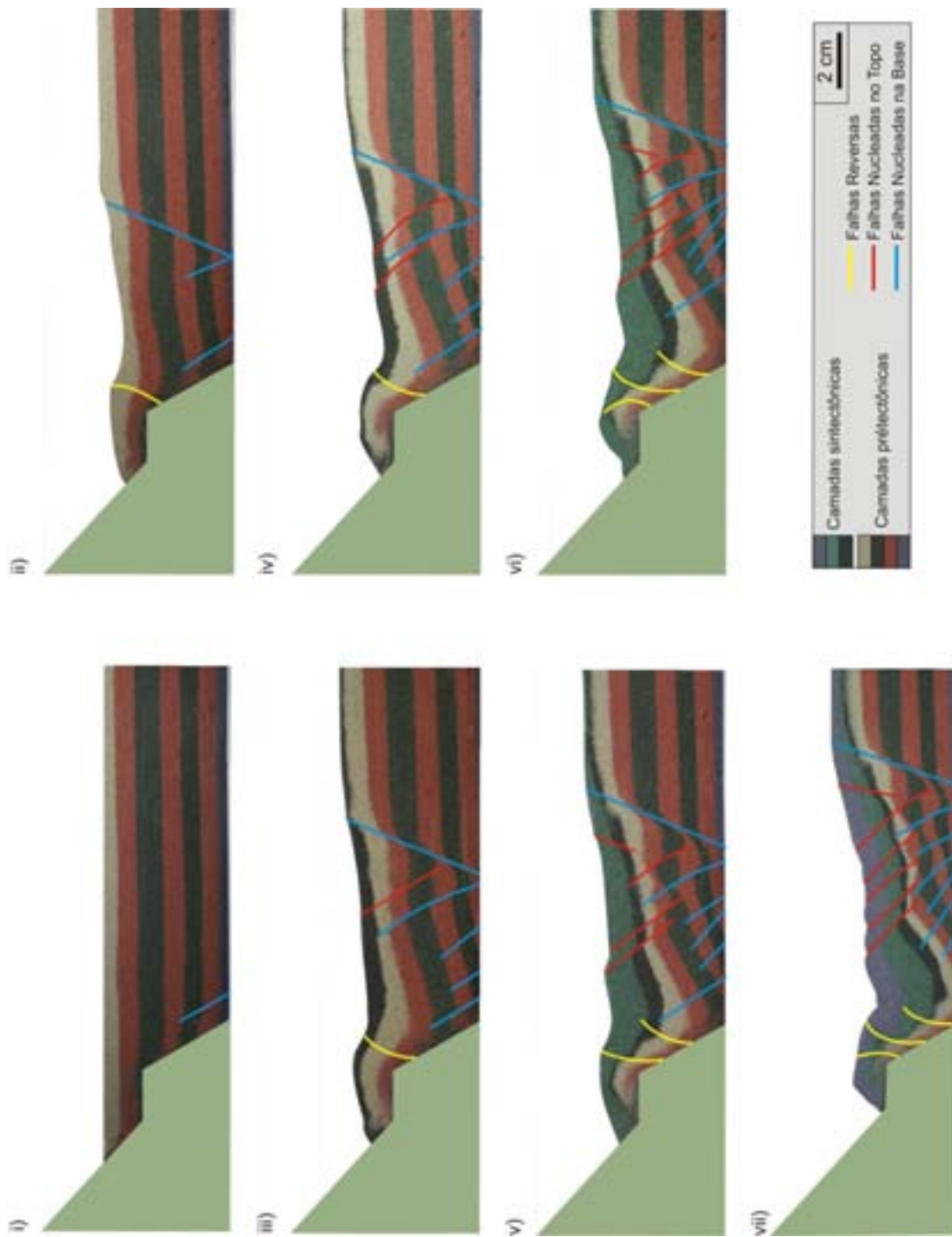


Figura 5.8: (i) a (vii) Fotografias do experimento XIII com incrementos constantes (11%) de distensão tendo (i) 11% e (vii) 77% de distensão. Estão interpretadas as falhas reversas (amarelo), falhas nucleadas o topo da pilha sedimentar (vermelho) e falhas nucleadas na base da pilha sedimentar (azul)

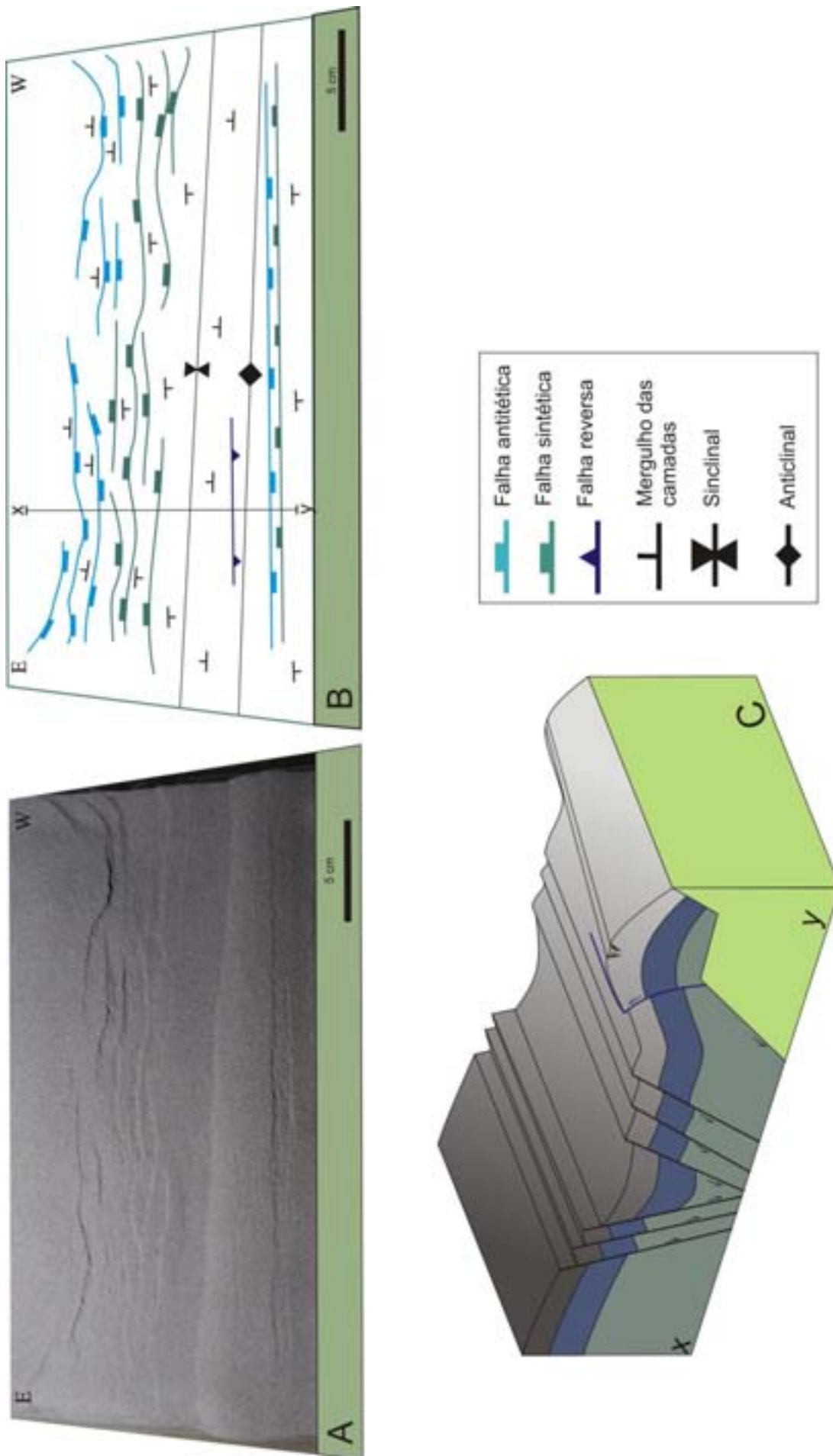


Figura 5.9: (A) Fotografia do experimento XIII, com 66% de distensão. (B) Interpretação da fotografia apresentada em 'A' onde se pode observar a variação do comprimento de onda do anticlinal (maior no leste e menor no oeste). A direção do sinclinal e falhas é este-oeste. (C) Representação 3D simplificada da bacia modelada.

5.4 Comparação com a falha de Baixa Grande, Bacia Potiguar

Segundo (Soares *et al.*, 2003) a bacia Potiguar é localizada na porção mais oriental do nordeste do Brasil e abrange em suas porções emersa (22.500 km²) e submersa (26.500 km²), parte dos estados do Rio Grande do Norte e Ceará e suas respectivas plataformas continentais. Esta bacia tem limites a sul, leste e oeste com rochas do embasamento cristalino, ao norte com o Oceano Atlântico (isóbata de 2000m) e a noroeste com o alto de Fortaleza, que a separa da bacia do Ceará (Figura 5.10).



Figura 5.10: Mapa do arcabouço tectônico da Bacia Potiguar. Modificado de Cremonini *et al.* (1996)

A bacia Potiguar desenvolveu-se sobre um substrato de rochas pré-cambrianas pertencentes à Província Borborema, cujos *trends* estruturais apresentam direção principal NE, além de um importante sistema de zonas de cisalhamento E-W e NE-SW.

O arcabouço estrutural da bacia Potiguar é constituído basicamente de quatro feições morfo-estruturais, relacionadas com os grandes eventos que afetaram a mesma: *grabens* e altos internos, relacionados às fases de *rift*, e plataformas rasas do embasamento e talude, relacionadas à fase de deriva continental. Na porção emersa da bacia os *grabens* apresentam direção geral NE-SW, sendo margeados por duas plataformas rasas denominadas de Aracati (a oeste) e Touros (a leste). Na porção submersa a direção predominante das feições estruturais é NW-SE, por efeito de uma tectônica transtensional dextral em resposta ao processo de separação continental América do Sul-África.

O preenchimento sedimentar desta bacia está intimamente relacionado com as diferentes fases de sua evolução tectônica: a fase *rift*, compreendendo as formações Pendência e Pescada; a fase transicional, constituída pela Formação Alagamar; e a fase de deriva continental, constituída pelas sequências flúvio-marinhas transgressiva (formações Açu, Ponta do Mel, Quebradas e Jandaíra) e regressiva (formações Ubarana, Guamaré, Tibau e Barreiras).

A Falha de Baixa Grande localiza-se no extremo S-SW do Rifte Potiguar é caracterizada por uma geometria em *flat-ramp* com o *flat* variando de largura e também de profundidade (Pontes, 2005) (figura 5.11a). Essas características são semelhantes ao modelo discutido no item 5.2. Dessa forma e com base no trabalho de Pontes (2005), comparamos a seguir as características dessa falha com as encontradas no modelo físico. A formação de dobras relacionadas com a falha de Baixa Grande é evidenciada nas seções sísmicas (figura 5.11b-d) interpretadas por Pontes (2005). Um anticlinal bem desenvolvido associado ao rejeito da falha é mostrado na figura 5.11b. Comparando essa seção com o experimento (figura 5.6a.I) verifica-se que o caso real é, aparentemente, mais simples. O anticlinal forma-se acima do *flat*, com a estrutura sinformal desenvolvida na parte distal da falha. O modelo mostra o anticlinal acima do *flat*, mas também o exhibe na rampa abaixo do *flat*, onde ele é mais fechado. Há duas hipóteses para explicar essa diferença: a falha de Baixa Grande é pouco evoluída em relação ao modelo ou a primeira rampa levemente côncava pode ter influenciado essa geometria. Na figura 5.11c, pode-se

observar que a estrutura mais pronunciada é o sinclinal, com o anticlinal sendo bem menos importante e restrita à porção superior da falha. Essa situação é semelhante à observada na modelagem (figura 5.6a.III). Na série experimental pode-se verificar que entre estes dois extremos, existia uma zona transicional, onde as camadas pré-tectônicas tendem à subhorizontalidade. Situação similar pode ser observada na falha de Baixa Grande (figura 5.11d), muito embora esta seção sísmica não esteja situada exatamente entre as duas apresentadas anteriormente devido à natureza mais segmentada de uma falha real.

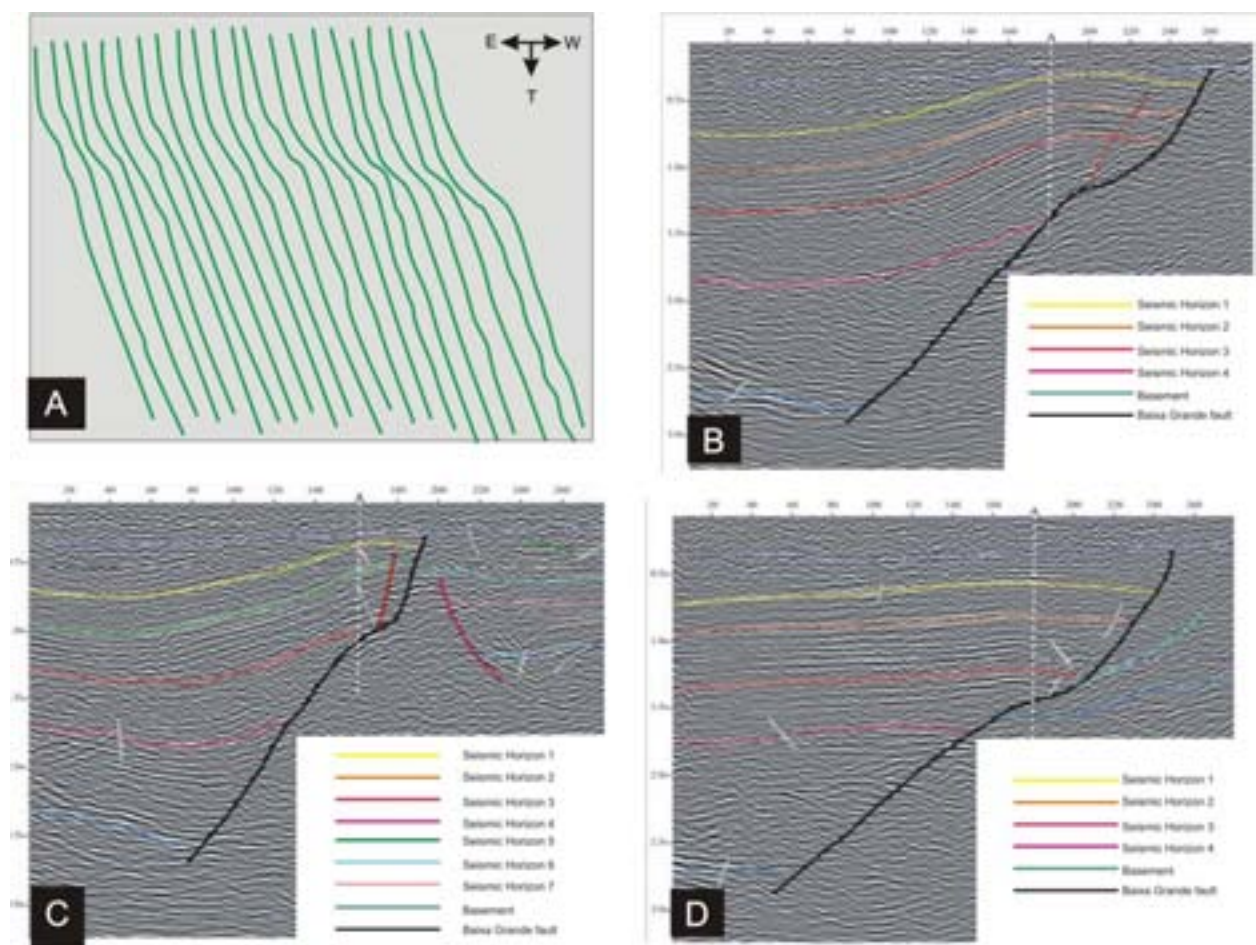


Figura 5.11: (A) Representação tridimensional da Falha de Baixa Grande mostrando a geometria *flat-ramp* da falha. (B) Seção sísmica (inline 100) da falha de Baixa Grande, correspondendo à extremidade oeste do experimento. (C) Seção sísmica (inline 1080) da falha de Baixa Grande, correspondendo à extremidade leste do experimento. (D) Seção sísmica (inline 500) da falha de Baixa Grande, correspondendo à região transicional registrada no experimento. Modificado de Pontes (2005)

No nosso modelo análogo foi descrita a nucleação de falha reversas, associadas à geometria em *flat-ramp* que não foram mapeadas nas seções trabalhadas por Pontes

(2005). Trabalhos mais recentes (Santos, 2010), confirmam a presença de algumas dessas falhas, porém, apenas foram mapeadas nas formações mais recentes, sendo por isso associadas a uma inversão da bacia.

CAPÍTULO 6

MODELAGEM COMPUTACIONAL DE FALHAS COM GEOMETRIAS DO TIPO FLAT-RAMP

MODELAGEM COMPUTACIONAL DE FALHAS COM GEOMETRIA DO TIPO *FLAT-RAMP*

6.1 Introdução

A modelagem computacional é uma ferramenta bastante usada na indústria petrolífera para a compreensão da evolução mecânica e cinemática das estruturas. A aplicação mais usual desta ferramenta é a modelagem inversa de estruturas mapeadas em linhas sísmicas, também denominada de restauração de seções. Partindo de uma estrutura deformada e através do uso de algoritmos em *software* tenta-se reverter ao aspecto não deformado.

A modelagem computacional foi utilizada neste trabalho para verificar a sua aplicabilidade à modelagem de falhas de geometria *flat-ramp* e, ao mesmo tempo, comparar os resultados da modelagem física analógica. Para tal foi utilizada a suite de aplicativos *MOVE2010* da *Midland Valley*. Esta suite tem módulos que permitem uma modelagem direta ou inversa, além de módulos para a restauração de camadas e previsão de fraturas de escala subsísmica.

O objetivo da utilização do restauro de seções na presente dissertação é monitorar e elucidar o desenvolvimento das estruturas geradas nas porções internas dos experimentos distensionais realizados. Para tal, selecionou-se um modelo físico com a falha do tipo *flat-ramp*.

As fotografias das seções obtidas no experimento IX foram importadas para o programa *2DMove* e correspondem ao modelo de falha do tipo *flat-ramp*, cujo piso é inclinado e tem uma variação de largura variável (vide item 5.1). Depois de carregadas as imagens, as camadas e as falhas foram interpretadas. Neste caso, foram apenas interpretadas as camadas superiores sin e pré-tectônicas, assim como a falha mestra. Este processo foi repetido para as 12 seções. Após a interpretação das seções, estas foram carregadas no programa *3DMove*, onde foi feita uma interpolação entre as diferentes

seções, gerando superfícies tridimensionais correspondentes às camadas e falha (figura 6.1).

A análise das superfícies tridimensionais revelou a complexidade geométrica das camadas. As camadas, principalmente as pré-tectônicas, apresentaram superfícies de bastante complexidade, devido aos algoritmos de interpolação disponíveis. Tornando assim inviável uma restauração das superfícies.

No entanto, foi possível confirmar as observações quanto à geometria das dobras referidas no capítulo 5. A relação geométrica entre o anticlinal e o piso da falha pode ser bem observada nas camadas sintectônicas. O anticlinal é mais aberto no lado leste, onde o piso da falha também é mais largo e mais fechado no lado oeste da falha (figura 6.1)

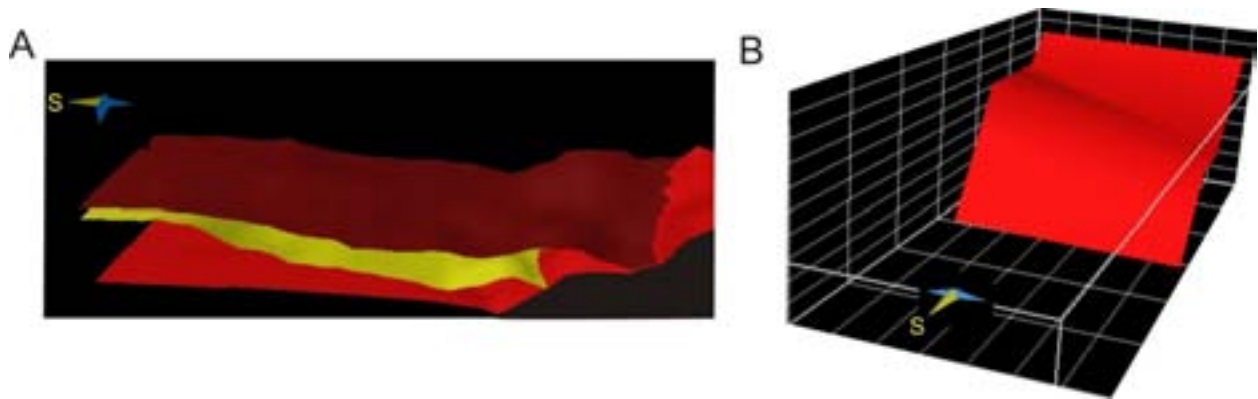


Figura 6.1: Mapa tridimensional do experimento IX, correspondendo à modelagem física de uma falha normal, do tipo *flat-ramp*, cujo piso é inclinado (vide item 5.1). (A) Representação da camada sin e pré-tectônica mais recente (vermelho escuro e amarelo, respectivamente) e da falha em vermelho claro. (B) Representação 3D da falha onde se pode observar o mergulho do piso para leste.

6.2 Modelagem computacional

A modelagem computacional no *software* Move2010 pode ser feita recorrendo a algoritmos matemáticos que simulam a deformação de um corpo rochoso.

A modelagem foi realizada usando os modelos físicos como padrão. Foi escolhida uma relação escalar de 10^5 entre os modelos físico e numérico, assim um centímetro de distensão no modelo físico equivale a um quilometro no modelo numérico, esta relação permite uma comparação direta entre as etapas de deformação.

Os algoritmos relevantes para este tipo de situação foram testados, permitindo escolher qual deles fornecia resultados mais semelhantes ao modelo físico. A deformação

com uso dos algoritmos *simple shear* (figura 6.2a) e *fault bend fold*, não geraram falhas reversas, como no modelo físico, tendo sido por isso rejeitados. O algoritmo *trishear* apresentou bons resultados nos estágios iniciais de deformação, no entanto com o aumento da distensão começaram a surgir anomalias, como por exemplo, interpenetração das camadas (figura 6.b).

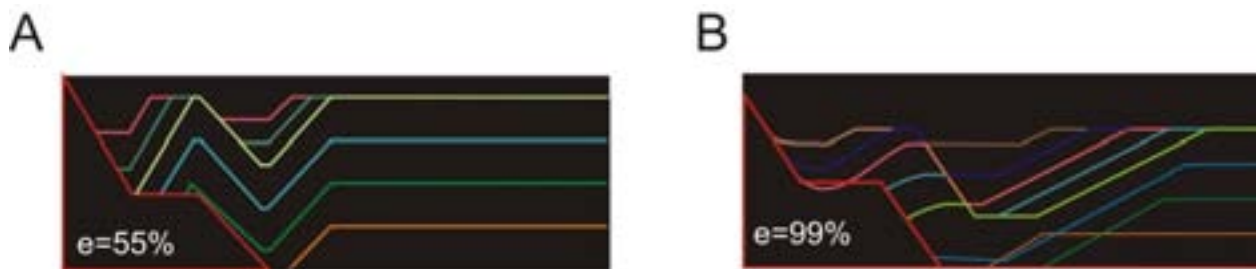


Figura 6.2: Resultado da modelagem bidimensional com os algoritmos: (A) *simple shear* e (B) *trishear*.

O algoritmo que apresentou melhores resultados foi *fault parallel flow*. As estruturas resultantes desta modelagem apresentam bastantes semelhanças com o modelo físico. Tal como nos experimentos físicos, a distensão era interrompida a intervalos constantes de 11% e foram adicionadas camadas sintectônicas a cada 22% de distensão.

Na figura 6.3 estão representadas algumas das seções produzidas durante o experimento. É possível observar a geração de falhas inversas na interface entre o piso e a rampa da falha, assim como falhas antitéticas e sintéticas que delimitam um *graben* em regiões mais distais à falha.

Foi também modelado, através do algoritmo *fault parallel flow*, uma falha do tipo *flat-ramp* com o piso horizontal. Com ambas as falhas verificou-se a presença de duas dobras, um anticlinal formado por cima do piso da rampa e um sinclinal mais distal à superfície da falha (figura 6.4a).

O anticlinal possui uma direção este-oeste em ambos os modelos, a sua abertura reflete a geometria do piso, ou seja, em ambos os modelos o anticlinal é mais aberto para leste, onde o piso da falha é mais largo. Em ambos os modelos de falha o anticlinal se apresenta com mergulho para oeste, porém, no modelo em que o piso da falha é horizontal, o mergulho do anticlinal é menor. Esta arquitetura é mais evidente nas camadas pré-tectônicas, que se encontravam inicialmente acima do piso da falha, pois como é possível observar na figura 6.4b a inclinação do eixo do anticlinal suaviza-se à

medida que vai ficando mais raso, chegando a ser horizontal na camada mais jovem. Isto deve-se ao fato, das camadas mais recentes serem menos deformadas, o que influencia na inclinação do eixo do anticlinal.

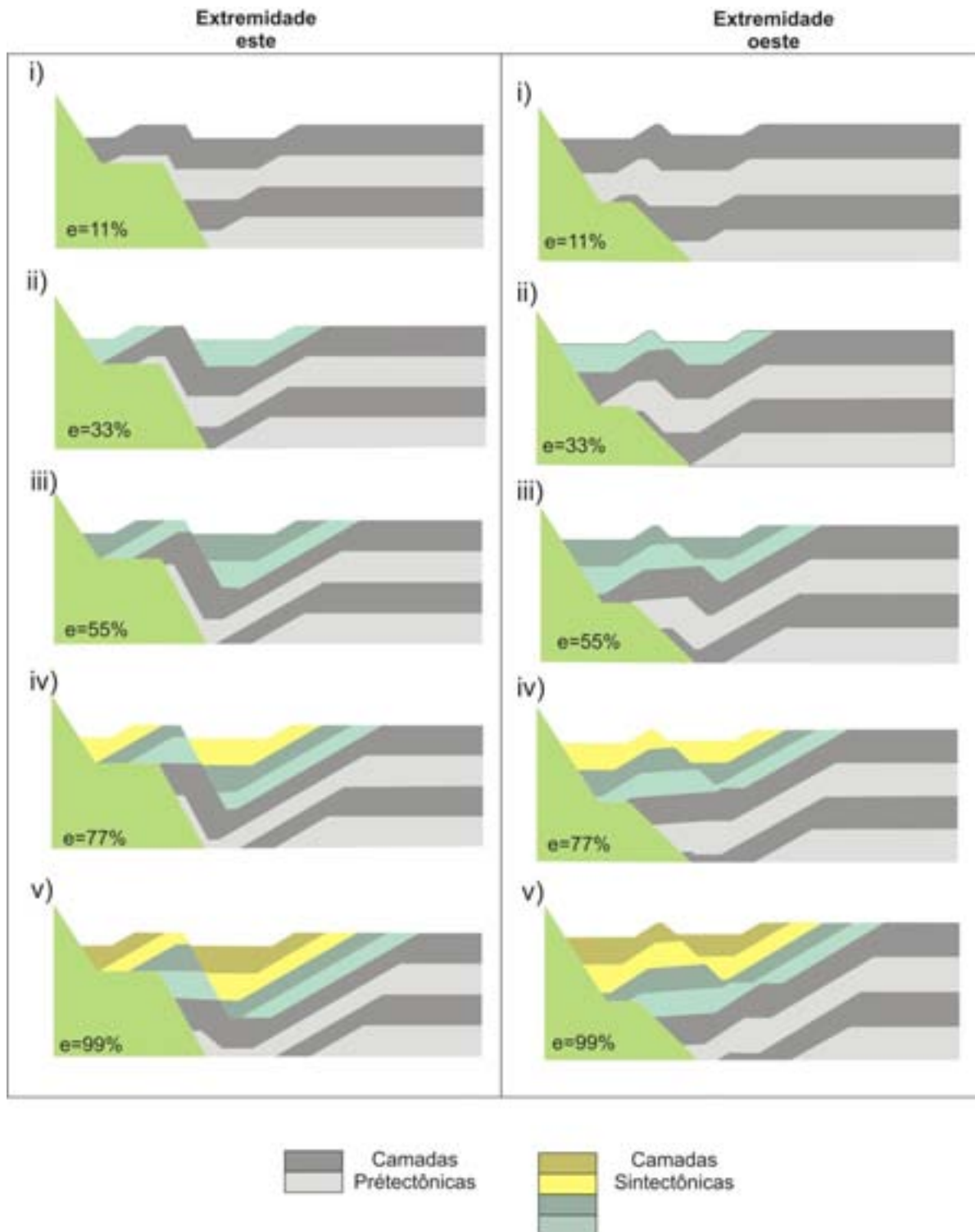


Figura 6.3: Resultado da modelagem bidimensional com o algoritmo *fault parallel flow*. São apresentadas cinco seções (i, ii, iii, iv, v) em distensões sucessivas. No lado esquerdo está representada a extremidade leste da falha, onde o piso se encontra a uma cota mais superior que no lado oeste, apresentado no lado direito da figura.

Também é possível observar um sinclinal, formado mais afastado da superfície da falha. Na figura 6.4c, observa-se que quando o piso não é horizontal, a direção do anticlinal é N70°E, enquanto no caso da falha com o piso horizontal a direção do sinclinal é N83°E.

Tal, como nos experimentos físicos, foi possível dividir as dobras em três domínios estruturais distintos (figura 6.4c). Um domínio oeste onde o sinclinal é mais aberto e o anticlinal mais fechado, sendo esse último inexistente nas camadas pré-tectônicas. Um outro domínio situado na região leste da falha apresenta uma arquitetura inversa, o anticlinal encontra-se mais aberto e o sinclinal mais fechado. Entre estes dois domínios pode ser definido um terceiro domínio, intermediário, onde as camadas pré-tectônicas são subhorizontais, junto à falha e as camadas sintectônicas apresentam um anticlinal e um sinclinal com perfil simétrico e um comprimento de onda semelhante.

Embora com algumas simplificações, a comparação entre os modelos físicos e computacionais mostra que, é possível a utilização de uma ou outra técnica para visualizar a arquitetura de estruturas desenvolvidas no *hangingwall* de falhas do tipo *flat-ramp*.

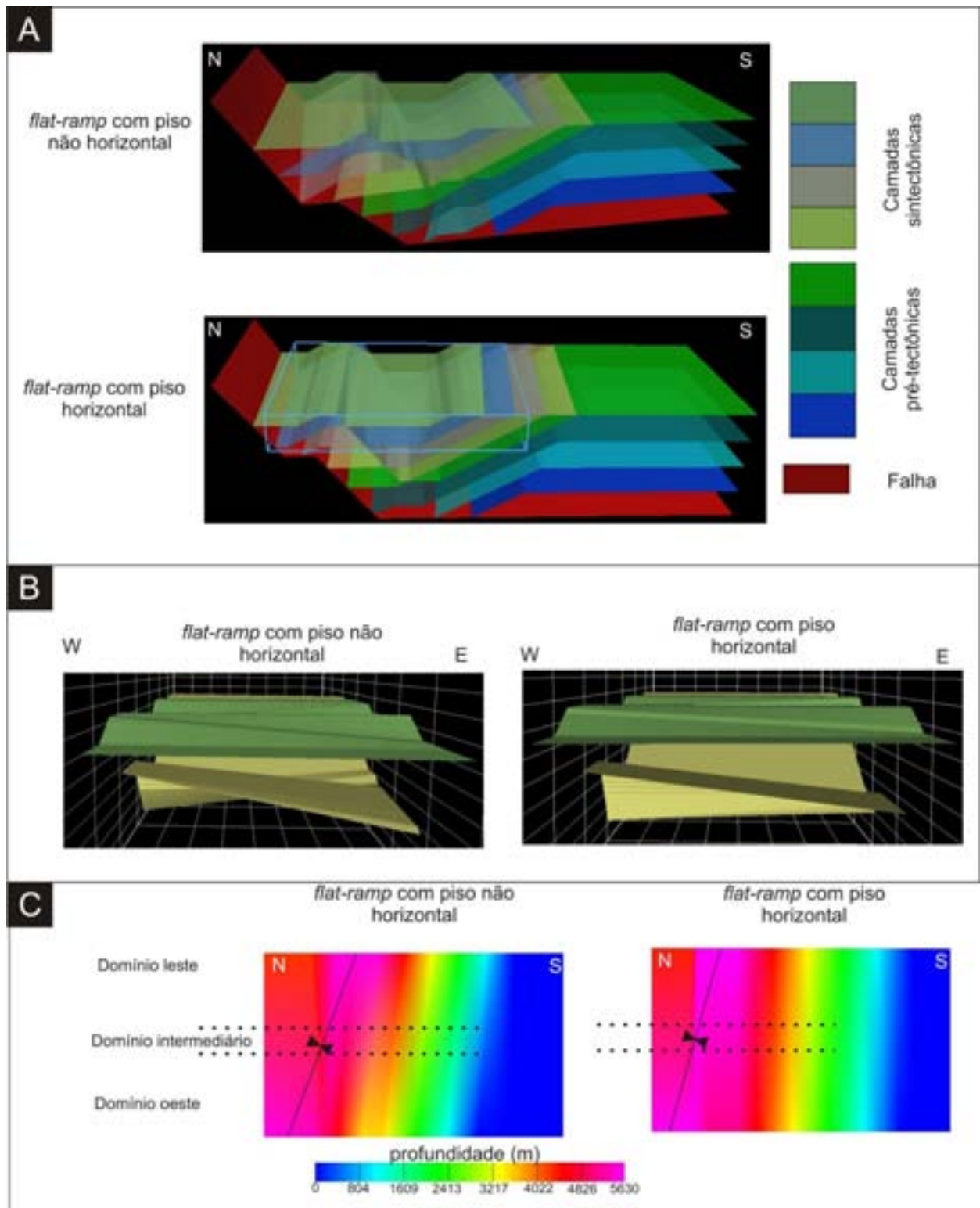


Figura 6.4: (A) Modelos tridimensionais resultantes da aplicação do algoritmo *fault parallel flow*. (B) Variação do mergulho do anticlinal entre as diversas camadas, são apresentadas duas camadas sintectônicas, a mais antiga (creme) e a mais recente (verde). (C) Mapa do topo da sequência pré-tectônica, onde é possível observar a obliquidade do sinclinal relativamente à distensão assim como, a compartimentação em domínios das estruturas na zona de influência da falha.

CAPÍTULO 7

CONCLUSÕES E DISCUSSÕES

CONCLUSÕES E DISCUSSÕES

Os experimentos desenvolvidos permitiram ampliar o conhecimento do desenvolvimento de dobras e falhas em ambiente distensional. A modelagem realizada focou, mais especificamente, o entendimento da geometria e cronologia relativa dessas estruturas. Os resultados destas simulações podem servir como análogos para a interpretação de estruturas encontradas na natureza.

7.1 Estruturas geradas no bloco alto de falhas lítricas

A modelagem de estruturas desenvolvidas no bloco alto de uma falha lítrica, revelou a presença de diversos tipos de dobras. A dobra de maior expressão foi o *rollover*, esta dobra é típica do movimento de falhas lítricas e caracteriza-se por ser um anticlinal paralelo à falha, resultante do colapso gravitacional das camadas do teto da falha. Com o aumento da distensão o mergulho das camadas tende a aumentar, o que vai resultar num espessamento das camadas sintectônicas junto à superfície da falha.

Dobras de arrasto foram formadas perpendicularmente à direção da distensão. Compreendem sinclinais no teto e anticlinais no piso. A dimensão destas dobras é diretamente proporcional à dimensão da falha que a origina, ou seja, dobras maiores encontram-se associadas a falhas maiores. Houve a geração de dobras transversais, relacionadas a falhas secundárias, que resultam da variação de deslocamento ao longo do plano de falha.

Em uma escala de bacia a relevância destas dobras pode ser definida, no caso dos sinclinais, pela geração de espaço para acomodação de sedimentos ou considerando os anticlinais como sendo das feições estruturais importantes na criação de trapas de hidrocarbonetos ou água subterrânea.

Nos experimentos além da falha mestra lítrica, houve a nucleação de diversas outras falhas. Com direção preferencial este-oeste que com o aumento da distensão, adquirem um aspecto curvilinear. As falhas secundárias registradas resultam do colapso de crista do anticlinal *rollover*, delimitando *grabens*. Estruturas do tipo *graben* e *horst* são desenvolvidas com o aumento da distensão. Muitas dessas falhas são deslocadas para

sul. Verificou-se a existência de zonas axiais ativas e inativas, respectivamente em regiões proximais e distais da falha mestra. Estas regiões são caracterizadas por falhas ativas e inativas. Tal como descrito na literatura pode-se observar que o anticlinal *rollover* se situa entre estas duas superfícies.

7.2 Desenvolvimento de estruturas relacionadas à falha com geometria do tipo *flat-ramp*

As falhas do tipo *flat-ramp* caracterizam-se pela existência de um piso que separa as duas rampas da falha. Na literatura este piso é sempre considerado como horizontal e de largura homogênea, no entanto, na natureza podem ocorrer geometrias mais complexas.

Para observar a influência de variações na geometria (largura e mergulho) do piso da falha realizaram-se duas séries experimentais, sendo a primeira onde o piso varia tanto em inclinação como em largura e a segunda onde o piso é horizontal mas conservou-se a variação de largura entre um extremo e o outro da falha.

As falhas foram geradas com direção, aproximadamente, este-oeste e foram agrupadas em três conjuntos, com base na sua nucleação, em falhas normais nucleadas na base da pilha sedimentar; falhas normais nucleadas no topo da pilha sedimentar e falhas reversas. O primeiro conjunto engloba falhas antitéticas com geometria curvilinear, voltada para sul, e falhas sintéticas com uma geometria mais retilínea. Com o aumento da distensão essas falhas rotacionam, aumentando ou diminuindo o ângulo de mergulho. Esta rotação pode levar, em alguns casos, à transformação de uma falha antitética em uma falha sintética aparentemente inversa.

Falhas nucleadas no topo da pilha arenosa são geradas pelo colapso de crista de anticlinal ou por rotação das camadas. Têm a sua propagação via coalescência de segmentos de falha, às vezes com geração de rampas de revezamento entre os segmentos.

No ponto de interface piso-rampa, foram nucleadas falhas com cinemática reversas, com geometria curva cuja concavidade pode mudar ao longo da deformação.

Em relação ao desenvolvimento de falhas os dois modelos diferenciam-se em dois pontos básicos: i) Quando o piso apresenta inclinação observa-se no lado mais baixo do piso as falhas normais nucleadas na base atingem camadas mais superiores em

estágios mais precoces da distensão, são mais espaçadas e em menor número. Estas variações entre as duas extremidades da falha mestra não foram observadas no modelo em que o piso é horizontal; ii) As falhas nucleadas no topo da sequência do experimento com o piso inclinado propagam-se preferencialmente da extremidade onde o piso da falha está mais profundo para a extremidade onde ele está mais raso. Esse fato não é observável no modelo de piso horizontal.

As dobras geradas, associadas ao processo de desenvolvimento da falha, também podem ser agrupadas em dois tipos: i) dobras maiores, representadas por um par anticlinal/sinclinal; ii) dobras menores que incluem as de arrasto e transversais.

O anticlinal é formado acima do piso da falha subparalelo ao plano da falha mestra, enquanto o sinclinal é formado em porções mais distais à falha mestra e apresenta, em ambos os modelos, uma obliquidade relativamente ao plano da falha mestra, sendo essa obliquidade maior no modelo em que o piso da falha tem mergulho.

Ambas as dobras apresentam variações geométricas ao longo da extensão da falha mestra, o que permite definir três domínios estruturais distintos. No *domínio leste* o anticlinal apresenta-se mais fechado e o sinclinal mais aberto, no *domínio oeste*, o sinclinal é mais fechado e o anticlinal mais aberto, sendo este inexistente em camadas mais antigas. Entre estes dois domínios, as camadas mais recentes apresentam as dobras com amplitude simétrica e as camadas mais antigas se apresentam subhorizontais, definindo o *domínio intermediário*.

7.3 Modelagem computacional de falhas com geometria do tipo *flat-ramp*

Na presente dissertação pretendeu-se utilizar a suite de aplicativos *MOVE2010* para a restauração de seções utilizando interpretações de fotografias das seções realizadas nos modelos físicos. No entanto, a complexidade das superfícies tridimensionais geradas impediu que a restauração das seções fosse bem sucedida.

Partiu-se então para um processo de modelagem direta, usando os modelos físicos como padrão. Foram testados todos os algoritmos disponíveis no *software*, procurando aquele cujos resultados se aproximavam mais dos modelos físicos descritos no capítulo 5. O algoritmo que melhor se adequou foi o *fault parallel flow*.

As falhas geradas apresentam as mesmas características para ambos os modelos *flat-ramp*. Observa-se a geração de falhas reversas no ponto de inflexão da falha *flat-ramp* e na região mais distal da superfície da falha mestra desenvolveu-se uma falha antitética e sintética culminando com a formação de um *graben*.

Com o algoritmo usado, a modelagem computacional gerou duas dobras, um anticlinal na região acima do piso da falha mestra, e um sinclinal mais distal à falha. O sinclinal apresenta, tal como nos modelos físicos, uma obliquidade relativamente ao plano de falha, sendo esta maior no modelo em que o piso não é horizontal.

O anticlinal apresenta, em ambos os modelos, um mergulho para a extremidade mais estreita da falha (oeste), porém no modelo em que o piso da falha é horizontal, o mergulho do anticlinal é menor. A variação do mergulho é mostrada também quando observada a “idade” das camadas, ou seja, o mergulho diminui em direção ao topo da sequência, levando à interpretação de que o mergulho do anticlinal aumenta com a deformação das camadas.

Semelhante ao registrado nos modelos físicos, é possível definir três domínios estruturais, perpendiculares à direção da distensão. Um *domínio leste* apresenta um anticlinal com comprimento de onda maior que o sinclinal. O outro *domínio oeste* pode ser definido na extremidade oposta da falha, apresentando o sinclinal com comprimento de onda maior que o anticlinal, sendo este último inexistente nas camadas mais deformadas. Embora estes domínios sejam mais evidentes no modelo em que o piso apresenta mergulho, a sua delimitação também é possível no modelo onde o piso é horizontal.

Os dados da simulação físicos e computacionais da falha com geometria *flat-ramp* foram comparados com dados reais da Bacia Potiguar. Em ambos os casos, variação na arquitetura do *footwall* produz, também, variação na arquitetura do *hangingwall* da falha. Os dados obtidos mostram que a disposição das dobras e falhas secundárias, incluindo as reversas, podem ser utilizados para a inferência de falhas mais complexas, tipo *flat-ramp* e auxiliar na localização de possíveis trapas para fluidos (hidrocarbonetos e/ou água subterrânea). Esses experimentos mostram, ainda, a necessidade de cautela na interpretação de eventos compressoriais em bacias sedimentares com base em dobras e falhas inversas.

CAPÍTULO 8

REFERÊNCIAS
BIBLIOGRÁFICAS

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ajakaiye, D. E. (2002). *Couse manual and atlas of structural styles on refelction profiles form the Niger delta*. USA: AAPG, 107 p.
- Alvarez-Marron, J. (1995). Three-dimensional geometry and interference of fault-bendfolds: examples from the Ponga Unit, Variscan Belt, NW Spain. *Structural. Geology* (17), 549-560.
- Alves da Silva, F. C. (2009). Laboratório de modelagem física do PPGG, apresentação para a reunião PRH22 NATAL/RN. *Unpublished* .
- Bahroudi A., K. H. (2003). Effects of ductile and frictional décollements on style of extension. *Journal of Structural Geology* (25), 1401-1423.
- Bakewell, R. (1833). *An Introduction to Geology* (4^a ed.). London: Longman, 648 p.
- Bally, A. Atlantic Type Margins. In A. Bally, *Geology of Passive Margins* (Vol. 19, 1-48). American Association of Petroleum Geologists, education course note series.
- Cartwright, J. A. (1995). Fault grow by segment linkage: an explanation for scatter in maximum displacement and trace lengh from the Canyonlands Grabens og SE Utah. *Journal fo Structural Geology* (17), pp. 1319-1326.
- Chapman T. J., W. G. (1984). Displacement-distance methods in the analysis of fold-thrust structures and linked-fault systems. *Journal Geological Society of London* , 121-141.
- Cooper M.A, G. M. (1983). The origin of the Basse Normandie duplex, Boulonnais, France. *Journal Structural Geology* (5), 39-152.
- Cowie, P. A. (1998). A healing-reloading feedback control on the growth rate of seismogenic faults. *Journal of Structural Geology* 20 (8), 1075-1087.
- Cremonini, O. A., Goulart, J. P., & Soares, U. M. (1996). O Rifte Potiguar: novos dados e implicações tectônicas. *SBG/Núcleo Sudeste, Simp. sobre o Cretáceo no Brasil, 4, Rio Claro, Boletim* (4), 89-93.
- Davis, G. H., & Reynolds, S. J. (1996). *Structural geology of rocks and regions*. Canada: John Wiley & Suns, Inc, 775 p.
- Davison, I. (1986). Listric normal fault profiles: calculation using bed-length balance and fault displacement. *Journal of Structural Geology* , 8 (2), 209-210.
- Destro, N. (1995). Release fault: A variety of cross fault in linked extensional fault systems, in Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* , 17 (5), 615-629.
- Eisenstadt, G., & Sims, D. (2005). Evaluating sand and clay models. *Journal of Structural Geology* , 27, 1399-1412.
- Ellis, P. G., & McClay, K. R. (1988). Listric extensional fault systems - results of analogue model experiments. *Basin Research* (1), 55-70.

- Evans, M. (1989). The structural geometry and evolution of foreland thrust systems, northern. *Geological Society of America Bulletin* (101), 339-354.
- Faulds, J., Olson, E., Harlan, S., & McIntosh, W. (2002). Miocene extension and fault-related folding in the Highland Range, southern Nevada: a three-dimensional perspective. *Journal of Structural Geology*, 24, 861-886.
- Fiori, A. P. (1997). *Introdução à análise da deformação*. Curitiba/PR: Editora UFPR.
- Folk, R. L. (1974). *The petrology of sedimentary rocks*. Austin, Texas, USA: Hemphill Publishing Co.
- Fossen, H. (1996). Experimental modeling of extensional fault systems by use of plaster. (18), 673-687.
- Gawthorpe, R. L., & Leeder, M. R. (2000). Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research* (12), 195-218.
- Gawthorpe, R., & Hurst, J. (1993). Transfer zones in extensional basins: their. *Journal of Geological Society, London*, 150, 1137-1152.
- Gibbs, A. D. (1984). Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of the Geological Society, London* (141), 609-620.
- Gomes, C. J. (1998). O ângulo de atrito interno da areia e de misturas de areia. *SBG, 40º Cong. Bras. Geol., Bol. Resumos Expandidos*, 410 p.
- Gomes, C. J. (2005). O paradigma do movimento relativo de falhas na modelagem física analógica. *Revista Geonomos* 13 (1,2), 1-9.
- Grasemann, B., Martel, S., & Passchier, C. (2005). Reverse and normal drag along a fault. *Journal of Structural Geology* 27, 999-1010.
- Groshong, R. (1999). *3-D Structural Geology: A practical guide to surface and subsurface map interpretation* (2ª ed.). Berlin: Springer-Verlag, 410p.
- Jin, G., & Groshong, R. H. (2006). Trishear kinematic modeling of extensional fault-propagation folding. *Journal of Structural Geology* (28), 170-183.
- Koyi, H. (1997). Analogue modelling: from a qualitative to a quantitative technique – a historical outline. *Journal of Petroleum Geology*, 20 (2), 223-238.
- Lohrmann, J. K. (2003). The impact of analogue material properties on the geometry, kinematics, and dynamics of convergent sand wedge. *Journal of Structural Geology* 25, 1691–1711.
- Mandelbrot, B. (1989). Multifractal measures, especially for geophysicist. *Geophysics*, 1/2, 5-42.
- McClay, K. R. (2002). 4-D evolution of rift systems: Insights from scaled physical models. *AAPG Bulletin* 86 (6), 935–959.
- McClay, K. R. (1995). Analogue modelling of orthogonal and oblique rifting. *Marine and Petroleum Geology* 12, 137-151.
- McClay, K. R. (1990). Extensional fault systems in sedimentary basins. A review of analogue model studies. *Marine and Petroleum Geology* 7, 206-233.

- McClay, K. R. (1987). Geometries of extensional fault systems developed in model experiments. *Geology* (15), 341-344.
- McClay, K. R. (1996). Recent advances in analogue modeling: uses in section interpretation and validation. *Geological Society Special Publications* (99), 201-225.
- McClay, K. R. (2004). Thrust, Tectonics and hydrocarbon systems. *AAPG Memoir* (82), 667 p.
- McClay, K. R., & Scott, A. D. (1991). Hangingwall deformation in ramp-flat listric extensional fault systems. *Tectonophysics* (188), 137-151.
- McKenzie, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters* (40), 25-32.
- Morley, C., Nelson, R., & Patton, T. &. (1990). Transfer zones in the East African Rift and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* (74), 1234-1253.
- Niewland, D. A. (2003). New Insights into Structural Interpretation and Modelling. *Geological Society of London, Special Publications* , 212 p.
- Panien, M., Schreurs, G., & Pfiffner, A. (2006). Mechanical behaviour of granular materials used in analogue modelling: insights from grain characterisation, ring-shear tests and analogue experiments. (28), 1710-1724.
- Park, R. G. (2004). *Foundations of structural geology* (3ª Edição ed.). New York, EUA: Chapman and Hall 202 p.
- Peacock, D. (2000). Glossary of normal faults. *Journal of Structural Geology* (22), 291-305.
- Poblet, J. B. (2005). Fault-slip, bed-length and area variations in experimental rollover anticlines over listric normal faults: influence in extension and depth to detachment estimations. *Tectonophysics* (396), 97– 117.
- Pontes, R. M. (2005). *Dobramentos distensionais e a geometria da falha de Baixa Grande, graben de Umbuzeiro, Bacia Potiguar (RN)*. Natal, Rio Grande do Norte: Dissertação de Mestrado- UFRN.
- Portugal, R. A. (2008). *A utilização da modelagem física no estudo do desenvolvimento, geometria e cinemática de falhas distensionais*. Dissertação de Mestrado. UFRN. Natal.
- Price, N. J., & Cosgrove, W. (1990). *Analysis of geological structures*. Cambridge/RU: Cambridge University Press, 502 p.
- Ramsay, J. G., & Huber, M. I. (1987). *The techniques of modern structural geology, vol. 2, Folds and Fractures*. London/RU: Academic Press, 568 p.
- Ramsey, J. G. (1967). *Folding and fracturing of rocks*. New York: McGraw-Hill, 700 p.
- Rossi, D. S. (2003). New artificial granular materials for analogue laboratory experiments: aluminium and siliceous microspheres. *Journal of Structural Geology* , 25, 1893-1899.
- Santos, T. A. (2010). *Mapeamento sismoestrutural do levantamento 3D da Falha de Baixa Grande (porção sudoeste da Bacia Potiguar emersa - NE do Brasil)*. Natal/RN: Relatório de Graduação - Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

- Savage, H. M. (2003). Can flat-ramp-flat fault geometry be inferred from fold shape?: A comparison of kinematic and mechanical folds. *Journal of Structural Geology* (25), 2023–2034.
- Schlische, R. W. (1995). Geometry and origin of faulted-related folds in extensional settings. *AAPG Bulletin*, 79 (1), 1661-1678.
- Schlische, R. W., & Anders, M. H. (1996). Stratigraphic effects and tectonic implications of the growth of normal faults and extensional basins. *Geological Society of America, Special Paper* (303).
- Serra, S., & Nelson, R. A. (1989). Clay modelling of rift asymetry and associated structures. *Tectonophysics* (153), 307-312.
- Shelton, J. W. (1984). Listric Normal Faults: An Illustrated Summary. *AAPG Bulletin*, 68 (7), 01-815.
- Soares, U., Rossetti, E., & Cassab, C. (2003). Bacias sedimentares brasileiras. *Phoenix*, 56 (5).
- Stewart, S. A., & Argent, J. D. (1999). Relationship between polarity of extensional fault arrays and presence of detachments. *Journal of Structural Geology* (22), 693-711.
- Sun, Z., Zhong, Z., Keep, M., Zhou, D., Cai, D., & Li, X. (2009). 3D analogue modeling of the South China Sea: A discussion on breakup pattern. *Journal of Asian Earth Sciences* (34), 544-5566.
- Tron, V., & Brun, J. (1991). Experiments on oblique rifting in brittle-ductile systems. *Tectonophysics* (188), 71-84.
- Vendeville, B. C., & Jackson, M. P. (1992). The rise of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology*, 9 (4), 331-354.
- Vendeville, B., & Cobbold, P. R. (1988). How normal faulting and sedimentation interact to produce listric fault profiles and stratigraphic wedges. *Journal of Structural Geology* (7), 649-659.
- Wernicke, B. P., & Burchfield, B. C. (1982). Modes of extensional tectonics. *Journal of Structural Geology* 4, 105-115.
- White, N. J., Jackson, J. A., & Mackenzie, D. P. (1986). The relationship between the geometry of normal faults and that of the sedimentary layers in their hanging walls. *Journal of Structural Geology* 8, 897-909.
- Withjack, M. O. (1995). Normal fault and their hanging wall deformation: An experimental study. *AAPG Bulletin* 79 (1), 1-18.
- Withjack, M. O., & Jamison, W. R. (1986). Deformation produced by oblique rifting. *Tectonophysics* (126), 99-124.
- Xiao, H., & Suppe, J. (1992). Origin of Rollover. *AAPG Bulletin*, 76 (4), 509-529.