



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOENGENHARIA DE
RESERVATÓRIOS

Cláudio Borba

**HETEROGENEIDADES ESTRUTURAIS EM
RESERVATÓRIOS : GEOMETRIA E
DISTRIBUIÇÃO DE FALHAS**

Dissertação de Mestrado

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências
como requisito parcial para obtenção do título de
Mestre em Geoengenharia de Reservatórios.

Orientador: Dr. Chang Hung Kiang

Esta obra foi elaborada e defendida
redação por Cláudio Borba CAMPINAS - SÃO PAULO
e aprovada pelo Julgador(a)
em 13.12.96

Dezembro - 1996

B644h

29605/BC



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOENGENHARIA DE
RESERVATÓRIOS

Cláudio Borba

HETEROGENEIDADES ESTRUTURAIS EM
RESERVATÓRIOS: GEOMETRIA E DISTRIBUIÇÃO
DE FALHAS

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências como
requisito parcial para obtenção do título de Mestre em
Geoengenharia de Reservatórios.

Orientador: Chang Hung Kiang - UNESP

CAMPINAS - SÃO PAULO

Dezembro - 1996





FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA
BIBLIOTECA I.G. - UNICAMP

B644h Borba, Cláudio
Heterogeneidades estruturais em reservatórios: geometria e
distribuição de falhas / Claudio Borba.- Campinas,SP.:
[s.n.], 1996.

Orintador: Chang Hung Kiang
Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de
Campinas, Instituto de Geociências.

1. Reservatórios. 2. *Reservatórios (Falhas). 3. Geologia
Estrutural. I. Hung Kiang, Chang . II. Universidade
Estadual de Campinas, Instituto de Geociências. III. Título.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
GEOENGENHARIA DE RESERVATÓRIOS

AUTOR: Cláudio Borba

TÍTULO DA DISSERTAÇÃO: HETEROGENEIDADES ESTRUTURAIS EM
RESERVATÓRIOS: GEOMETRIA E DISTRIBUIÇÃO DE FALHAS

ORIENTADOR: Dr. Chang Hung Kiang

Aprovada em: 13 / 12 / 1996

PRESIDENTE: Prof. Dr. Chang Hung Kiang

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Chang Hung Kiang - Orientador

Dr. Luciano Magnavita

Prof. Dr. Armando Zaupa Remacre

Campinas, de de



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOENGENHARIA DE
RESERVATÓRIOS

**HETEROGENEIDADES ESTRUTURAIS EM RESERVATÓRIOS: GEOMETRIA E
DISTRIBUIÇÃO DE FALHAS**

Dissertação de Mestrado

Cláudio Borba

RESUMO

A presente dissertação tem por objetivo caracterizar, na escala de campo de petróleo e de afloramento, as falhas como heterogeneidades estruturais em reservatórios. Seu impacto na lavra de petróleo é de grande importância, especialmente em bacias *rift*, e tem sido alvo de grande interesse na área de caracterização de reservatórios nos últimos anos.

Um estudo de caso realizado em um campo de petróleo estruturalmente complexo mostrou que as falhas são diretamente responsáveis pela compartimentação dos reservatórios. Falhas com rejeitos entre 20 e 500m podem constituir selos e produzir acumulações de hidrocarbonetos. Estudos estatísticos mostraram que falhas com rejeito inferior a 40m estão subamostradas devido às deficiências de resolução e devem estar presentes em quantidade maior do que a observada, podendo ser responsáveis por volumes de petróleo ainda não descobertos no campo. A resolução limitada dos métodos de amostragem e o caráter interpretativo da correlação de falhas deteriora substancialmente as distribuições estatísticas originais de tamanho e espaçamento de falhas.

A interpretação de fotomosaicos e os trabalhos de campo em um afloramento de depósitos fluviais fortemente perturbado por falhas normais resultaram em mapas detalhados de heterogeneidades estruturais. Nesta escala, foi constatada a relação fractal na distribuição de tamanho de falhas e a tendência de falhas ocorrerem agrupadas. Diversas feições associadas ao falhamento de rochas sedimentares pouco litificadas foram reconhecidas, destacando-se as zonas de cisalhamento argilosas, principais formadoras de barreiras responsáveis pela compartimentação de reservatórios.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOENGENHARIA DE
RESERVATÓRIOS

STRUCTURAL HETEROGENEITIES IN RESERVOIRS: FAULT
GEOMETRY AND DISTRIBUTION

Master Dissertation

Cláudio Borba

ABSTRACT

This work aims to characterize at oil field and outcrop scales faults as structural heterogeneities in reservoirs. Their impact on oil exploitation is very important, specially upon rift basin oil fields. Recently, this kind of heterogeneity has been object of great interest in reservoir characterization.

A case study carried out on a structurally complex oil field led to the conclusion that faults produce strongly compartmentalized reservoirs. Fault displacements between 20 and 500m constitute seals and produce hydrocarbon traps. Statistical studies showed that fault displacement smaller than 40m are undersampled due to lack of resolution. The real amount of small faults is probably greater than that observed, and they may be responsible for petroleum reserves yet to be discovered in the field. The limited resolution of fault detection methods and the strongly interpretative aspect of fault correlation deteriorate the original statistical distribution of fault size and spacing.

Photomosaics interpretation and field works carried out on a fluvial sandstone outcrop severely affected by normal faults resulted in detailed structural heterogeneities maps. On this scale, the fractal relation for fault size distribution and the clustered aspect of faults were obtained. Several features associated to soft-sediment faulting were recognized, such as shale smears that form barriers which can compartmentalize reservoirs.

AGRADECIMENTOS

Ao orientador Prof. Chang, pela sempre entusiasmada orientação.

À Petrobrás, pela oportunidade de fazer o curso e pela liberação de dados necessários à confecção da dissertação.

Aos amigos Paulo Paraizo e Gervasio Matumoto (Petrobrás Aracaju), resolvedores de problemas técnicos, imobiliários e bancários durante a minha ausência. Ao amigo Gilvan Pio Hamsi Jr. (Petrobrás e mestrando da UFOP), pelas discussões telefônicas e *papers* fornecidos.

Aos colegas do curso, pela agradável companhia e discussões, especialmente Jonas, Paulo Blaskowski, Carlos Poletto, Carlos Soares, Vidal e Marcos Fetter (*pelos papers*), pelo espírito de equipe.

Aos professores Ivan Araújo Simões Filho e Armando Zaupa Remacre, pelas críticas e sugestões apresentadas no exame de qualificação.

Ao geólogos Antonio Rodrigues Lins (Petrobrás Aracaju), pelo incentivo para fazer o curso, e Silvio Formoso (Petrobrás Aracaju), conhecedor dos enigmas dos campos petrolíferos de Alagoas.

Ao engenheiro Luciano Fonseca (Cenpes), pela paciente orientação no geoprocessamento, e ao geólogo Benjamin Carrasco (Cenpes), pelas dicas de fotogrametria de afloramento.

À técnica de geologia Etna Pinheiro (IG/Unicamp), pela eficiente ajuda nos trabalhos de campo e na confecção de lâminas.

Ao motorista Amador e ao estudante Rubens (Unesp), pela ajuda nos trabalhos de campo.

À secretária Creuza e ao analista Moacir Cornetti. Ana Maria, pela revisão do *abstract*.

À minha esposa Sandra, pelo casamento feliz em pleno mestrado, companhia, passeios na serra, compreensão (incluindo elogios nem sempre merecidos) e incentivo, e ajuda na digitação.

ÍNDICE

RESUMO
ABSTRACT
AGRADECIMENTOS

Capítulo 1 - INTRODUÇÃO	1
1.1. Justificativa.....	1
1.2. Objetivos.....	2
1.3. Conteúdo	3
Capítulo 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	4
2.1. Classificação dos sistemas de fraturas e conceitos	4
2.2. Geometria de falhas normais.....	7
2.3. Propriedades fractais de sistemas de falhas	11
2.3.1. Objetos fractais.....	12
2.3.2. Fundamento físico da geometria fractal de sistemas de fratura	13
2.3.3. Relação comprimento-rejeito de uma falha.....	17
2.3.4. Alguns métodos de caracterização fractal de sistemas de fraturas.....	19
2.4. Estruturas de origem tectônica na escala de reservatório	26
2.4.1. Estruturas em arenitos porosos	27
2.4.2. Estruturas associadas a sedimentos argilosos	34
2.5. Propriedades petrofísicas das rochas em zonas de falha.....	36
Capítulo 3 - GEOMETRIA E DISTRIBUIÇÃO DE FALHAS SELANTES EM UM CAMPO DE PETRÓLEO	43
3.1. Introdução.....	43
3.2. Modelo estrutural do campo.....	43
3.3. Amostragem de falhas	47
3.3.1. Critérios para determinação de falhas.....	47
3.3.2. Elaboração do banco de dados	48
3.4. Caracterização geométrica dos planos de falha	49
3.4.1. Mapas de isoprofundidade	49
3.4.2. Mapas de iso-rejeito	50
3.5. Distribuição de tamanho de falhas	55
3.6. Espaçamentos.....	64
3.7. A compartimentação do campo por falhas selantes.....	64
Capítulo 4 - CARACTERIZAÇÃO DE ZONAS DE FALHA EM RESERVATÓRIOS NA ESCALA DE AFLORAMENTO.....	72
4.1. Introdução.....	72
4.2. A Bacia de Taubaté	73
4.3. Método de trabalho.....	74
4.4. Heterogeneidades deposicionais e diagenéticas.....	76
4.5. Arcabouço estrutural do afloramento.....	82
4.6. Distribuição de tamanho de falhas	83
4.7. Espaçamento entre falhas.....	93
4.8. Zonas de falha como heterogeneidades de reservatório.....	93
4.9. Espessura de zonas de falha	102
Capítulo 5 - CONCLUSÕES.....	109

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	111
--	------------

Apêndice I - FOTOGRAMETRIA E GEOPROCESSAMENTO DE IMAGENS DE AFLORAMENTO APLICADOS AO ESTUDO DE HETEROGENEIDADES ESTRUTURAIS.....	118
---	------------

I.1. Introdução	118
I.2. Aquisição das fotos	119
I.3. Topografia do afloramento.....	119
I.4. Digitalização e processamento das fotos	120
I.5. Geração do arquivo xyz.....	121
I.6. Geoprocessamento	122

Apêndice II - ALGUNS CONCEITOS DE ESTATÍSTICA E GEOESTATÍSTICA UTILIZADOS.....	124
---	------------

II.1. Coeficiente de Correlação	124
II.2. Semivariograma.....	124
II.3. Madograma	125

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 - Fraturas de distensão (A) e cisalhamento (B,C) em relação às tensões compressivas principais (segundo Nelson, 1985).	5
Figura 2.2 - Círculo de Mohr, mostrando os campos de geração de fraturas de tração e de cisalhamento (adaptado de Park, 1983). α é o ângulo com σ_1	6
Figura 2.3 - Modos de abertura da fratura, segundo Kanninen e Popelar (1985).	7
Figura 2.4 - Geometria de uma falha individual, segundo Watterson & Veen (1994). (a) forma em bloco-diagrama (i), planta (ii), seção (iii) e diagrama de projeção vertical (iv). (b) diagrama de projeção vertical de uma falha. (c) e (d) falha pós-sedimentação. (e) e (f) falha sin-sedimentar.	8
Figura 2.5 - Mapas de iso-rejeito de uma zona de <i>relay</i> , extraídos de Childs et al. (1995). a) mapa estrutural, b) mapa de iso-rejeito integrado, c) seção geológica, d, e) mapas de iso-rejeito individuais.	10
Figura 2.6 - Exemplo de complexidade interna de uma zona de falha, adaptado de Childs et al. (1996).	11
Figura 2.7- Modelo fractal de falhamento de King (1983)	14
Figura 2.8 - Modelo de fragmentação de Sammis et al. (1987), com $r_1 = h/2$, $N_1=2$ e $r_2=h/4$, $N_2=12$, obtendo-se $D=2,585$	15
Figura 2.9 - Determinação da dimensão fractal do modelo da figura 2.8, segundo Turcotte (1992).	16
Figura 2.10- Mecânica da ramificação de uma fratura, segundo Broek (1986). Explicação no texto.	17
Figura 2.11 - Gráfico bilogarítmico de máximo comprimento versus máximo rejeito, proveniente de diversos bancos de dados, segundo Walsh & Watterson. (1988a).	18
Figura 2.12 - Gráfico log-log do número acumulado de rejeitos medidos ao longo de 56 linhas sísmicas paralelas, ao longo de um horizonte. Notar os desvios à esquerda (sub-amostragem de baixos valores) e à direita (amostragem repetida das falhas maiores), segundo Yielding et al. (1992).	21
Figura 2.13 - Bloco diagrama de um volume falhado. Uma amostragem tridimensional requer a contagem das falhas no volume. Na amostragem bidimensional são contados os traços de falha num horizonte qualquer. Na amostragem unidimensional são contadas as falhas numa linha, ao longo de um horizonte (segundo Yielding et al., 1992).....	21
Figura 2.14 - Comparação entre os valores de expoente D obtidos em amostragens unidimensional (1D) e bidimensional (2D) , segundo Yielding et al. (1992).	22
Figura 2.15 - Obtenção da dimensão fractal pela técnica de contagem de caixas, segundo Hirata (1989).	26
Figura 2.16- Banda de deformação, zona de bandas de deformação e superfície de deslizamento (Antonellini & Aydin, 1995).	27
Figura 2.17 - Zoneamento idealizado de uma banda de deformação próxima a sua terminação, segundo Underhill & Woodcock (1987).	30
Figura 2.18- Diagrama de Mohr para zonas de falha que (A) <i>strain soften</i> e (B e C) <i>strain harden</i> (Underhill & Woodcock, 1987).	32
Figura 2.19 - Círculos de Mohr sucessivos e envoltórias de ruptura (1,2,3) para uma falha com rápido crescimento transiente de pressão de poros durante falhamento (Underhill & Woodcock, 1987).....	32
Figura 2.20 - Micromecânica na formação de uma banda de deformação. (a) Empacotamento esférico inicial dos grãos . (b) Dilatação positiva e aumento da porosidade durante o cisalhamento, com fraturamento do grão provocado pela concentração de tensões nos	

<p>poucos pontos de contato. (c) Cominuição dos grãos e colapso dos poros. (d) Em arenitos de alta porosidade, o colapso dos grãos pode começar pelo fraturamento nos pontos de contato sem um estágio inicial de dilatação. (Antonellini et al., 1994).</p>	34
<p>Figura 2.21 - (A) Distribuição de tensões ao longo de uma falha de crescimento. (B) Formação de <i>drag</i> normal e zonas de cisalhamento (<i>shale smear</i>) por fluxo dúctil de folhelhos, segundo Berg & Avery (1995).</p>	35
<p>Figura 2.22 - Parâmetros que contribuem para o potencial selante das falhas (Knott, 1993).</p>	38
<p>Figura 2.23 - Definições: a) molhabilidade (Θ) e raio do poro (R), b) pressão de deslocamento (P) de hidrocarboneto (Antonellini & Aydin, 1994).</p>	39
<p>Figura 2.24 - Anisotropia de permeabilidade numa zona de bandas de deformação e planos de deslizamento (Antonellini & Aydin, 1995).</p>	40
<p>Figura 2.25- Curvas de pressão capilar de uma zona cisalhada (com <i>shale smear</i>), comparadas com a de um arenito reservatório. A) Pressões capilares de injeção de mercúrio, B) Pressões capilares no sistema óleo-água, e a altura da coluna de óleo calculada para uma diferença de densidade óleo-água de $0,3 \text{ g/cm}^3$ (segundo Berg & Avery, 1995).</p>	42
<p>Figura 3.1 - Mapa estrutural do campo de petróleo estudado a nível do topo da Unidade CSO-III (adaptado de Weidmann & Formoso, 1987), com o número de identificação de falhas.</p>	45
<p>Figura 3.2 - Seção geológica do campo estudado (adaptada de Weidmann e Formoso, 1987; e de Borba, 1994), com a identificação das principais falhas.</p>	46
<p>Figura 3.3 - Mapas de isoprofundidade de algumas falhas principais do campo.</p>	51
<p>Figura 3.4 - Mapas de isoprofundidade do topo (falhas 5 e 112) e da base (falhas 2 e 114) de um conjunto importante de falhas do campo.</p>	52
<p>Figura 3.5 - Projeção estereográfica de pólos de planos de falha do campo. a) Dispersão, b) contorno.</p>	53
<p>Figura 3.6 - Modelagem de <i>rollover</i> em areia (McClay et al., 1991).</p>	55
<p>Figura 3.7 - Mapas de iso-rejeito de algumas falhas do campo de petróleo. Os pontos indicam os poços que cortam o plano de falha.</p>	56
<p>Figura 3.8 - Mapa da soma de rejeitos do conjunto de falhas 2 e 5.</p>	57
<p>Figura 3.9 - Histograma dos rejeitos máximos de falhas correlacionadas. Notar a subamostragem dos pequenos rejeitos.</p>	58
<p>Figura 3.10 - Geometria das falhas: a) na grande escala (campo), b) na pequena escala (testemunho). Notar repetição do padrão nas duas escalas, sugerindo geometria fractal.</p>	59
<p>Figura 3.11 - Gráfico de rejeito máximo de falhas correlacionadas versus logaritmo da densidade acumulada de falhas, mostrando uma tendência de distribuição exponencial.</p>	60
<p>Figura 3.12 - Gráfico bilogarítmico de rejeitos máximos de falhas correlacionadas versus densidade acumulada de falhas.</p>	60
<p>Figura 3.13 - Exemplos de subjetividade na interpretação estrutural (modificado de Badley et al., 1991).</p>	62
<p>Figura 3.14 - Histograma de rejeitos amostrados em linha.</p>	63
<p>Figura 3.15 - Gráfico bilogarítmico de frequência de rejeitos amostrados em linha.</p>	63
<p>Figura 3.16 - Histograma de espaçamentos medidos ao longo de duas linhas de amostragem ao longo da unidade CSO-III.</p>	65
<p>Figura 3.17 - Diagrama de barras numa seção ao longo do compartimento sul do campo.</p>	65
<p>Figura 3.18 - Intersecção de plano da falha 2 com as diferentes acumulações de petróleo no campo.</p>	68
<p>Figura 3.19 - Distribuições das ocorrências de petróleo relacionadas às falhas. a) Distribuição por profundidade, b) relação com o rejeito vertical, c) por zona estratigráfica do bloco</p>	

alto da falha, d) por zona estratigráfica do bloco baixo justaposto. As camadas tracejadas indicam predomínio de sedimentos pelíticos.....	69
Figura 3.20 - Idealização de acumulação de uma coluna de 50m de gás devido à formação de zona de alta pressão capilar na região da falha.	70
Figura 3.21 - Distribuição dos volumes de petróleo dos principais campos dos Estados Unidos (Turcotte & Huang, 1995).....	70
Figura 3.22 - Gráfico bilogarítmico do volume de rocha contendo hidrocarboneto de uma zona-bloco (em porcentagem do volume total do campo) contra número acumulado de zona-blocos.	71
Figura 3.23 - Histograma dos logaritmos de volume de rocha contendo hidrocarboneto. A curva representa a distribuição teórica esperada. Notar que a distribuição dos logaritmos dos volumes é normal, portanto, a distribuição dos volumes é lognormal. ...	71
Figura 4.1 - Mapa estrutural da Bacia de Taubaté, baseado em Fernandes (1993), com a localização do afloramento estudado.	75
Figura 4.2 - Coluna estratigráfica da Bacia de Taubaté, segundo alguns autores.	75
Figura 4.3- Fotomosaicos geo-referenciados.	77
Figura 4.4 - Interpretação geológica dos fotomosaicos geo-referenciados.	78
Figura 4.5 - Mapa geológico de superfície do afloramento estudado. Atentar para o efeito da topografia do afloramento na geometria aparente das falhas.....	79
Figura 4.6 - Mapa estrutural a nível da camada "G".....	80
Figura 4.7 - Estereogramas de pólos de planos de falha medidos no afloramento. a) Dispersão, b) contorno.	84
Figura 4.8 - Detalhe de um sistema conjugado de falhas, na pequena escala.	85
Figura 4.9 - Estereogramas de pólos de estrias de deslizamento medidas no afloramento. a) Dispersão, b) contorno.	86
Figura 4.10 - Invariância da orientação das falhas em relação ao rejeito. a) Azimute do mergulho, b) ângulo de mergulho	89
Figura 4.11 - Gráficos bilogarítmicos de rejeito versus densidade acumulada de falhas. a) Camada L, b) Camada I, c) ao longo da cota 614m.	90
Figura 4.12- Histogramas dos logaritmos dos rejeitos de falha. a) Camada L, b) Camada I, c) ao longo da cota 614m.	91
Figura 4.13 - Contribuição das falhas de diversos tamanhos à distensão (deformação) total sofrida pela camada L.....	92
Figura 4.14- Diagramas de barras ilustrando a distribuição espacial heterogênea das falhas. Medidas feitas ao longo da cota 614m.	94
Figura 4.15 - Gráfico bilogarítmico de espaçamento versus número acumulado de espaçamentos medidos, para linha de amostragem na cota 614m.	95
Figura 4.16 - Histograma dos logaritmos dos espaçamentos entre falhas, medidos ao longo da cota 614m. A curva indica a distribuição lognormal esperada.	95
Figura 4.17 - a) Zona de bandas de deformação em amostra da falha 50S; b) superfície de deslizamento com estrias associada à zona de bandas de deformação ilustrada em (a); c) zona de bandas de deformação em ritmitos, associada à falha 300N; d) microfotografia de uma banda de deformação, mostrando realinhamento de grãos.	97
Figura 4.18 - Detalhes de <i>shale smears</i> . a) formação de barreira argilosa pelo arraste da camada de argilito; b) e c) <i>shale smears</i> relativamente contínuos, d) <i>shale smear</i> ao microscópio. Notar a forma sigmoidal da argila na zona de falha produzida pelo cisalhamento.	97
Figura 4.19 - Complexidade interna de zonas de falha. a) Formação de corpos lenticulares, bifurcações e pares conjugados (falha 113N); b) zona deformada relativamente espessa (falha 200N); c) amostra obtida da falha 113N; d) amostra de zona de falha cimentada por óxidos de ferro. Notar a definição de zona interna (Z.I.) e zona externa (Z.E.).....	97

Figura 4.20- Gráfico bilogárítico da dimensão do rejeito da falha versus espessura da zona interna deformada. Notar a relação aproximadamente linear (inclinação das retas igual a 1), e a grande dispersão dos dados.	105
Figura 4.21 - Relações espessura/rejeito de zonas de falha encontradas por Power & Tullis (1995).	105
Figura 4.22 - Variação das espessuras de zona externa, zona interna e <i>shale-smear</i> na falha 113N.	106
Figura 4.23- Semivariogramas. a) Zona externa; b) zona interna; c) <i>shale smear</i> . Passo=0,15m, N=61.	107
Figura 4.24 - Madograma de espessura de zona interna.....	108
Figura 4.25 - Gráfico bilogárítico de h versus $\gamma_1(h)$ da zona interna.....	108
Figura I.1 - Fotomosaico não corrigido	121
Figura I.2 - Confecção do fotomosaico geo-referenciado	124
Figura I.3 - Projecção da face do afloramento sobre um plano vertical.	124

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 - Quadro estratigráfico da área estudada	44
Tabela 3.2 - Influência das características petrofísicas do <i>gouge</i> na retenção de colunas de óleo e de gás. Simulação realizada com o programa Bass (Chang et al., 1991).	66

Capítulo 1 - INTRODUÇÃO

1.1. Justificativa

Nos últimos anos, na área de petróleo, a geologia estrutural, antes voltada quase exclusivamente para a atividade de exploração de bacias, tem-se revelado de grande interesse na caracterização de reservatórios. Um exemplo tem sido a pesquisa de reservatórios naturalmente fraturados, uma de suas mais clássicas aplicações em campos de petróleo.

Os campos de petróleo situados em bacias do tipo *rift* (presentes nas bacias do Recôncavo e Sergipe-Alagoas, entre outras) encontram-se em áreas de elevada complexidade tectônica. Esta complexidade, se por um lado deu origem às acumulações de petróleo, quase sempre de caráter estrutural, por outro se reflete nos reservatórios. Neste caso, tem-se a presença de falhas e fraturas, ora atuando como selos e barreiras ao fluxo, ora atuando como conduto.

No caso de campos de petróleo originados por armadilhas estruturais, principalmente aqueles cuja acumulação é diretamente controlada por falhas, é importante o conhecimento da geometria das falhas para o correto mapeamento do campo. São os mapas estruturais e volumétricos que orientam o cálculo de volumes e a recuperação do petróleo. Neste contexto, pode-se citar alguns exemplos comuns da importância das falhas na exploração de petróleo:

a) mesmo campos tidos como maduros do ponto de vista exploratório, podem encerrar blocos contendo hidrocarbonetos não drenados, com pressão original, ocultos dentro de um complexo sistema de volumes hidráulicamente isolados produzidos pela tectônica. Isso ilustra a importância do conhecimento estrutural do campo no cálculo de reserva e locação de poços;

b) falhas tidas como selantes, podem se comportar de modo não esperado se houverem mudanças nas condições hidrodinâmicas do reservatório. Por exemplo, a injeção de

gás num bloco isolado por falhas selantes pode produzir uma coluna de gás de modo que a pressão de deslocamento seja atingida, e o gás escape para outro bloco. Neste caso, é de grande importância a definição do potencial selante de uma falha em um projeto de recuperação secundária;

c) as falhas podem ser consideradas heterogeneidades de origem tectônica (Weber, 1986), que se somam às heterogeneidades de origem deposicional e diagenética do reservatório. Desta forma, é importante caracterizar as propriedades das falhas ao fluxo de fluidos, assim como a quantidade e distribuição de falhas não mapeáveis por falta de resolução do método de mapeamento (sísmica, correlação entre poços). Observa-se, neste caso, a importância de uma caracterização estrutural dirigida à simulação de fluxo, com o objetivo de se prever o comportamento do reservatório.

1.2. Objetivos

O objetivo desta dissertação é investigar em duas escalas de trabalho a geometria e a distribuição de heterogeneidades de origem tectônica que comumente ocorrem em reservatórios de petróleo, utilizando um afloramento de rochas sedimentares situado em contexto estrutural *rift*, na Bacia de Taubaté (SP), e dados de um campo de petróleo estruturalmente complexo da Bacia de Alagoas. Tanto o campo quanto o afloramento são exemplos muito didáticos de interferência tectônica em reservatórios. O enfoque principal é dado para as heterogeneidades ligadas às falhas e sua influência na compartimentação do reservatório. O trabalho também tem como objetivo contribuir para a formação de uma sistemática para o estudo de reservatórios em campos estruturalmente complexos.

A demonstração da importância das falhas de pequeno porte, não detectadas diretamente em poços e seções sísmicas, também é objeto de investigação do presente estudo.

Não é objetivo do presente trabalho realizar um estudo estrutural exaustivo do campo de petróleo ou da Bacia de Taubaté, nem tampouco extrapolar as informações do afloramento para o campo, ou vice-versa. Apesar do contexto estrutural semelhante, grandes diferenças existem entre as duas situações discutidas. As duas áreas pesquisadas serviram para o fornecimento de informações e para o teste de um método de trabalho.

1.3. Conteúdo

Inicialmente, no Capítulo 2, é apresentado o resultado de uma pesquisa bibliográfica integrando assuntos usualmente tratados separadamente em publicações, tais como os mecanismos de deformação em arenitos porosos e folhelhos associados, as propriedades petrofísicas em zonas de falha e a geometria e distribuição espacial dessas estruturas.

Para o entendimento da importância das falhas na exploração de petróleo, no Capítulo 3 é descrito um estudo de caso em um campo de petróleo típico de bacias tipo *rift*, na escala decamétrica-quilométrica, visando a análise da geometria e complexidade dos planos de falha, a relação entre as características da falha e o potencial selante em arenitos, e seus reflexos na distribuição dos volumes de petróleo pelo campo. São discutidas as dificuldades e incertezas existentes no acompanhamento de um campo de petróleo estruturalmente complexo.

No Capítulo 4 são apresentados os resultados do estudo das heterogeneidades tectônicas de um afloramento da Bacia de Taubaté, onde foi feita a caracterização nas escalas métrica a milimétrica das falhas que cortam um depósito fluvial. O estudo de afloramentos permitiu a visualização e o entendimento de estruturas com um bom nível de detalhe, impossíveis de se observar com os dados de subsuperfície de campo de petróleo situado em contexto tectônico semelhante àquele estudado no Capítulo 3.

No Capítulo 5 são apresentadas as principais conclusões.

Capítulo 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo é apresentada uma revisão bibliográfica sobre geologia estrutural aplicada ao estudo de reservatórios. Inicialmente são revistos conceitos básicos de nomenclatura de fraturas, passando em seguida à caracterização geométrica de falhas normais. A transferência de escala, baseada na teoria dos fractais, de grande aplicação no estudo de reservatórios estruturalmente complexos, é apresentada no item seguinte. São também apresentadas as heterogeneidades tectônicas que costumam estar presentes na escala de reservatório, e, por fim, no item dedicado às propriedades petrofísicas, são discutidos os parâmetros que definem o caráter selante ou não de uma falha

2.1. Classificação dos sistemas de fraturas e conceitos

Existem diversas classificações para fraturas e sistemas de fratura. Nelson (1985) propôs uma classificação genética, baseada em ensaios experimentais de mecânica de rochas. Segundo o autor, as fraturas podem ser classificadas em 3 tipos:

a) Fraturas de cisalhamento

São fraturas cujo deslocamento é paralelo ao plano de fratura. Sua formação se dá num ângulo agudo com a direção de máxima tensão compressiva (σ_1), e num ângulo obtuso com a direção de mínima tensão compressiva (σ_3). Com isto, formam-se duas direções de fraturas de cisalhamento, chamadas de conjugadas (figura 2.1), fazendo um ângulo agudo com σ_1 , obtuso com σ_3 e paralelo com a tensão intermediária σ_2 . O ângulo agudo é chamado de conjugado (Nelson, 1985).

b) Fraturas de distensão

São fraturas cujo deslocamento é perpendicular, com sentido de afastamento em relação ao plano de fratura (figura 2.1). As fraturas se formam paralelamente a σ_1 e σ_2 , e perpendicularmente a σ_3 , considerando as 3 tensões compressivas. Segundo Nelson (1985), as fraturas de distensão podem se originar simultaneamente com as fraturas de cisalhamento.

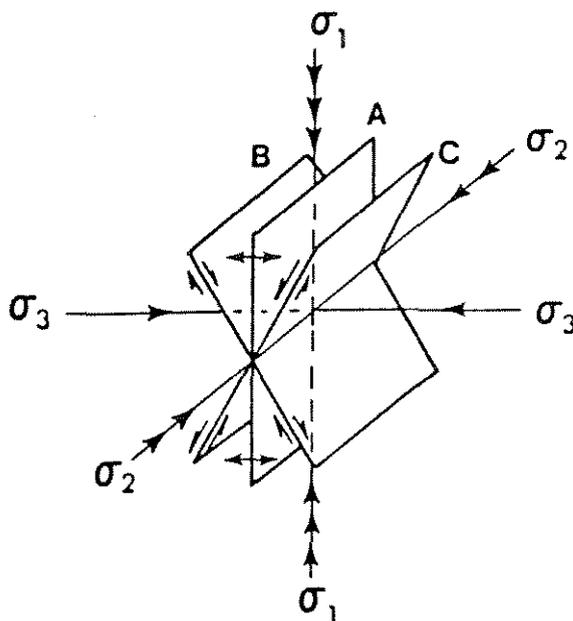


Figura 2.1 - Fraturas de distensão (A) e cisalhamento (B,C) em relação às tensões compressivas principais (segundo Nelson, 1985).

c) Fraturas de tração

São fraturas cujo deslocamento é no sentido de afastamento e perpendicular ao plano de fratura. Como as fraturas de distensão, os planos de fratura se formam paralelamente às tensões σ_1 e σ_2 . Entretanto, neste caso, pelo menos uma das tensões principais (σ_3) é negativa (tração). Na prática, nem sempre é possível distinguir uma fratura de distensão de uma de tração.

Feita esta introdução, pode-se então definir **falhas** como sendo fraturas de cisalhamento, com marcante deslizamento friccional ao longo da superfície de fratura,

enquanto as fraturas de distensão e de tração constituem as **juntas** (Suppe, 1985; Pollard & Aydin, 1988).

Num diagrama de Mohr (figura 2.2), a orientação das falhas é dada pelo trecho linear da envoltória de Mohr-Coulomb, sendo por isso consideradas fraturas de Coulomb. As juntas, por outro lado, se formam no domínio trativo ou transicional da envoltória de Mohr-Coulomb (Suppe, 1985).

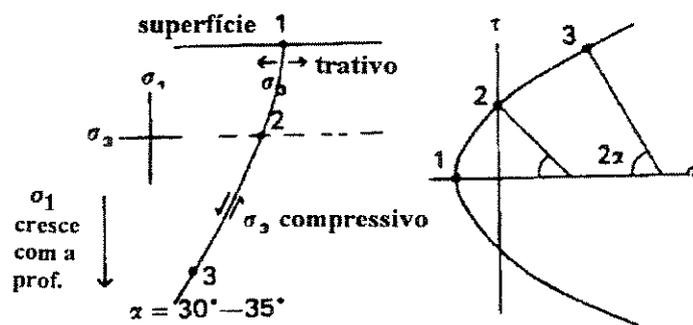


Figura 2.2 - Círculo de Mohr, mostrando os campos de geração de fraturas de tração e de cisalhamento (adaptado de Park, 1983). α é o ângulo com σ_1 .

Outra classificação bastante utilizada, principalmente pelos estudiosos da mecânica da fratura, é a baseada nos modos de fratura (Kanninen & Popelar, 1985). Esta classificação leva em conta a propagação da frente de abertura de fratura, que pode ser de 3 tipos (figura 2.3):

Modo I (abertura) - O deslocamento é feito de modo perpendicular à superfície da fratura.

Modo II - (cisalhamento no plano) - O deslocamento é paralelo à superfície de fratura, e perpendicular à frente de propagação de fratura.

Modo III - (rasgamento) - O deslocamento é paralelo à superfície de fratura e à frente de abertura de fratura.

Segundo Pollard & Aydin (1988), o modo I origina as **juntas**, enquanto os modos II e III, dão origem às **falhas**. Na prática, podem existir combinações entre os 3 modos de abertura.

A partir deste momento, no presente trabalho, serão enfocados os aspectos relacionados às falhas, embora se deva considerar a íntima associação genética entre falhas e juntas que pode ocorrer num reservatório.

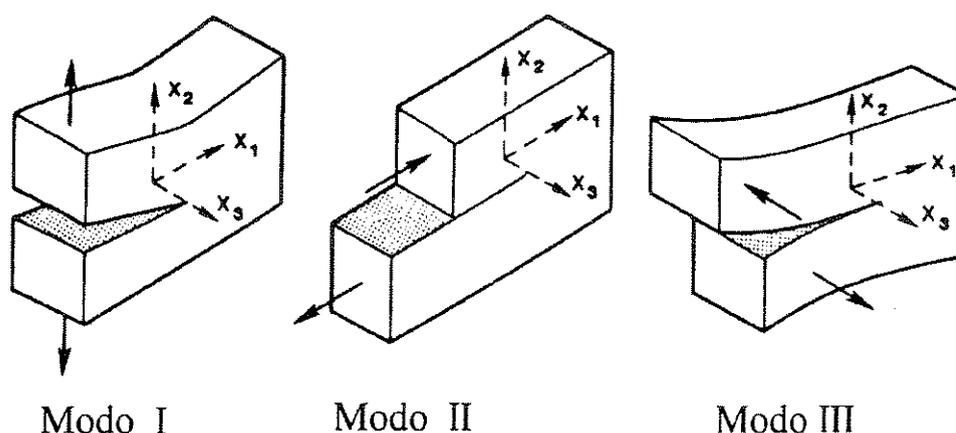


Figura 2.3 - Modos de abertura da fratura, segundo Kanninen e Popelar (1985).

2.2. Geometria de falhas normais

Falhas normais são aquelas em que o maior componente do rejeito é perpendicular à direção do plano, com a capa sendo rebaixada em relação à lapa. Nestas falhas, a maior tensão compressiva σ_1 está posicionada na direção vertical, estando normalmente relacionada à coluna litostática. De acordo com a teoria de Anderson (1951), as falhas normais apresentam mergulhos elevados (55° a 70°), mas podem ocorrer mergulhos menores do que 45° (limite teórico) devido à rotação dos planos de falha produzida pela distensão horizontal (Suppe, 1985), à presença de zonas de cisalhamento preexistentes no embasamento (Cartwright, 1991) ou mesmo à compactação dos sedimentos (Xiao & Suppe, 1989, Yielding *et al.*, 1991).

Falhas normais, quando observadas em planta, apresentam formas aproximadamente elípticas, com o eixo menor paralelo à direção de deslocamento (Barnett *et al.*, 1987;

Freeman *et al.*, 1990; Walsh & Watterson, 1991). O rejeito varia de um máximo no centro da elipse até zero nas suas terminações (figura 2.4). Segundo Nicol *et al.* (1996), o alongamento da elipse é função, principalmente, da anisotropia da rocha. O modelo mecânico que justifica tal geometria é o *soft-domino* (Gibson *et al.*, 1989), caracterizado pelo comportamento não rígido do volume rochoso ao redor da falha, incorporando os efeitos da deformação dúctil.

As variações no rejeito ao longo de um plano de falha tem sido utilizada na investigação de coerência de correlação de falhas durante interpretação sísmica (Freeman *et al.*, 1990) e na relação entre tectônica e sedimentação (Watterson & Veen, 1994). Para isso, são utilizados diagramas de projeção vertical (Walsh & Watterson, 1991), mapas feitos sobre um plano vertical paralelo à direção da falha, onde são plotadas curvas de iso-rejeito.

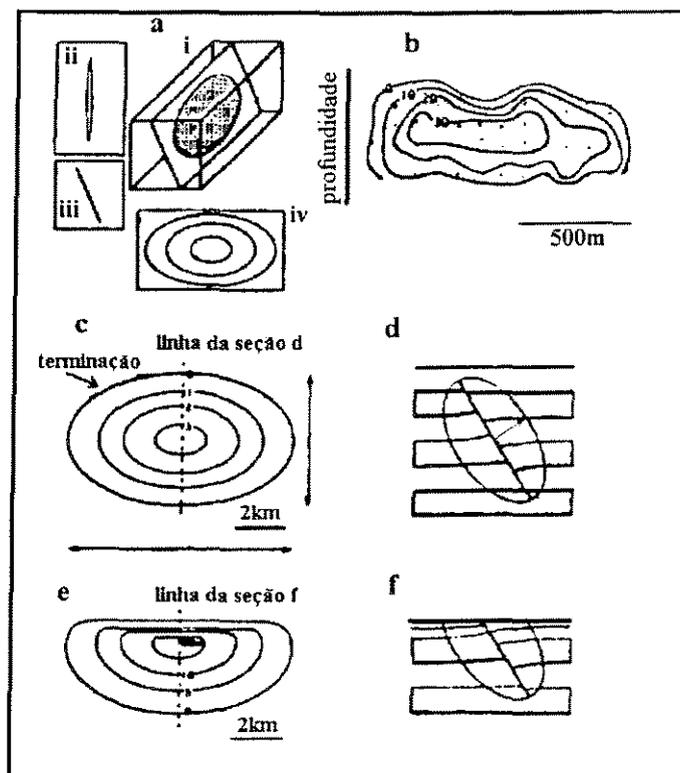


Figura 2.4 - Geometria de uma falha individual, segundo Watterson & Veen (1994). (a) Forma em bloco-diagrama (i), planta (ii), seção (iii) e diagrama de projeção vertical (iv). (b) Diagrama de projeção vertical de uma falha. (c) e (d) Falha pós-sedimentação. (e) e (f) Falha sin-sedimentar.

Com estes mapas, por exemplo, pode-se diferenciar as falhas cegas (*blind faults*) das falhas sin-sedimentares (Watterson & Veen, 1994).

Nas falhas cegas (Gibson *et al.*, 1989), de geração pós-sedimentação, as mudanças no rejeito são acomodadas totalmente por deformações compressivas e dilatações no volume rochoso, não atingindo, por definição, a superfície. Em mapas, apresentam-se com curvas de iso-rejeito aproximadamente equidistantes e simétricas (figura 2.4).

Nas falhas contemporâneas à sedimentação, que atingem a superfície, as variações no rejeito são influenciadas pela interação entre a movimentação da falha, a sedimentação e a erosão na superfície. Apresentam padrões assimétricos em mapa, geralmente com altos gradientes na porção superior do plano da falha (figura 2.4). Feições semelhantes a estes tipos de falha ocorrem em falhas lítricas.

Estes modelos são idealizados, e na prática nem sempre é possível uma perfeita visualização tridimensional da falha. Villemain *et al.* (1995), estudando minas de carvão da França, observaram formas mais próximas a retângulos para planos de falha, com rejeitos relativamente constantes, decrescendo abruptamente nas terminações. Falhas também podem ser modeladas como planos infinitos, no caso de a área investigada ser pequena em relação ao tamanho da falha (Halbwachs *et al.*, 1996).

Segundo Watterson & Veen (1994), a noção de falha individual é fortemente dependente da escala de observação. A idéia de que uma falha pode se constituir de inúmeros segmentos individuais é facilmente estendida à idéia de que uma falha individual é apenas uma parte de uma falha individual em escala muito maior. Por exemplo, uma falha mapeada em escala 1: 25000, pode se constituir de diversos segmentos, se observada numa escala de mais detalhe. Segundo os autores, os rejeitos em segmentos superpostos numa zona de *relay* são altamente sistemáticos, e a soma dos rejeitos superpostos variam do mesmo modo que se poderia esperar num traço de falha único e contínuo (figura 2.5). Nota-se que as superfícies de falha em sistemas segmentados como o da figura 2.5 não são na realidade ligados, mas podem ser numa determinada escala de observação.

Zonas de falha comumente mostram duas ou mais superfícies de deslizamento subparalelas (figura 2.6), que delimitam uma região de rocha deformada, cuja geometria interna é complexa e imprevisível (Childs *et al.*, 1996). Nesta zona deformada, dependendo do material falhado, pode haver deformação dúctil, cataclasamento ou rotação. A maior parte

do deslocamento é acomodado pelas superfícies de deslizamento, havendo uma pequena contribuição da zona interna às superfícies principais. Segundo Childs *et al.* (1996), estas superfícies são produzidas pela bifurcação do plano de fratura devido às irregularidades na frente de propagação e à rugosidade do plano de fratura inicial. Estas superfícies podem voltar a se unir, formando corpos lenticulares (*duplexes*), passando por um estágio intermediário com a formação de *relays*. Este processo é independente de escala, sendo observado em amostras de mão e em seções sísmicas. Esta geometria tem uma séria implicação na avaliação do caráter selante de uma falha devido à justaposição de reservatórios com não reservatórios. Se o rejeito é particionado entre duas falhas, então a conectividade do reservatório pode ser mantida através da zona de falha.

Se deslocamentos associados com as ramificações de uma falha principal não estiverem incluídos no diagrama de projeção, então um padrão irregular de contorno poderá ocorrer. A inclusão de rejeitos das ramificações no diagrama de falha principal resulta então num padrão de contorno mais suave. Em alguns casos, a ligação entre os segmentos de um sistema de falhas é feita inteiramente pela deformação dúctil (*soft-linkage*). Quando as superfícies de segmentos individuais são ligadas fisicamente, ou seja, quando se tornam uma só falha em profundidade ou lateralmente, o processo é denominado *hard-linkage* (Walsh & Watterson, 1991).

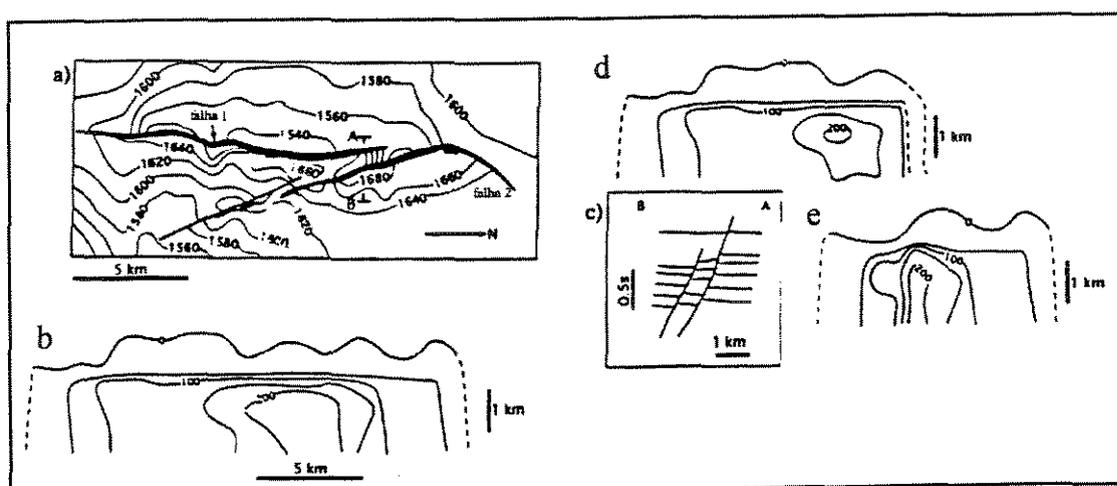


Figura 2.5 - Mapas de iso-rejeito de uma zona de *relay*, extraídos de Childs *et al.* (1995). a) mapa estrutural, b) mapa de iso-rejeito integrado, c) seção geológica, d, e) mapas de iso-rejeito individuais.

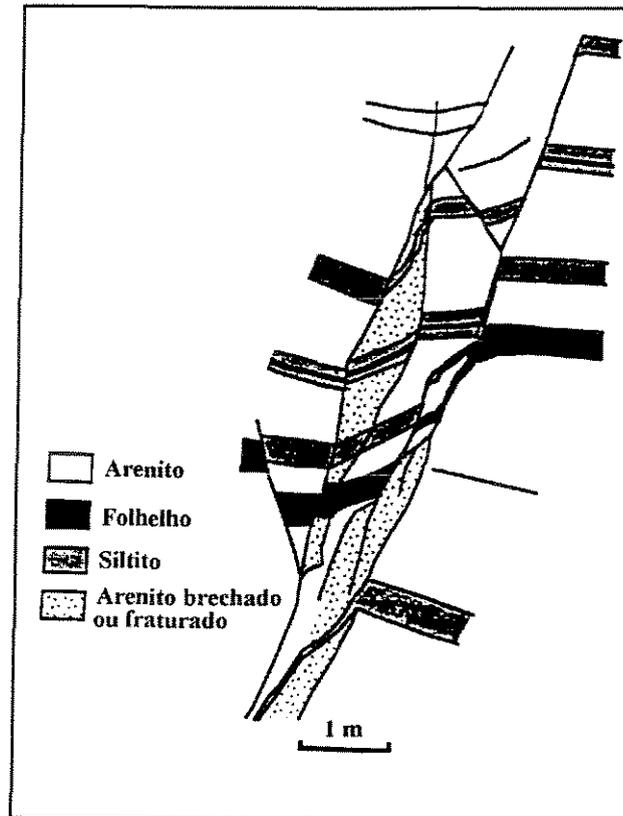


Figura 2.6 - Exemplo de complexidade interna de uma zona de falha, adaptado de Childs *et al.* (1996).

2.3. Propriedades fractais de sistemas de falhas

O entendimento de um reservatório estruturalmente complexo requer a descrição quantitativa de sistemas de fraturas. A análise convencional, como o estudo da orientação dos sistemas de fraturas através de estereogramas, embora útil, não fornece informações sobre parâmetros como o espaçamento e distribuição de tamanho das estruturas. São aqui apresentadas algumas propriedades de escala, presentes em reservatórios falhados, que permitem a quantificação da geometria e distribuição populacional das estruturas.

Grande parte dos fenômenos geológicos apresentam repetitividade de forma nas mais diversas escalas. Este conceito já era intuitivamente conhecido pelos geólogos muito antes da popularização dos fractais como uma maneira de descrever os fenômenos da natureza. Como exemplo mais claro pode-se citar a impossibilidade de se medir o tamanho de uma estrutura em um mapa ou fotografia de um afloramento se estes estiverem desprovidos de escala

(Korvin, 1992). Ou seja, certos atributos geológicos não apresentam o que se conhece por tamanho característico.

Nos últimos 10 anos tem sido publicada uma série de trabalhos com o objetivo de mostrar as relações de escala entre populações de comprimento de falhas, de deslocamentos, espaçamentos, de tamanho de fragmentos brechados, morfologia e padrões de fratura, utilizando o conceito de fractais.

A geologia estrutural tem sido uma das áreas onde melhor se aplica a teoria dos fractais, seja no estudo da relação entre falhamentos e terremotos (Turcotte, 1992), da geometria de superfícies de fraturas (Power & Tullis, 1995), na quantificação de distensão crustal (Marret & Almendinger, 1992; Westaway, 1994), na predição de falhas e fraturas subsísmicas em reservatórios de petróleo (Yielding *et al.*, 1992), na geração de sistemas sintéticos de fratura (Gauthier & Lake, 1993; Munthe *et al.*, 1993; An & Sammis, 1996) e na predição de propriedades de fluxo de sistemas fraturados (Barton & Hsieh, 1989; Pyrak-Nolte *et al.*, 1992). Entretanto, muitas estruturas fraturadas não são necessariamente fractais. Por exemplo, sistemas de polígonos de gretas de ressecamento em argilas ou de resfriamento em basaltos não são fractais, pois apresentam uma escala de comprimento característica, ligada às propriedades elásticas e à espessura do meio (Korvin, 1992). O espaçamento de juntas também apresenta outras distribuições (Gillespie *et al.*, 1993).

2.3.1. Objetos fractais

Uma estrutura auto-similar é uma característica das geometrias fractais, onde qualquer porção do sistema é uma versão em pequena escala do global (Mandelbrot, 1983).

Um fractal é formalmente definido como um conjunto onde a dimensão de Hausdorff-Besicovitch estritamente excede a dimensão topológica (Mandelbrot, 1983). Entende-se por dimensão topológica o número de coordenadas associadas aos elementos do conjunto. Assim, um ponto tem dimensão 0, uma reta tem dimensão 1, um plano dimensão 2 e o espaço dimensão 3. A dimensão fractal, tendo um valor fracionário, é uma medida da complexidade do conjunto, ou da irregularidade.

Um conjunto fractal pode ser definido pela seguinte relação (Turcotte, 1992):

$$N_i = \frac{C}{r_i^D} \quad (2.1)$$

onde N_i é o número de objetos com um tamanho linear r_i , D é a dimensão fractal e C é uma constante de proporcionalidade. Existem vários tipos de dimensão fractal (dimensão de auto-similaridade, dimensão de correlação, dimensão de informação etc.), obtidas de diversas maneiras e com diferentes objetivos. Na prática, a dimensão fractal de uma população representa a relação ligando o número de pequenos e grandes objetos através de uma lei de potência.

Conceitos fractais também podem ser aplicados às distribuições estatísticas de objetos. Se o número de objetos N com um tamanho maior do que r satisfaz à relação

$$N(>r) = \frac{C}{r^D} \quad (2.2)$$

é então definida uma distribuição fractal ou de lei de potência (Turcotte, 1992; Pickering *et al.*, 1995). Ao contrário das distribuições amparadas no teorema do limite central, como a normal e lognormal, que descrevem eventos independentes, a distribuição de lei de potência se aplica para atributos geológicos que não apresentam tamanho característico (Turcotte, 1992; Beer, 1994). O termo “distribuição fractal” não se enquadra dentro da definição formal de distribuição de probabilidade, sendo preferível a denominação “relação fractal”. Nesta dissertação, o termo “distribuição fractal” é utilizado segundo a concepção de Turcotte (1992).

2.3.2. Fundamento físico da geometria fractal de sistemas de fratura

Existem explicações mecânicas para a geração de padrões fractais no processo de fraturamento. Citam-se abaixo os estudos de alguns autores.

a) Formação de sistemas de falhas durante distensão.

O modelo de King (1983) prevê que num corpo homogêneo e isotrópico, quando falhado, a distensão produzida cria uma área homogênea, e o falhamento é acomodado por uma família hierárquica de falhas menores. Como uma distensão simples não pode ser

acomodada por uma simples falha de ordem $k=1$, a deformação é então acomodada por duas falhas de segunda ordem ($k=2$), com metade do comprimento (figura 2.7). Na natureza, o padrão se revela mais complexo, por exemplo, com as variáveis sendo contínuas em vez de discretas.

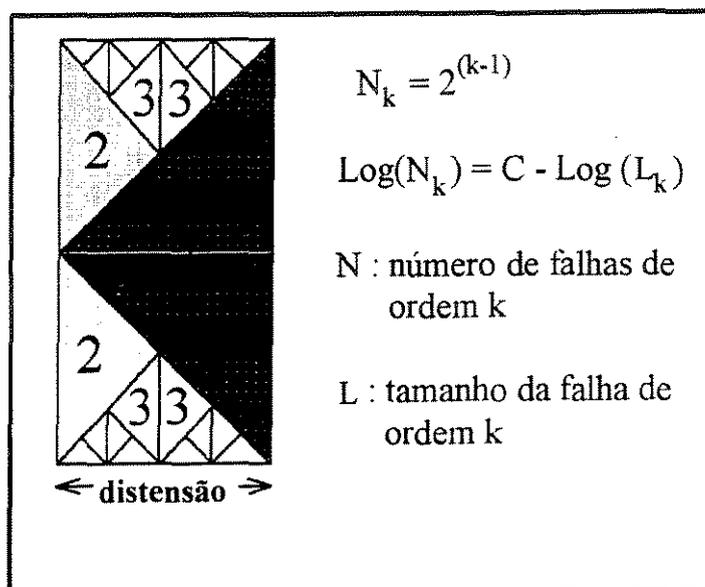


Figura 2.7- Modelo fractal de falhamento de King (1983)

b) Fragmentação em zonas de cisalhamento.

Processos de fragmentação, como a formação do *gouge* em zonas de cisalhamento também resultam em padrões fractais. Segundo King & Sammis (1992), as microfissuras que dão origem à propagação de fraturas a partir da concentração local de tensões geralmente apresentam uma distribuição fractal de comprimentos e de espaçamentos. Mesmo que esta condição inicial não ocorra, os eventos de deformação resultam numa distribuição fractal de estruturas, e nunca conseguem remover uma geometria fractal inicial.

Como exemplo, tem-se o modelo determinístico discreto de fragmentação com dimensão fractal específica, utilizado para modelar a cominuição de grãos. Seja um cubo fractal de lado h (fig. 2.8) contendo 2 cubos de primeira ordem diagonalmente opostos, não fragmentados. Desta forma, $r_1=h/2$, $r_2=h/4$, $r_3=h/8$... e $N_1=2$, $N_2=12$, $N_3=72$... , não

ocorrendo 2 blocos não fragmentados de mesmo tamanho em contato. Segundo o modelo de cominuição de Sammis *et al.*(1987), o contato direto entre dois grãos de igual tamanho resulta na quebra de um deles. A dimensão fractal é obtida por:

$$D = \frac{\ln(N_{n+1} / N_n)}{\ln(r_n / r_{n+1})} = \frac{\ln(72 / 12)}{\ln((r / 4) / (r / 8))} = \frac{\ln 6}{\ln 2} = 2,58 \quad (2.3)$$

Plotando-se num gráfico bilogarátmico o número acumulado de fragmentos *versus* tamanho, uma reta com declividade igual a 2,60 (figura 2.9) é obtida para o modelo. Ao contrário desse modelo puramente determinístico, na natureza as distribuições espaciais dos fragmentos são mais aleatórias, e também contínuas em vez de discretas (Turcotte, 1992).

Sammis & Biegel (1989) estudaram o *gouge* da zona de falha Lopez, na Califórnia, e encontraram valores de 2,60 para dimensão fractal (análise tridimensional) e 1,6 (análise bidimensional). Valores semelhantes também foram obtidos em *gouge* de falha sintetizados em laboratório. Segundo os autores, o limite inferior de cominuição é de cerca de 10 μm (início do domínio e influência da clivagem mineral e porosidade intracristalina).

Segundo Sammis & Steacy (1995), esta distribuição pode ser encontrada tanto na população de tamanhos de fragmentos na escala microscópica (*gouge* de falha), quanto na de grandes blocos que compõem uma zona de cisalhamento crustal, ou ainda de blocos falhados em um campo de petróleo, na grande escala.

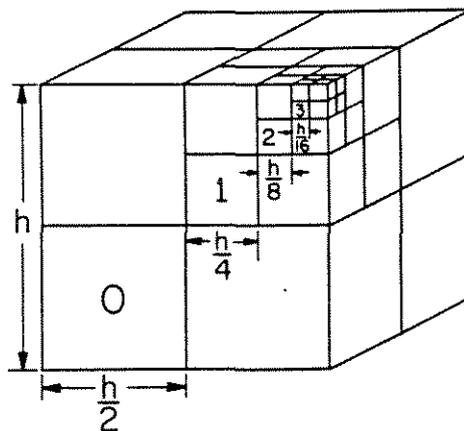


Figura 2.8 - Modelo de fragmentação de Sammis *et al.* (1987), com $r_1 = h/2$, $N_1=2$ e $r_2=h/4$, $N_2=12$, obtendo-se $D=2,585$.

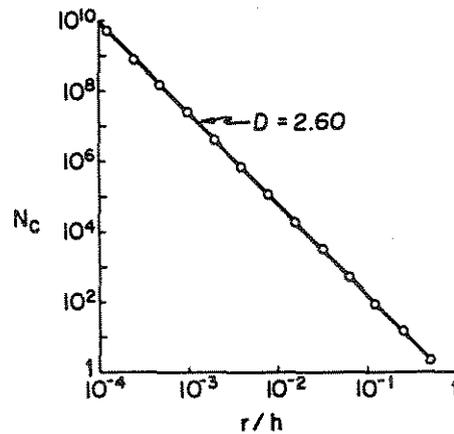


Figura 2.9 - Determinação da dimensão fractal do modelo da figura 2.8, segundo Turcotte (1992).

c) Ramificação de fraturas.

Os fenômenos de percolação apresentam estruturas fractais. Segundo Feder (1988), os conceitos de percolação podem ser aplicados no entendimento da propagação de fraturas em rochas e materiais de engenharia.

A mecânica da fratura apresenta uma explicação para as estruturas ramificadas (*crack branching*) em sistemas fraturados. Segundo Broek (1986), assumindo que o crescimento de uma fissura se dá sob tensão constante, e que a taxa de liberação de energia (G) cresce linearmente com o tamanho da fissura (a), quando esta fissura cresce do ponto de instabilidade A (figura 2.10) até o dobro de seu tamanho original ($\Delta a = a_c$) a taxa instantânea de liberação de energia é o dobro (B) da resistência à fissura do material (R). Teoricamente, isso significa que é liberada energia suficiente para o crescimento de duas fissuras, podendo então ocorrer a ramificação. Após um crescimento para o comprimento de $\Delta a = 2a_c$ ($a=3 a_c$), a taxa de liberação de energia iguala a $3R$, então 3 fissuras poderão crescer. Assim, o fenômeno pode dar origem a múltiplas ramificações.

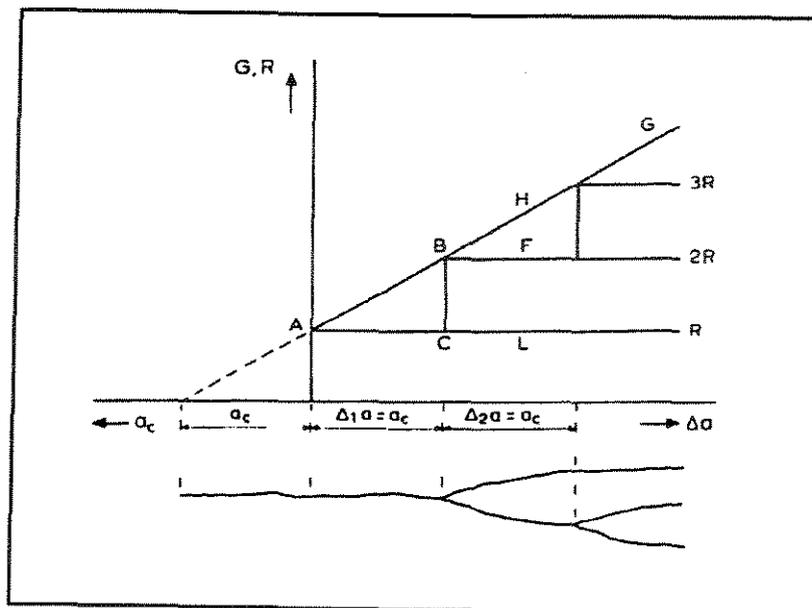


Figura 2.10- Mecânica da ramificação de uma fratura, segundo Broek (1986). Explicação no texto.

2.3.3. Relação comprimento-rejeito de uma falha

Segundo Barnett *et al.* (1987), existe uma relação entre o comprimento de uma falha (L) e o rejeito máximo (d) que pode ser expressa da seguinte forma (Figura 2.11):

$$d = b.L^n \quad (2.4)$$

onde b é uma constante relacionada às propriedades do material, principalmente módulo de cisalhamento, e n é um expoente que varia de 1 a 2.

Mas existem sérios problemas na amostragem dos valores de d e de L , tanto em interpretação sísmica quanto em afloramentos, devido às dificuldades na obtenção do ponto de máximo rejeito de uma falha. Quanto ao comprimento, mapas ou seções normalmente mostram apenas uma corda de elipse (figura 2.4) e não o eixo maior (L) (Watterson & Veen, 1994). Além disso, existem também dificuldades na determinação exata da terminação de uma falha, sobretudo em seções sísmicas, que tem resolução limitada a cerca de 30 m

(Yielding *et al.*, 1992). No entanto, os deslocamentos e comprimentos medidos são os únicos dados disponíveis para análise.

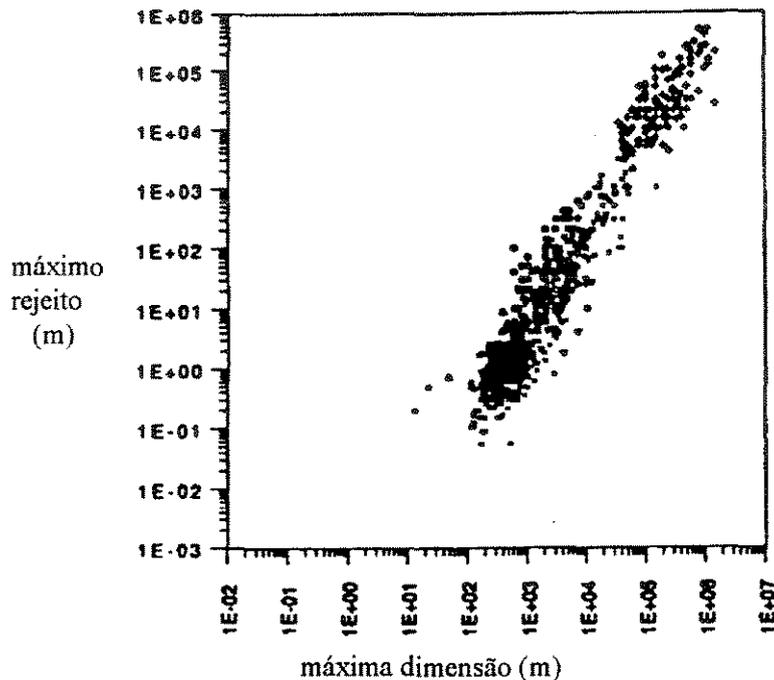


Figura 2.11 - Gráfico bilogárptico de máximo comprimento *versus* máximo rejeito, proveniente de diversos bancos de dados, segundo Walsh & Watterson. (1988a).

Os valores para n têm variado de 1 a 2 em diversos bancos de dados de falhas analisados (figura 2.11). Watterson & Veen (1994) propõem $n = 1,5$, baseado em critérios de mecânica da fratura, e ressaltam que valores diferentes, provenientes de bancos de dados, devem-se às imprecisões na obtenção do máximo deslocamento e comprimento. Segundo os autores, as regressões baseadas em bancos de dados só são totalmente confiáveis se forem feitas utilizando valores disponíveis em pelo menos 5 ordens de magnitude.

Cartwright *et al.* (1995) mostram que a elevada dispersão nos gráficos $\log L$ *versus* $\log d$ deve-se ao crescimento da fratura como uma combinação de propagação radial com a coalescência de fraturas.

2.3.4. Alguns métodos de caracterização fractal de sistemas de fraturas

Quando se faz uma caracterização fractal de um sistema de fraturas, é preciso considerar o domínio de amostragem (uni, bi, ou tridimensional) e o atributo que se pretende caracterizar, por exemplo, população de comprimentos, de deslocamentos ou de espaçamento entre fraturas (Gillespie *et al.*, 1993). Além disso, deve-se reconhecer os limites de comportamento fractal de um objeto, seja ele produzido por processos mecânicos (por exemplo, numa falha o limite fractal inferior pode ser um grão mineral, e o superior o tamanho do objeto, segundo Turcotte, 1992) ou por limites de resolução do método de amostragem. Os principais métodos descritos na literatura são:

a) Análise de população de dimensões (comprimento e deslocamento) de falhas.

Em campos de petróleo, as falhas costumam ser amostradas em duas escalas diferentes: a partir de dados sísmicos ou de correlação de poços (resolução em torno de 30m) e em testemunhos (resolução centimétrica a milimétrica). Falhas de tamanhos intermediários podem ter grande importância na lavra de petróleo, mas apresentam dificuldades de reconhecimento (Yielding *et al.*, 1992). Estudos de afloramento podem fazer a ponte entre essas duas escalas.

Num conjunto de objetos que apresenta invariância de escala, o número relativo de elementos pequenos e grandes deve permanecer o mesmo em todas as escalas. Com isto, Yielding *et al.* (1992) propuseram um método para predição de falhas subsísmicas em reservatórios, através de uma lei de potência que pode ser expressa como:

$$N = a.L^{-D}, \quad (2.5)$$

onde L é o tamanho de cada objeto (comprimento ou máximo rejeito, no caso de falhas, ou abertura, no caso de juntas e veios), N é o número de objetos de tamanho maior do que L , a é uma constante que depende do tamanho da amostra, e o expoente D é a dimensão fractal do conjunto. Conforme a equação acima, verifica-se que uma população de falhas pode ser amostrada e representada em um gráfico bilogárítmico de tamanho da falha *versus* frequência acumulada, onde se espera uma linha reta, cuja declividade corresponde a D (figura 2.12):

$$(\text{Log } N) = (\text{Log } a) - D (\text{Log } L) \quad (2.6)$$

Desta forma, a equação 2.6 pode então ser utilizada para predição do número de falhas impossíveis de serem medidas diretamente, por exemplo, a partir de falhas medidas em seções sísmicas, sabendo o intervalo de escalas onde a lei de potência é mantida. Marret & Almendinger (1992) utilizaram esta relação para a quantificação de distensão regional, cuja proporção associada a pequenas falhas pode chegar a 60% da distensão total no Mar do Norte.

O tamanho de uma falha pode ser medido através de seu comprimento, área ou rejeito máximo, e o espaço de amostragem onde a amostra é obtida apresenta uma importância crítica (figura 2.13). Numa amostragem verdadeiramente tridimensional, todas as falhas (comprimento, área e rejeito máximo) contidas neste volume são amostradas. Trata-se de uma tarefa muito difícil de ser obtida, mesmo com sísmica 3D. Numa amostragem bidimensional, são contados todos os traços de falhas (comprimento ou rejeito máximo) em um horizonte (num mapa ou seção geológica). Na amostragem unidimensional, feita sobre um horizonte ao longo de uma seção ou uma linha transversal ao longo de um mapa são medidos os deslocamentos máximos das falhas constatadas. Estas últimas informações são de mais fácil obtenção.

Os gráficos bilogárítmicos obtidos por amostragens em diferentes domínios aparentemente revelarão diferentes expoentes D (figura 2.14). Estas diferenças ocorrem devido ao efeito de corte, análogo ao modo em que diferentes distribuições de tamanho de grão são medidas em uma lâmina delgada ou num volume, no mesmo sedimento.

Numa amostragem unidimensional, são medidos os rejeitos ao longo de linhas em um mapa ou de um horizonte numa seção sísmica. Yielding *et al.* (1992) consideraram o método mais objetivo de se amostrar falhas. Em geral, os valores de D_1 situam-se entre 0,4 e 1. A figura 2.12 mostra o resultado de uma amostragem unidimensional de rejeitos. O desvio inferior (perda de linearidade) registrado nos rejeitos pequenos deve-se à deterioração da distribuição original da população, produzida pela subamostragem devido ao limite de resolução sísmica, sendo denominado de LHT *fall-off* (*left-hand truncation fall-off*). O desvio superior registrado nos grandes rejeitos devem-se ao efeito RHT (*right-hand truncation*, Pickering *et al.*, 1995), que ocorre quando o espaço amostral é insuficiente para que um evento de grande porte seja registrado.

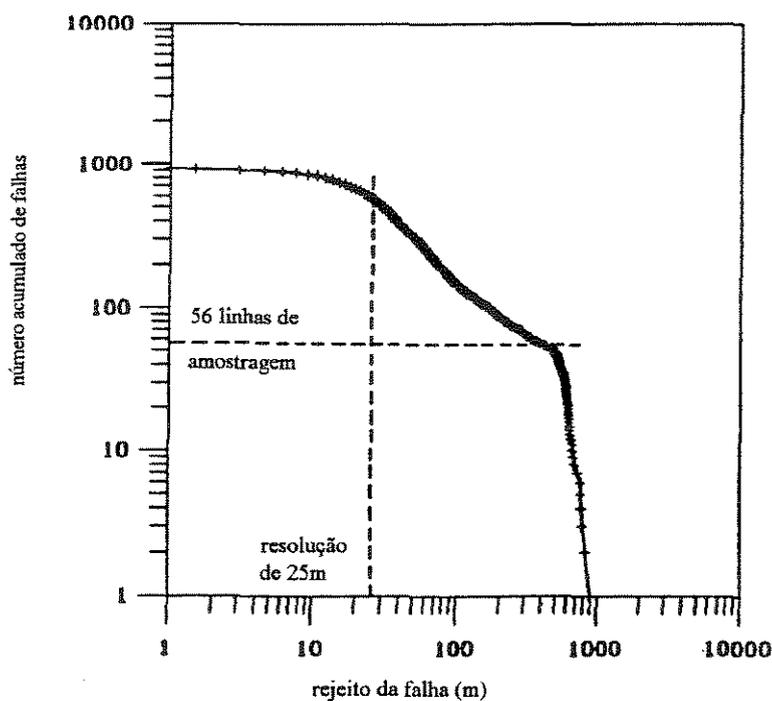


Figura 2.12 - Gráfico log-log de número acumulado de rejeitos medidos ao longo de 56 linhas sísmicas paralelas, ao longo de um horizonte. Notar os desvios à esquerda (sub-amostragem de baixos valores) e à direita (amostragem repetida das falhas maiores), segundo Yielding *et al.* (1992).

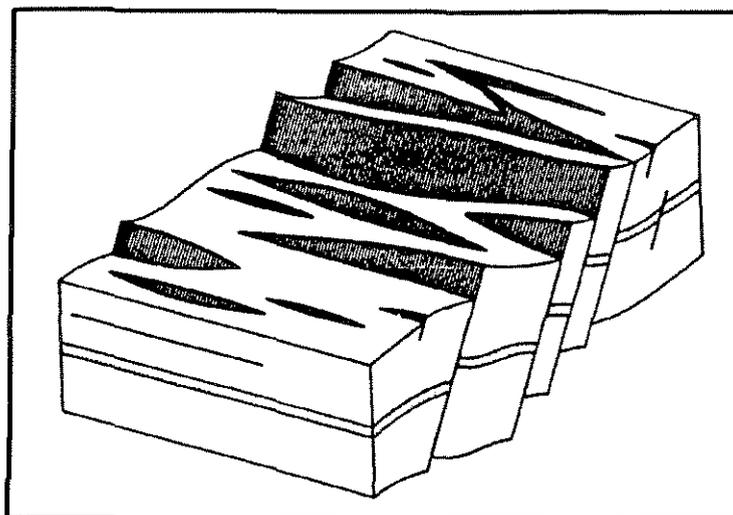


Figura 2.13 - Bloco diagrama de um volume falhado. Uma amostragem tridimensional requer a contagem das falhas no volume. Na amostragem bidimensional são contados os traços de falha num horizonte qualquer. Na amostragem unidimensional são contadas as falhas numa linha, ao longo de um horizonte (segundo Yielding *et al.*, 1992).

Além disso, no caso da figura 2.12, há o efeito de superamostragem, pois a contagem de rejeitos foi efetuada sobre várias linhas paralelas, sendo as maiores falhas registradas mais de uma vez. Apesar dessas anomalias, os autores advogam que a lei de potência seja mantida nos rejeitos menores, abaixo do limite de resolução sísmica.

Numa amostragem em duas dimensões, são feitas medidas de rejeito médio ou máximo de todos os traços de falha. Neste caso, cada falha contribui com apenas uma medida. Este tipo de amostragem “enxerga” mais falhas pequenas do que a unidimensional (figura 2.14), por isso $D_2 > D_1$.

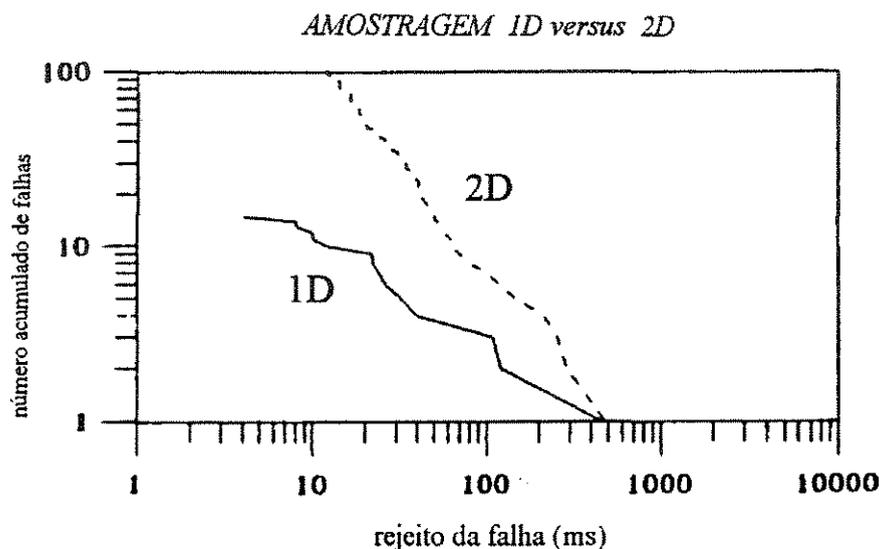


Figura 2.14 - Comparação entre os valores de expoente D obtidos em amostragens unidimensional (1D) e bidimensional (2D), segundo Yielding *et al.* (1992).

Segundo Yielding *et al.* (1992), há uma subestimativa das falhas maiores, que se estendem para fora da área analisada. Existe também o efeito de desvio ocasionado pela dificuldade em se visualizar a terminação da falha devido à resolução. Ou seja, os comprimentos observados são sempre menores do que os verdadeiros. No caso da sísmica, a subestimativa é sempre maior nas falhas menores, pois elas se apresentam em maior proporção nas faixas de comprimento abaixo da resolução sísmica.

Segundo Gauthier & Lake (1993), o valor do expoente D obtido para um determinado campo só pode ser utilizado para extrapolações no campo como um todo. Não pode ser feita a extrapolação para outra região nem para uma porção maior ou menor dentro do campo.

Segundo os mesmos autores, também não podem ser previstas fraturas de distensão a partir de falhas, pois são estruturas que se propagam através de mecanismos distintos.

Uma medida frequentemente utilizada para a quantificação de fraturas é a **densidade de fraturamento** (medida do comprimento total de fraturas por unidade de área, ou da área total de fraturas por unidade de volume). Como a população de fraturas apresenta uma distribuição fractal de tamanhos, e a amostragem é sujeita aos efeitos de resolução, mapas de densidade de fraturas só têm significado quando é definido o desvio inferior na distribuição de tamanhos de fratura (Watterson *et al.*, 1995).

b) Análise de populações de espaçamentos.

A lei de potência apresentada no caso anterior costuma ser válida na distribuição de espaçamentos entre falhas. Segundo Gillespie *et al.* (1993), os espaçamentos S podem ser plotados num gráfico log-log contra o número acumulado de fraturas N_s , gerando uma reta com inclinação $-D_s$:

$$N_s = c.S^{-D_s} \quad (2.7)$$

No caso de uma amostragem em linha, D_s varia entre 0 e 1. Fisicamente, D_s representa o grau de agrupamento das estruturas. Valores pequenos de D_s indicam a presença de vazios e agrupamentos fechados, enquanto valores maiores indicam uma tendência de distribuição regularmente espaçada de fraturas.

Gillespie *et al.* (1993) fizeram uma análise detalhada da população de espaçamentos de fraturas planares, falhas lítricas e juntas, comparando-as com sistemas sintéticos (fractais e não fractais) gerados por diversos algoritmos. A distribuição dos espaçamentos de falhas mostrou ser fractal, com falhas menores se concentrando nas proximidades das maiores falhas. No caso de juntas, na maioria dos casos, o padrão de espaçamento não é fractal, possuindo uma distribuição lognormal ou exponencial. Isto ocorre principalmente em sedimentos interestratificados, onde os espaçamentos são controlados principalmente pelas propriedades mecânicas e pela espessura das camadas (Gross & Endelger, 1995).

Outro método utilizado na quantificação de espaçamentos foi proposto por Velde *et al.* (1990), que denominaram “Método da Poeira de Cantor”. Trata-se de uma versão unidimensional do método de contagem de caixas, onde são contados os intervalos L_n preenchidos por fraturas em uma linha de amostragem. Segundo os autores, o valor de D_s

varia regularmente com o azimute da linha. O método foi criticado por Harris *et al.* (1991) e Gillespie *et al.* (1993) que sugeriram a utilização do método de medida de espaçamentos por ser mais simples e preciso.

A análise de espaçamentos deve ser feita preferencialmente em afloramentos, já que em seções sísmicas, devido ao fato de falhas com deslocamentos menores do que 100m serem inadequadamente amostradas, e menores de 30m não serem amostradas. Neste caso, grandes espaçamentos aparentes podem ser medidos, sem existirem na realidade.

Outra forma de se quantificar a heterogeneidade na distribuição de fraturas ao longo de uma linha de amostragem é através do coeficiente de variação (Cox & Lewis, 1966; McCaffrey & Johnston, 1996), uma medida estatística simples de dispersão, definida como:

$$C_v = \frac{\sigma}{M} \quad (2.8)$$

onde M é o espaçamento médio entre falhas e σ é o desvio-padrão destes espaçamentos. Agrupamentos possuem $C_v > 1$, distribuição de *Poisson* $C_v = 1$, anti-agrupamentos $C_v < 1$ e espaçamentos periódicos têm $C_v = 0$. O coeficiente de variação deve ser utilizado com cautela, principalmente para pequenas populações, já que existem dificuldades na estimativa de média e desvio-padrão em distribuições não normais, o que pode tornar a medida pouco robusta.

c) Caracterização agregada : Contagem de caixas (*box-counting*).

Esta técnica bidimensional (figura 2.15) tem sido uma das mais utilizadas na caracterização fractal da geometria de sistemas de fratura (Barton & Hsieh, 1989; Hirata, 1989; Hewet, 1993). Neste método, uma malha composta por quadrados de lado l é superposta a um mapa de fraturas, e o número $N(L)$ de quadrados (caixas) contendo fraturas é contado. O processo é repetido para vários L diferentes. Define-se então como dimensão fractal de capacidade (*box-counting*) de um conjunto:

$$D_b = \lim_{L \rightarrow 0} \frac{\log N(L)}{\log(1/L)} \quad (2.9)$$

Num gráfico bilogarítmico de $N(L)$ versus L , o padrão fractal das fraturas produz uma reta com inclinação $-D_b$, sendo $1 < D_b < 2$ para o caso bidimensional.

Barton & Larsen (1985) encontraram valores de D_b entre 1,49 e 1,91, em afloramentos de tufos vulcânicos em Yucca Mountain (Estados Unidos). Hirata (1989) encontrou valores máximos de 1,6 em mapas de falhas do Japão, considerando este um valor limite para a geometria fraturada das rochas, baseado em manipulações algébricas da fórmula de balanço de energia de Griffith. O autor considerou os valores mais elevados encontrados por Barton & Larsen (1985) serem devido à superposição de eventos tectônicos. Okubo & Aki (1987) utilizaram uma variação da técnica para caracterizar a geometria da falha de San Andreas e relacionaram segmentos com valores diferentes de D_b com a sismicidade local.

Gillespie *et al.* (1993) não recomendam o uso deste método, por não ser capaz de separar atributos com diferentes leis de escala. Segundo os autores, a maior deficiência do método da contagem de caixas é a inabilidade de analisar a distribuição espacial em relação ao tamanho da fratura. O valor de D_b obtido é então uma combinação de propriedades de escala de diversos atributos, tais como distribuição de população de comprimentos, de orientações, de espaçamento e da forma geométrica da estrutura, cada qual devendo ser analisada separadamente. Apesar disso, o valor de D_b parece ter alguma relação com as propriedades de fluxo de sistemas fraturados (Hewet, 1993; Barton, 1995).

d) Análise Multifractal

Segundo Pyrak-Nolte *et al.* (1992), a geometria de sistemas de fraturas não pode ser descrita em termos de uma simples dimensão fractal, pelo fato dos padrões não serem uniformes. Segundo os autores, alguns padrões de escala podem ser descritos como a união de múltiplos conjuntos fractais, ou seja, multifractais.

Numa análise multifractal, em cada caixa, a contagem de caixas não se restringe somente a presença ou não de um evento (a fratura, no caso), mas é dado um peso μ_i , que é igual à massa (quantidade de fraturas) incluída na i -ésima caixa. A massa μ_i é elevada à uma potência q , onde q expressa o momento de massa da distribuição de massas que define o padrão. Assim, para $q = 0$, a dimensão fractal $f(q)$ corresponde a D_b . Se $q < 0$, as caixas com menores quantidades de massa são ponderadas preferencialmente em relação às regiões mais densas. Se $q > 0$, as células com maior quantidade de massa são ponderadas

preferencialmente. Desta forma, numa análise fractal por contagem de caixas é possível separar agrupamentos e vazios.

A análise multifractal tem sido utilizada na caracterização da porosidade de fratura (Pyrak-Nolte *et al.*, 1992), em imagens digitalizadas de sistemas de fratura em diversas escalas (Magnavita & Souza, 1995), e no estudo da distribuição espacial e temporal de terremotos (Hirabayashi *et al.*, 1992).

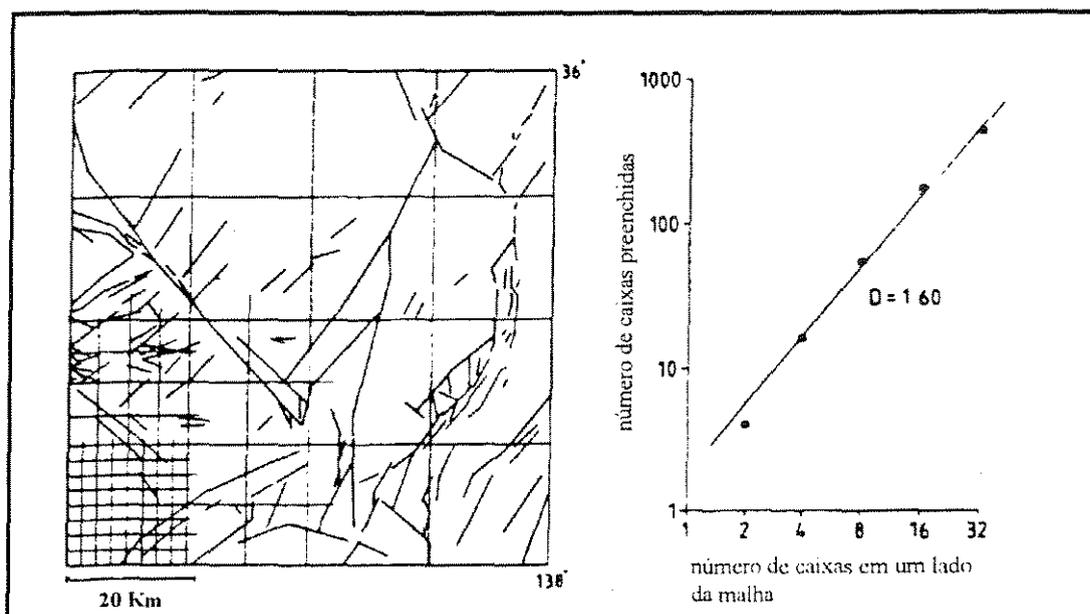


Figura 2.15 - Obtenção da dimensão fractal pela técnica de contagem de caixas, segundo Hirata (1989).

2.4. Estruturas de origem tectônica na escala de reservatório

São aqui apresentadas as principais heterogeneidades de origem tectônica comumente encontradas em rochas reservatório siliciclásticas, cuja presença tem importantes consequências nas suas propriedades petrofísicas.

Uma das classificações mais aplicáveis para falhas na escala de reservatório de petróleo é a utilizada por Antonellini & Aydin (1994), que distinguem as falhas em 3 categorias hierárquicas: Bandas de deformação, zonas de bandas de deformação e superfícies de deslizamento (figura 2.16).

Uma das estruturas mais comuns em arenitos deformados são as **bandas de deformação** (Aydin 1978, Underhill & Woodcock, 1987), pequenas falhas que se desenvolvem em materiais granulares e porosos. Outras denominações para esta estrutura são fraturas preenchidas por *gouge* (Nelson, 1985) ou microfalhas (Jamilson & Stearns, 1982).

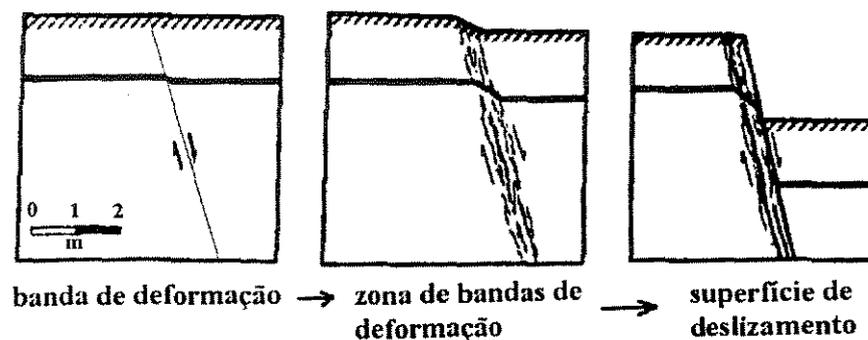


Figura 2.16- Banda de deformação, zona de bandas de deformação e superfície de deslizamento (Antonellini & Aydin, 1995).

Segundo Aydin (1978), são estruturas aproximadamente planares, que ocorrem como faixas de poucos centímetros a algumas dezenas de metros de comprimento. Cada banda tem cerca de 1 mm de espessura e acomodam um pequeno rejeito, da ordem de poucos milímetros a poucos centímetros. Em afloramentos costumam ter um relevo acentuado, devido ao intemperismo diferencial, e uma cor esbranquiçada, produzida pelo fraturamento intenso de grãos de quartzo.

Embora as bandas de deformação acomodem rejeitos, não costumam exibir um plano de deslocamento bem definido, sendo o gradiente de deslocamento dentro de uma banda mais ou menos contínuo, com o material deformado permanecendo coerente (Antonellini & Aydin 1995). Devido a estas características, Johnson (1995) não considera esta estrutura como sendo uma fratura, mas sim como uma zona onde o cisalhamento é concentrado.

Frequentemente estas estruturas tendem a se agrupar em **zonas de bandas de deformação**, podendo evoluir para uma **superfície de deslizamento**. Baseado em características texturais, Antonellini *et al.* (1994) classificaram as bandas de deformação nos seguintes tipos:

I) bandas de deformação sem cataclasmamento de grãos.

Ia) bandas com dilatação positiva, apresentando incremento de porosidade em relação à rocha matriz. Neste tipo de banda é comum a precipitação de cimentos, argilas antigênicas e óxido de ferro, associados à dilatação. A ausência de grãos deformados, juntamente com a dilatação positiva sugere que este tipo de feição se formou sob condição de baixa tensão normal compressiva.

Ib) bandas com compactação, apresentando decréscimo de porosidade.

Ic) bandas sem mudança de volume, mas com reorientação de grãos. A porosidade é equivalente à da matriz, estando associadas com maiores valores de rejeito, da ordem de alguns centímetros.

II) bandas de deformação com quebra de grãos. Ocorre o esmagamento de grãos associado à redução de porosidade. A microestrutura desse tipo de banda sugere que houve inicialmente uma dilatação positiva, seguida de compactação e esmagamento dos grãos por processos de cisalhamento. Existe uma redução na quantidade de grãos policristalinos de quartzo à medida que o cataclasmamento avança. Estes grãos tendem a se partir, transformando-se em grãos monocristalinos de menor tamanho. Os rejeitos variam desde milímetros a poucos centímetros, existindo alguma relação com a porosidade e o conteúdo de argila.

III) bandas de deformação com *clay smearing* ou zonas de cisalhamento localizadas. Acomodam deslocamentos superiores a 15 cm, e ocorrem em rochas com algum conteúdo de argila.

Existe um zoneamento do *gouge* produzido nas bandas de deformação. Aydin (1978) e Underhill & Woodcock (1987) distinguiram 3 zonas (figura 2.17): Uma zona interna deformada (*inner zone*), onde a maior parte dos grãos está fraturada, o conjunto é mal selecionado, a matriz é fina e a porosidade é baixa; uma zona externa deformada (*outer zone*), onde os grãos apresentam extinção ondulante, raramente fraturados, com tendência de

compactação e redução de porosidade; e a zona não deformada (*host rock*), correspondente à rocha matriz. Em muitos casos, os limites são graduais e difusos, como observado por Edwards *et al.* (1993).

Outras feições observadas em bandas de deformação são a cimentação (Edwards *et al.*, 1993) e variações no tipo de extinção ótica e arranjo dos grãos de quartzo (Jamilson & Stearns 1982). No Brasil, essas estruturas foram estudadas por Ferreira (1990) e Roque *et al.* (1994), em belos exemplos das bacias do Recôncavo e Tucano (BA).

Quando ocorre a perda de coesão, ou seja, há uma descontinuidade de massa rochosa, as bandas de deformação evoluem para as **superfícies de deslizamento** (*slip planes* de Antonellini & Aydin, 1994, ou fraturas preenchidas por *slickensides*, de Nelson, 1985). Neste tipo de falha, as duas superfícies de deslizamento são onduladas, suaves e polidas, com lineações (estrias de deslizamento) produzidas pela pulverização de matriz. Segundo Johnson (1995), as superfícies de deslizamento são um tipo especial de banda de deformação, onde a espessura de banda tende a zero, e os deslocamentos passam de contínuos para um valor finito.

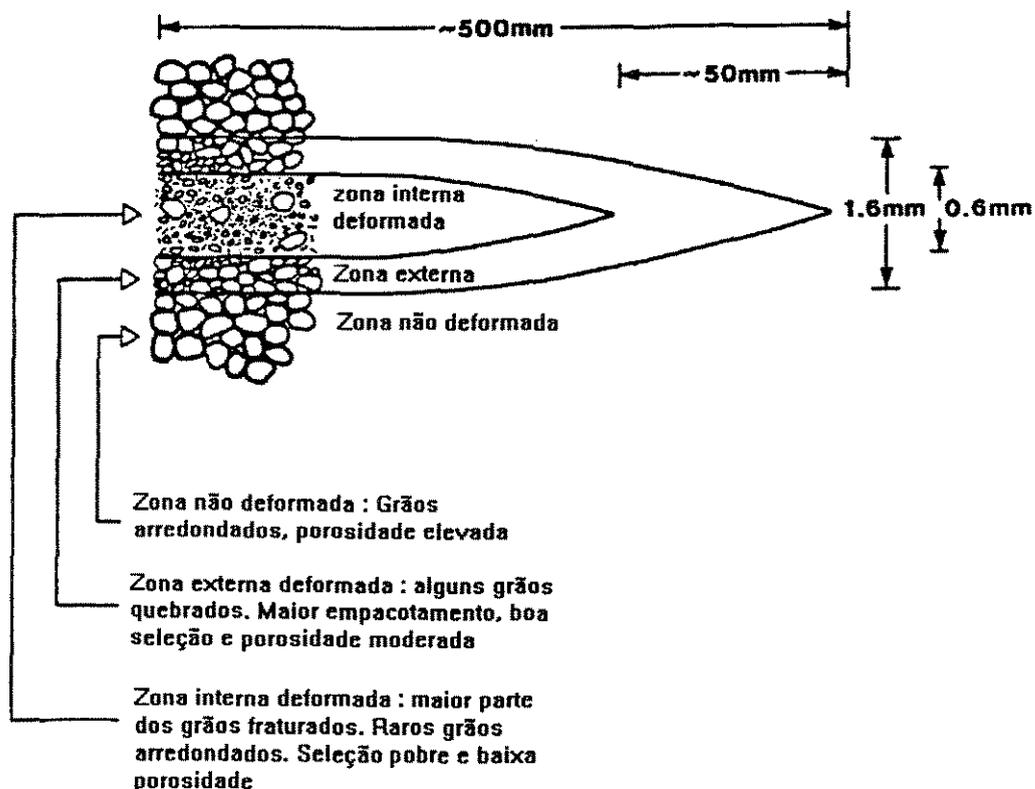


Figura 2.17 - Zoneamento idealizado de uma banda de deformação próxima a sua terminação, segundo Underhill & Woodcock, 1987.

Os mecanismos de deformação em arenitos porosos, responsáveis pela formação de bandas de deformação e superfícies de deslizamento, têm sido estudados por diversos autores. Underhill & Woodcock (1987) explicam a geração do padrão anastomosado das zonas de bandas de deformação através de um processo de aumento da resistência da rocha na zona deformada (*strain-hardening*), o que faz com que o deslizamento num próximo incremento de deformação se dê na rocha ainda não deformada. Possivelmente o processo é iniciado em alguma imperfeição onde haja concentração de tensões, por exemplo, um poro.

Já no caso das superfícies de deslizamento, há uma perda de resistência na zona de falha, o que faz com que o incremento de deformação se dê sempre na forma de um deslocamento sobre a mesma superfície (*strain-softening*).

Underhill & Woodcock (1987), estudando os arenitos de Arran (Escócia), descreveram o processo de *strain-hardening* como sendo produzido pelo aumento do ângulo de fricção e a perda de coesão interna após um deslocamento. O aumento do ângulo de fricção interna é provocado pelo empacotamento mais denso na zona externa deformada da banda de deformação, pelo aumento dos fragmentos angulares na zona interna e pela porosidade menor. Analisando-se no diagrama de Mohr (figura 2.18c), nota-se que o aumento do ângulo de fricção interna é suficiente para que ocorra o *strain hardening*, mesmo tendo a zona deformada perdido coesão. Na figura 2.18b, o *hardening* é produzido pelo aumento de força coesiva, no caso de ocorrer recimentação. No caso de figura 2.18a, ocorre a perda de resistência (*strain-softening*), quando o círculo de Mohr toca a envoltória de própria falha antes de envoltória da matriz, ocorrendo então o deslizamento na superfície preexistente.

Segundo os autores, a pressão de poros exerce uma influência importante na deformação de arenitos. Como o aumento da pressão de poros resulta numa queda na máxima tensão efetiva, pode ocorrer o falhamento através da queda de pressão, sendo mantidas constantes as tensões remotas. Pressões de poro elevadas são comuns em zonas de falha, pois ocorre uma progressiva queda na porosidade e permeabilidade, fazendo com que a taxa de escape de fluido seja progressivamente diminuída. Assim, cada vez que o círculo de Mohr toca a envoltória de ruptura ocorre um deslizamento, sendo então dissipada a pressão de poros. Como há um aumento no ângulo de fricção interna devido à deformação produzida pelo falhamento, para que ocorra um próximo deslocamento, será necessário um incremento maior na pressão de poros (figura 2.19).

Outra variável importante na deformação de arenitos é a pressão de confinamento. Segundo Zhang *et al.* (1990) e Wong & Davis (1992), pressões confinantes elevadas produzem um aumento na quantidade de esmagamento e fraturamento de grãos em arenitos. Zhang *et al.* (1990), fazendo testes de compactação em arenitos porosos, mostraram que o número de microfaturas num contato entre grãos crescia com a pressão, e que existia uma pressão crítica, acima da qual o esmagamento e o fraturamento dos grãos se tornava pervasivo. Esta pressão crítica é mais baixa em arenitos de porosidade elevada.

Antonellini *et al.* (1994) estudaram com detalhe a nucleação das bandas de deformação em arenitos. Verificaram que nos casos em que a porosidade e a tensão normal compressiva média são baixas, de modo que as forças de contato não sejam capazes de esmagar os grãos, o mecanismo inicial de deformação na terminação da fissura produz uma dilatação positiva, com uma tendência de os grãos deslizarem entre si. Pode ocorrer um incremento de 10% para 19.5% na porosidade em uma terminação.

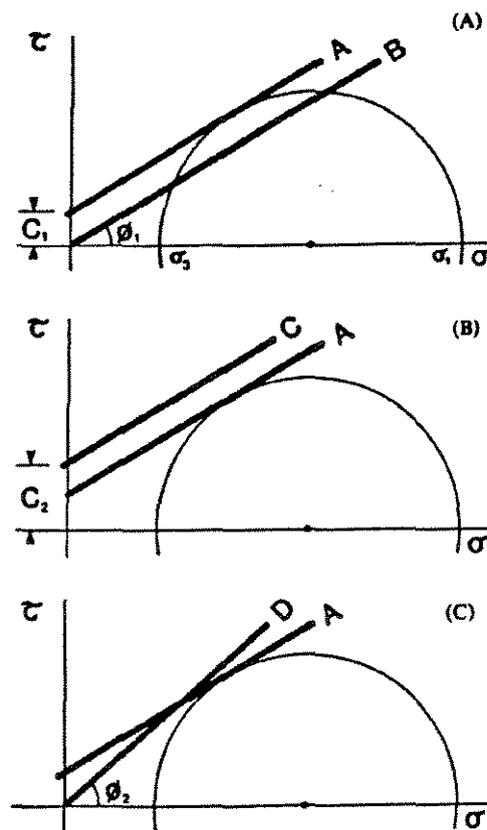


Figura 2.18- Diagrama de Mohr para zonas de falha que (A) *strain soften* e (B e C) *strain harden* (Underhill & Woodcock, 1987).

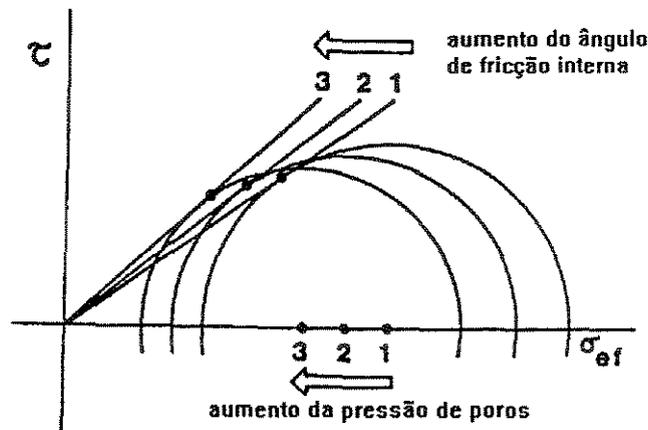


Figura 2.19 - Círculos de Mohr sucessivos e envoltórias de ruptura (1,2,3) para uma falha com rápido crescimento transiente de pressão de poros durante falhamento (Underhill & Woodcock, 1987).

No modelo de Antonellini & Aydin (1994), algumas bandas aparentemente se desenvolvem com dilatação positiva, enquanto para outras este fenômeno pode ser apenas transiente, evoluindo para redução de porosidade e cataclasmamento. Durante o mecanismo inicial de dilatação, ocorre um aumento da porosidade, provocado pelo deslizamento e rotação de grãos, levando a um decréscimo no número de pontos de contato. Este decréscimo leva a uma concentração de tensões nos contatos remanescentes, podendo então ocorrer a partição dos grãos nos contatos, em direção próxima à σ_1 . A figura 2.20 ilustra este processo. Os grãos deslizam e rotacionam em relação à posição original, aumentando a distância de centro a centro de $(2R - d)$ para $2R$ (figura 2.20a). Os pontos de contato diminuem, ocorrendo então o fraturamento a partir desses pontos. O cisalhamento subsequente leva ao cataclasmamento. Entretanto, se o empacotamento inicial for pequeno e a porosidade elevada, a partição dos grãos pode levar diretamente ao colapso do poro e à redução da porosidade sem um estágio inicial de dilatação (figura 2.20d).

Antonellini *et al.* (1994) observaram com frequência a existência de grãos intactos rodeados de grãos mais finos, em condições de estabilidade, conforme a teoria fractal de Sammis *et al.* (1987), que propuseram que a probabilidade de uma partícula fraturar-se é determinada somente pelo tamanho relativo das partículas vizinhas. Os autores adicionam a

esta teoria a influência da mineralogia (por exemplo, feldspatos tem uma tendência maior de se fraturar) e do tamanho absoluto do grão.

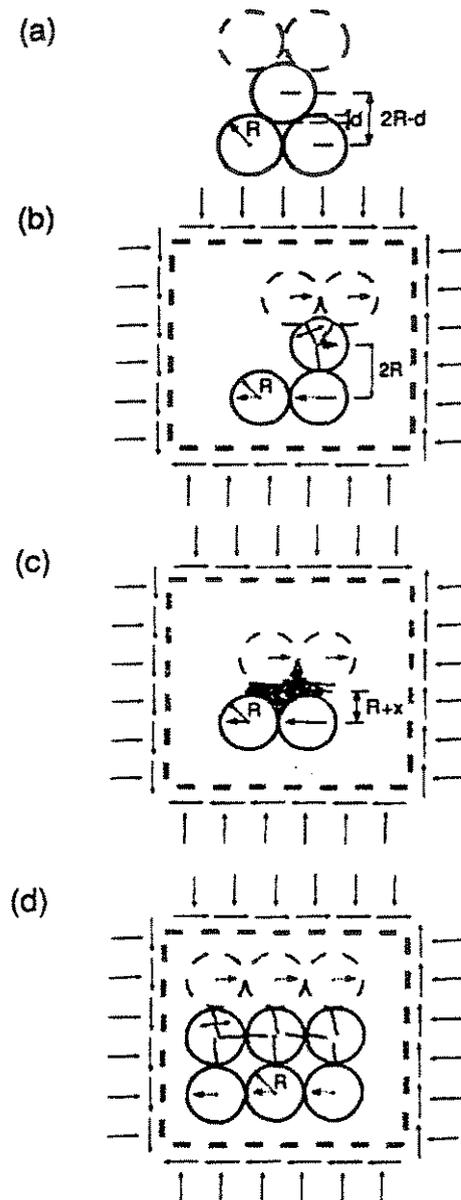


Figura 2.20 - Micromecânica na formação de uma banda de deformação. (a) O Empacotamento esférico inicial dos grãos . (b) Dilatação positiva e aumento da porosidade durante o cisalhamento, com fraturamento do grão provocado pela concentração de tensões nos poucos pontos de contato. (c) Cominuição dos grãos e colapso dos poros. (d) Em arenitos de alta porosidade, o colapso dos grãos pode começar pelo fraturamento nos pontos de contato sem um estágio inicial de dilatação. (Antonellini *et al.*, 1994).

Sedimentos pouco litificados apresentam um comportamento um pouco distinto (Petit & Laville, 1987). Neste caso, não chega a ocorrer o fraturamento de grãos, e sim a reorientação de grãos alongados e a formação de estruturas fluidais, facilitada pela presença lubrificante de pequenas quantidades de argila.

2.4.2. Estruturas associadas a sedimentos argilosos

Reservatórios siliciclásticos quase sempre apresentam intercalações de camadas argilosas, que apresentam um comportamento reológico distinto dos arenitos.

Os sedimentos argilosos, pelo seu grande conteúdo em água, dependendo do grau de compactação, tendem a se comportar de modo plástico quando deformados. Segundo Maltman (1987), a deformação nestes materiais não é homogênea, e tende a se localizar em delgadas zonas de cisalhamento. Quanto mais elevado o conteúdo em água, maior será a característica dúctil da deformação. Segundo o autor, quando o conteúdo em água é menor de 15%, as zonas de cisalhamento perdem coesão, e se tornam fraturas de cisalhamento (superfícies de deslizamento) idênticas às rochas mais rígidas. Com o conteúdo em água entre 15% e 45%, a geometria das zonas de cisalhamento é semelhante ao caso anterior, mas não há perda de coesão. No caso de mais de 45% de água no sedimento, a deformação será totalmente dúctil, com formação de zonas de cisalhamento complexas e bifurcadas.

Uma das feições associadas a rochas argilosas mais descritas na literatura têm sido os *shale smears* (figura 2.21), lâminas de folhelho (ou argilas) que ocorrem em rochas reservatório ao longo de uma superfície de deslizamento, podendo produzir excelentes propriedades selantes à falha (Perkins, 1961; Weber, 1986). Apresentam grande importância em falhas sin-sedimentares, quando os sedimentos ainda não estão consolidados e apresentam intercalações argilosas (Weber, 1986). Entretanto, Lindsay *et al.* (1993) também observaram *shale smears* em sedimentos litificados.

Segundo Lindsay *et al.* (1993), os *shale smears* podem se originar a partir de 3 mecanismos distintos: abrasão, cisalhamento ou injeção. No primeiro caso, são formados pelo movimento de folhelhos contra arenitos ao longo de uma superfície de deslizamento, deixando uma delgada película argilosa na superfície do arenito, na forma de estrias de deslizamento.

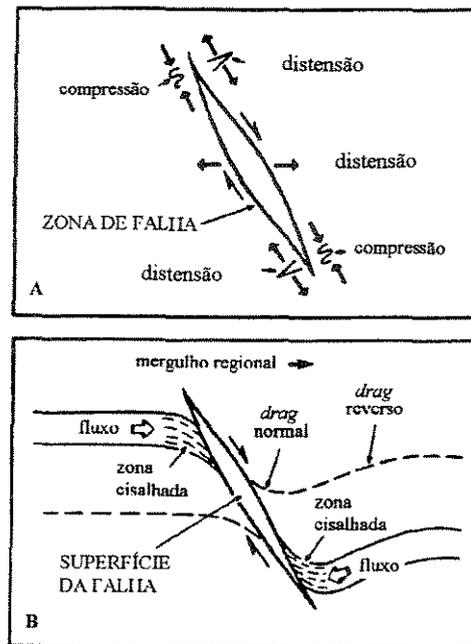


Figura 2.21 - (A) Distribuição de tensões ao longo de uma falha de crescimento. (B) Formação de *drag* normal e zonas de cisalhamento (*shale smear*) por fluxo dúctil de folhelhos, segundo Berg & Avery (1995).

O segundo mecanismo, de cisalhamento, ocorre em falhas onde o deslocamento é acomodado parcialmente por deslocamentos contínuos e parte por descontínuos. O deslocamento contínuo é representado pelo arraste (*drag*) normal dos folhelhos. Este tipo de mecanismo é frequente em sucessões litológicas com baixa resistência ao cisalhamento, como em arenitos parcialmente litificados, com uma proporção relativamente elevada e bem distribuída de camadas de folhelho. Segundo os autores, os *shale smears* formados por este mecanismo apresentam uma variação sistemática na espessura de folhelho ao longo da zona de cisalhamento, sendo que abaixo de determinada espessura de uma camada individual de folhelho, o *shale smear* formado torna-se descontínuo.

O mecanismo de injeção ocorre quando há o fluxo plástico de folhelhos intercalados com arenitos na zona de falha. O fenômeno ocorre devido às variações no rejeito ao longo da zona de falha, que requer decréscimo de volume em um lado de falha e dilatação no outro. Estas diferenças são preferencialmente acomodadas pelas camadas de folhelho, que são comprimidas em um lado e dilatadas no outro lado da falha (figura 2.21a). Estas mudanças na

espessura são acompanhadas pelo fluxo de folhelho de um lado para outro da falha. Segundo Berg & Avery (1995), o fenômeno é comum em falhas lítricas, onde a tensão distensional no centro de uma falha tende a abrir a superfície da falha, e a tensão compressiva nas terminações produzem um fluxo dúctil de folhelhos, formando uma zona de cisalhamento (figura 2.21b). As zonas de cisalhamento podem se originar de um mesmo folhelho dúctil, ou de múltiplas camadas ao longo de uma zona de falha. A extensão ao longo da superfície da falha produz espaço para o folhelho fluir para dentro de zona de falha, sendo então o folhelho deformado por cisalhamento durante o subsequente movimento do bloco rebaixado.

Segundo Lindsay *et al.* (1993), os mecanismos de *shale smearing* ainda não são suficientemente conhecidos ao ponto de estabelecer leis de escala a partir dos afloramentos para campos de petróleo.

Existem diferentes métodos empíricos para determinação do potencial selante de uma falha devido ao *shale smearing* (Badleys, 1995). A razão de *gouge* pode ser definido como a porcentagem de folhelho que deslizou através de um ponto na superfície da falha. Segundo Badleys (1995), valores de 15 a 20% são suficientes para produzir um selo.

Lindsay *et al.* (1993) definiram o Fator *Shale Smear* (SSF), como a razão entre o rejeito e a espessura aparente (medida ao longo do plano de falha) da camada de folhelho. Assim, *shale smears* contínuos apresentam SSF menor do que 7, mas podem ocorrer valores maiores do que 50.

2.5. Propriedades petrofísicas das rochas em zonas de falha

Um dos principais problemas da geologia estrutural aplicada à exploração e ao gerenciamento de campos de petróleo é a definição se as falhas são selantes, barreiras de permeabilidade ou condutos de fluido.

O efeito das falhas nas propriedades hidráulicas de um reservatório pode ser dado de duas formas: 1) alteração da geometria original do reservatório, produzindo mudanças na conectividade, e 2) natureza selante ou não da própria falha. Esta segunda forma, segundo Weber (1986), é produzida pelo *gouge*, cimentação ou *shale smear*.

Segundo Knott (1993), os fatores geológicos que condicionam a capacidade selante de uma falha são (figura 2.22): orientação, profundidade (determina a pressão de confinamento), rejeito, relação entre a espessura de rocha reservatório e de folhelhos (propicia a formação dos *shale smears*), conectividade entre os reservatórios situados em blocos adjacentes, e idade do falhamento (por exemplo, sucessões sub-compactadas são mais propícias à formação de *shale smear*).

Pittman (1981) foi um dos pioneiros no estudo de propriedades petrofísicas das rochas em zonas de falha, medindo 3 propriedades importantes para caracterizar a relação rocha/fluido: a porosidade, permeabilidade e pressão capilar. A porosidade mede a capacidade de uma rocha armazenar fluido, a permeabilidade mede a capacidade de o fluido circular através dos poros de uma rocha, e a pressão capilar é a medida de como uma rocha saturada em água resiste à invasão de uma fase não molhante, movida por um gradiente de pressão, estando ligada ao tamanho das gargantas dos poros. Em seu estudo, o autor percebeu que a permeabilidade decrescia com a densidade de bandas de deformação.

Uma falha é dita selante quando a pressão capilar da zona de falha é muito maior do que a dos reservatórios adjacentes (Smith, 1966). A formação dessa zona de alta pressão capilar pode se dar através de *shale smearing* (Berg & Avery, 1995), cimentação (Edwards *et al.*, 1993) ou redução do tamanho dos grãos em bandas de deformação (Antonellini & Aydin, 1994). O caráter selante ou não de uma falha é relativo, dependente, entre outros parâmetros, da densidade e da altura da coluna de fluido retido pela falha (figura 2.23).

A equação da pressão capilar, segundo Purcell (1949) é dada por:

$$P_c = \frac{2 \cdot \gamma \cdot \cos \theta}{R} \quad (2.10)$$

onde γ é a tensão interfacial, θ é a molhabilidade e R é o raio dos poros interconectados. Em termos de diâmetro dos grãos (d), a equação pode ser escrita:

$$P_c = \frac{C \cdot \gamma \cdot \cos \theta}{d} \quad (2.11)$$

onde C é uma constante de proporcionalidade. Existem outras equações relacionando a pressão capilar com a porosidade e permeabilidade (Berg, 1975; Pittmann, 1981). A pressão capilar pode então selar uma coluna de hidrocarbonetos exercendo uma força menor do que a pressão de deslocamento. A pressão da coluna de hidrocarboneto é dada pela expressão:

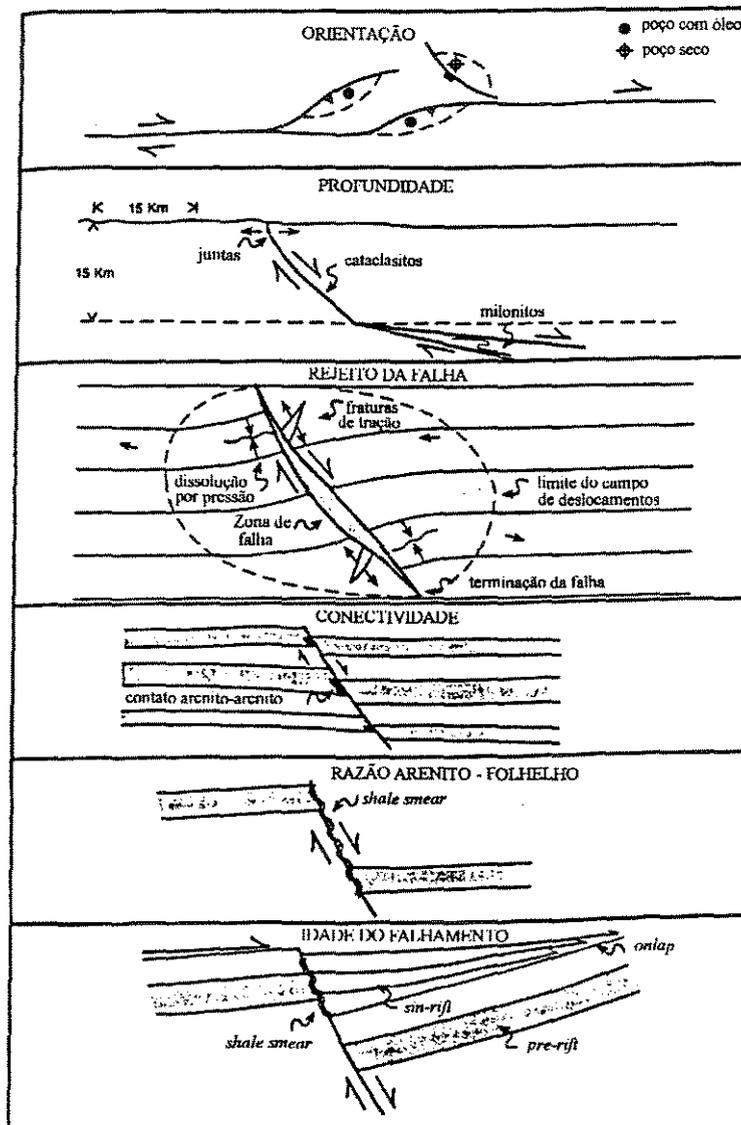


Figura 2.22 - Parâmetros que contribuem para o potencial selante das falhas (Knott, 1993).

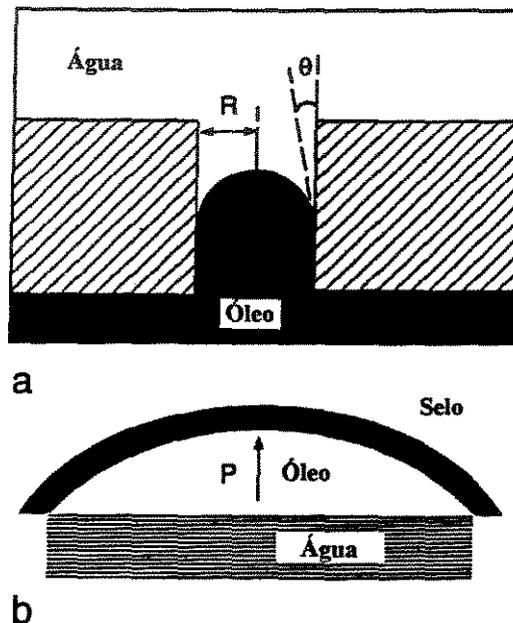


Figura 2.23 - Definições: a) molhabilidade (Θ) e raio do poro (R), b) pressão de deslocamento (P) de hidrocarboneto (Antonellini & Aydin, 1994).

$$P = (\rho_w - \rho_o).g.h \quad (2.12)$$

onde ρ_w e ρ_o são as densidades da água e do hidrocarboneto, g é a aceleração da gravidade e h é a altura da coluna de hidrocarboneto. O selo é rompido quando $P > P_c$. Segundo Antonellini & Aydin (1994), o potencial selante, teoricamente, não depende da espessura da rocha selante. Mas outros fatores, como a continuidade lateral, são importantes, e estão de certa forma relacionados à espessura.

Antonellini & Aydin (1994, 1995), fazendo análises com mini-permeametros em arenitos eólicos do Arches National Park (EUA), verificaram que a permeabilidade perpendicular a uma banda de deformação é de uma a quatro ordens de magnitude menor do que a da matriz (figura 2.24). No caso das superfícies de deslizamento, a permeabilidade perpendicular costuma ser baixíssima, da ordem de 0,01 mD, mas a permeabilidade paralela

ao plano pode ser muito elevada se o estado de tensões permitir que a superfície seja mantida aberta. Esta anisotropia de permeabilidade é provocada pela orientação dos minerais de argila associados com a compactação, e com o aumento da tortuosidade perpendicular à superfície de deslizamento.

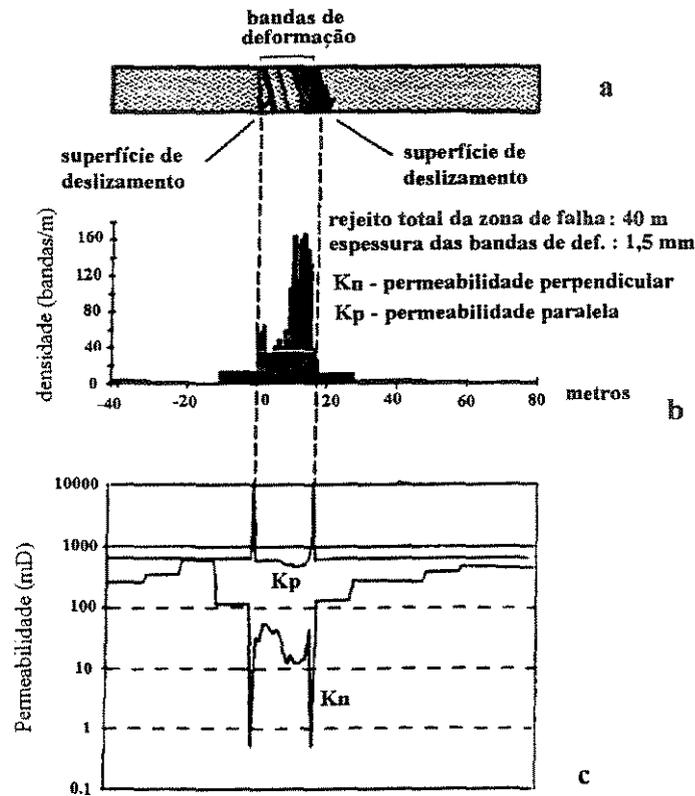


Figura 2.24 - Anisotropia de permeabilidade numa zona de bandas de deformação e planos de deslizamento(Antonellini & Aydin, 1995).

Edwards *et al.* (1993) identificaram em arenitos eólicos da Escócia algumas falhas como condutos, internamente abertas, mas com margens fechadas, permitindo o fluxo ao longo da falha mas que servem como barreiras ao longo do reservatório.

Antonellini & Aydin (1994) também mediram a pressão capilar em reservatórios deformados, encontrando valores de 10 a 100 vezes maiores nas bandas de deformação em relação à rocha matriz. Os autores, utilizando técnicas de processamento digital de imagens, verificaram aberturas de gargantas de poros uma ou duas ordens de magnitude menores nas bandas de deformação.

Segundo os mesmos autores, arenitos com uma densidade relativamente elevada de bandas de deformação não apresentam uma redução sensível na porosidade de um certo volume de rocha (ou seja, na capacidade de o reservatório armazenar petróleo). Mas a permeabilidade média é seriamente alterada, pois simples bandas de deformação de 1 mm de espessura com baixa permeabilidade tem um forte impacto na média, se o espaçamento for denso.

Os autores observaram que nas áreas onde as bandas de deformação apresentavam baixa densidade de espaçamento (uma ou duas a cada 10 m), as pequenas falhas não alteravam a permeabilidade total. Mas em áreas com elevada densidade de bandas, pode haver uma queda da ordem de duas ordens de magnitude na permeabilidade média do bloco.

Antonellini & Aydin (1994) apresentaram um método para determinação do tensor de permeabilidade em arenitos falhados, baseado nas fórmulas de Deutsch (1989) de obtenção de permeabilidades médias horizontais (perpendicular às bandas) por média harmônica e verticais (paralela às bandas) por média aritmética.

Berg & Avery (1995) estudaram as propriedades selantes de falhas de crescimento terciárias da Costa do Golfo, produzidas sobre rochas pouco compactadas, originando estruturas típicas de fluxo dúctil, como os *shale smears*. Em zonas de cisalhamento formadas em sedimentos pouco compactados, os autores observaram reduções nas permeabilidades, de 3 mD da rocha reservatório, para 1,6 mD nas zonas de cisalhamento arenosas e 0,01 mD nas zonas de cisalhamento argilosas. Interpretaram o baixo fator de recuperação nos reservatórios estudados devido ao efeito das múltiplas falhas e zonas de cisalhamento presentes.

Os autores também compararam curvas de pressão capilar do reservatório e das zonas de cisalhamento (figura 2.25). As curvas mostraram que a zona de cisalhamento apresenta uma distribuição uniforme de garganta de poros, mas o pequeno diâmetro da garganta é responsável pela elevada pressão capilar.

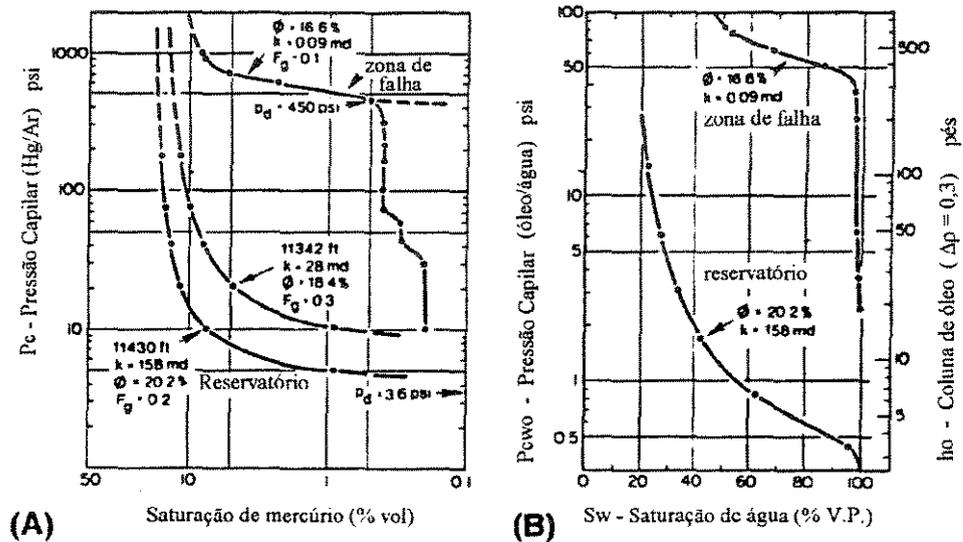


Figura 2.25- Curvas de pressão capilar de uma zona cisalhada (com *shale smear*), comparadas com a de um arenito reservatório. A) Pressões capilares de injeção de mercúrio, B) Pressões capilares no sistema óleo-água, e a altura da coluna de óleo calculada para uma diferença de densidade óleo-água de $0,3 \text{ g/cm}^3$ (segundo Berg & Avery, 1995).

Capítulo 3 - GEOMETRIA E DISTRIBUIÇÃO DE FALHAS SELANTES EM UM CAMPO DE PETRÓLEO

3.1. Introdução

O campo de petróleo aqui estudado (figura 3.1), localizado na Bacia de Alagoas, é um dos melhores exemplos brasileiros de acumulação de petróleo controlada por falhas.

A estratigrafia da área encontra-se sumarizada na tabela 3.1. Os reservatórios produtores de óleo estão compreendidos entre 500m e 2800 m, na formação Coqueiro Seco, distribuídas em mais de 100 zonas de produção (com reservatórios entre 1 e 50m de espessura) separadas por folhelhos contínuos. A maioria desses reservatórios está situada entre 900m e 1900m de profundidade, sendo constituídos por arenitos depositados num sistema de *braided-delta* (Falconi, 1990).

Os reservatórios portadores de gás situam-se em geral abaixo dos 2200m de profundidade. Constituem-se nos leques deltaicos da base de Formação Coqueiro Seco e nos depósitos fluvio-deltaicos da Formação Penedo, especialmente no intervalo denominado PDO IV, a mais de 3000m de profundidade, onde ocorrem arenitos eólicos com porosidades elevadas (Ferreira, 1990).

3.2. Modelo estrutural do campo

A caracterização do modelo estrutural foi feita por Weidmann & Formoso (1987), e desde então poucas modificações têm ocorrido ao longo do desenvolvimento do campo.

FORMAÇÃO	IDADE	ESPESSURA	AMBIENTE
Barreiras	Terciário	100m	L. aluviais
Maceió	Alagoas	500m	L. deltaicos
Ponta Verde	Alagoas	200m	Lacustre
Coqueiro Seco	Jiquiá/Alagoas	3100m	Deltaico
Penedo	Aratu/Jiquiá	1700m	Fluvial
B. de Itiúba	Rio da Serra	200m	Deltaico
Serraria	D.João/R.da Serra	40m	Fluvial
Bananeiras	Dom João	>100m	Lacustre

Tabela 3.1 - Quadro estratigráfico da área estudada.

O campo é uma estrutura em *rollover*, associado à falha de borda da bacia. O arqueamento produziu um *graben* de colapso constituído por um complexo sistema de falhas sintéticas e antitéticas de direção NE/SW, com mergulhos de 40° a 60° e rejeitos verticais de até 600m (figura 3.2).

Algumas falhas, sobretudo na região oeste do campo, mais próxima à borda da bacia, apresentaram características sin-deposicionais em determinadas épocas, com grandes espessamentos no bloco baixo. Entretanto, a grande maioria dos falhamentos é pós-deposicional.

Segundo Weidmann & Formoso (1987), o tectonismo apresentou pelo menos duas fases: a primeira, de idade Jiquiá, evidenciada pelo espessamento dos sedimentos nos blocos baixos adjacentes às falhas, e a segunda, mais importante, de idade Alagoas, responsável pela deformação da formação Ponta Verde.

Uma zona de transferência separa o campo em dois compartimentos (figura 3.1), o sul e o norte. Existem evidências de outra zona de transferência ao norte do compartimento setentrional do campo.

As falhas controlam diretamente as acumulações de óleo e gás do campo, que ocorrem nos ápices de blocos altos limitados lateralmente por falhas selantes. As falhas podem ser selantes mesmo quando justapõem dois arenitos, como ocorre nos reservatórios de gás da formação Penedo, a cerca de 3000m de profundidade (Weidmann & Formoso, 1987).

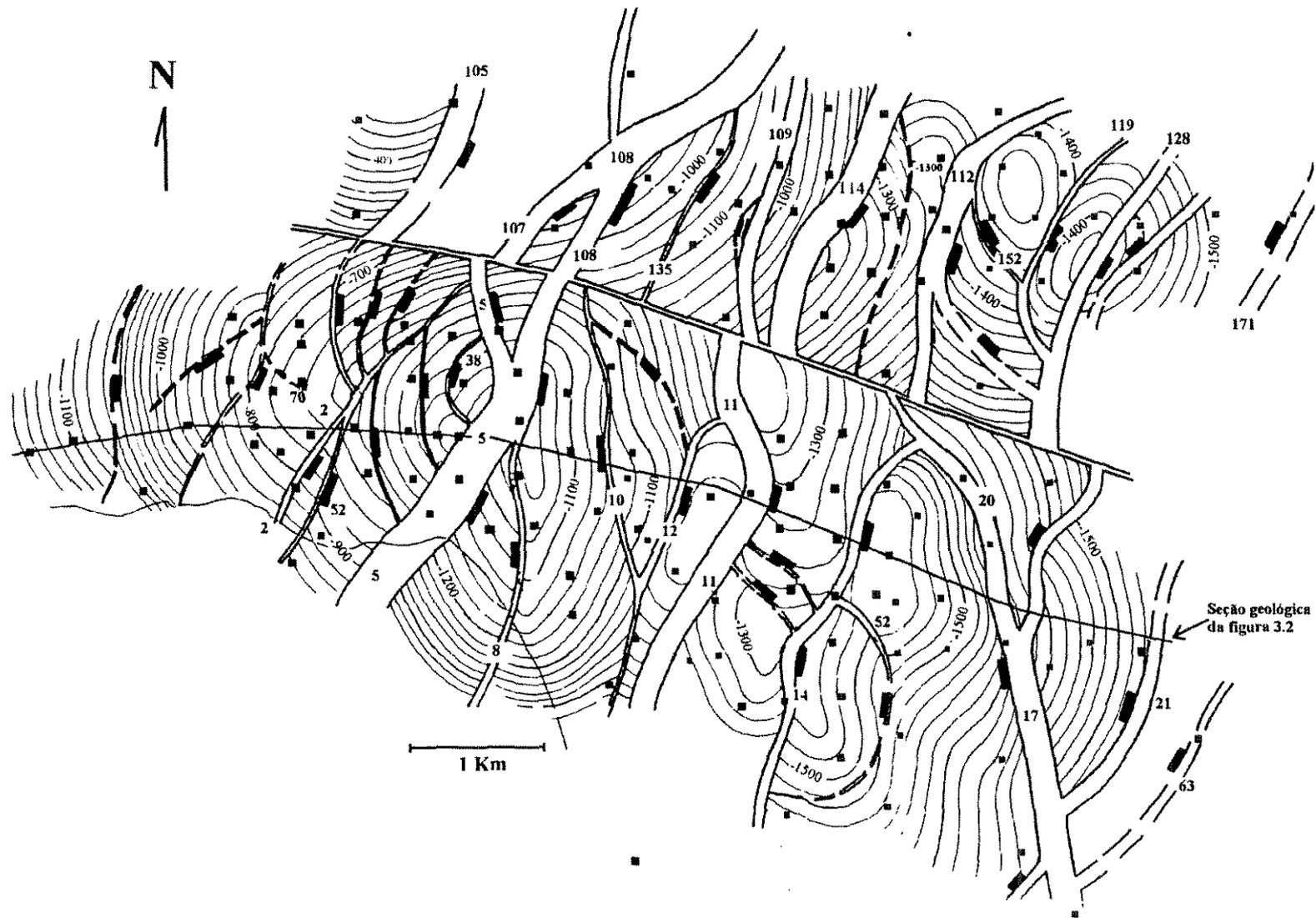


Figura 3.1 - Mapa estrutural do campo de petróleo estudado, a nível do topo da Unidade CSO-III (adaptado de Weidmann & Formoso, 1987), com o número de identificação de falhas.

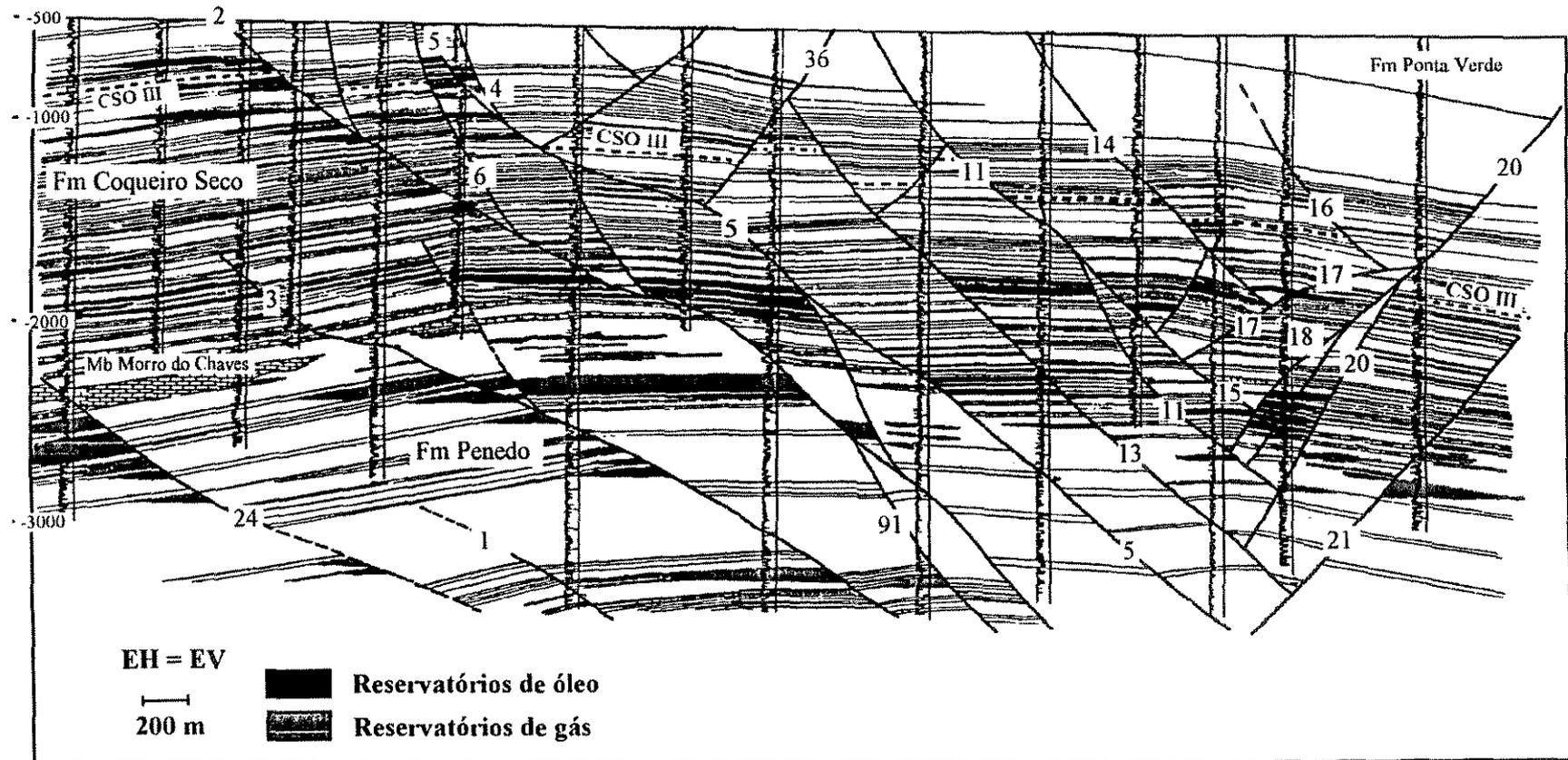


Figura 3.2 - Seção geológica do campo estudado (adaptada de Weidmann e Formoso, 1987; e de Borba, 1994), com a identificação das principais falhas.

Além das acumulações de petróleo diretamente associadas às falhas selantes, existem também aquelas relacionadas à domificação de blocos. De importância muito menor, ocorrem acumulações de origem estratigráfica na base da Formação Coqueiro Seco.

A compartimentação produzida pelas falhas, associada à densa intercalação de reservatórios com folhelhos contínuos produzida pelo sistema deltaico, foi responsável pela formação de centenas de acumulações distintas, cada qual com diferentes contatos entre fluidos e comportamento de pressão.

3.3. Amostragem de falhas

A maioria dos exemplos de bancos de dados de falhas existentes na literatura são oriundas da sísmica de reflexão (Freeman *et al.*, 1990; Yielding *et al.* 1992; Watterson & Veen, 1994). Por outro lado, no caso do campo estudado e de grande parte dos campos terrestres brasileiros, o método sísmico ainda apresenta problemas de qualidade e resolução, tornando os poços as principais fontes de dados, não somente de ocorrência de falhas, mas também de praticamente todas as informações importantes à caracterização dos reservatórios.

3.3.1. Critérios para determinação de falhas

O principal critério utilizado para a identificação de uma falha em um poço tem sido a ausência de seção constatada na correlação entre poços, permitindo, desta forma, estimar o rejeito vertical. No campo estudado, o mergulho médio das camadas é de 7°, podendo atingir 24° junto à borda oeste do mesmo. Considerando o baixo mergulho, poços verticais e deslocamentos normais, a ausência de seção medida corresponde aproximadamente ao próprio rejeito vertical. A resolução é satisfatória, já que o campo possui um número razoável de *data* estratigráficos confiáveis. Entretanto, fenômenos como a variação lateral de fácies podem confundir e provocar erros na estimativa dos rejeitos de falhas, especialmente nas de pequeno porte.

Outro método que auxilia o anterior é a utilização de perfis *dipmeter*, que permitem a visualização do ponto onde ocorre a falha, e de estruturas associadas como *drags* e *rollovers* (Garcia *et al.*, 1987).

No caso específico do campo estudado, o brusco aparecimento de indícios e/ou presença de óleo ou gás durante a perfuração dos poços, é indicativo de ocorrência de uma falha.

Durante a exploração do campo, os dados de produção (registros de pressão, diferentes contatos entre fluidos, fatores de recuperação anômalos), permitem a inferência de falhas selantes não atravessadas por poços. Algumas dessas falhas constam nos mapas do campo, mas não são consideradas no presente estudo.

Também são indicadores da existência de falhas as variações bruscas no traçado de curvas de nível em mapas estruturais de horizontes geológicos.

Finalmente, as seções sísmicas 2D existentes, em áreas com baixa densidade de poços, apesar da qualidade precária, podem revelar a existência de falhas com rejeito em geral superior a 100m.

3.3.2. Elaboração do banco de dados

Baseado nos registros de falhas em poços, um banco de dados foi elaborado por Borba (1994), contendo 502 ocorrências de falhas no campo. Os registros foram correlacionados com base nos mapas e seções confeccionados durante o desenvolvimento do campo, sendo então atribuído um número de identificação igual para registros pertencentes a uma mesma falha.

Desta correlação resultou a compilação de 180 diferentes falhas para o campo. A maior falha, identificada como falha 2, foi amostrada em 36 pontos (poços) diferentes. Entretanto, 65% das falhas foram amostradas somente uma vez.

Constam neste banco de dados, para cada registro, dados como o nome do poço, coordenadas UTM, profundidade e cota do registro, unidade geológica (zona de produção) do bloco alto e do bloco baixo e fluido associado (água, óleo ou gás). Também fazem parte atributos estimados, como o rejeito vertical, e interpretados, como o número de acumulações associadas à falha e a orientação (direção e mergulho).

A partir desses dados, foram feitos mapas de iso-profundidade e iso-rejeito para 25 falhas com mais de 5 registros, de modo a fornecer a direção e mergulhos médios dos planos, complementando o banco de dados original.

3.4. Caracterização geométrica dos planos de falha

3.4.1. Mapas de Isopropundidade

A partir do banco de dados das falhas do campo, foram elaborados mapas de iso-profundidade (figura 3.3) de cada falha individual, com o objetivo de se analisar a forma do plano de falha e a qualidade da correlação.

Para a confecção dos mapas, o método de estimativa aplicado foi a krigagem com deriva, utilizando-se o programa ISATIS (Transvalor, 1993). Para as falhas com menos de 10 amostras, os mapas foram traçados manualmente. A krigagem com deriva linear foi o melhor método interpolador encontrado para a elaboração dos mapas de plano de falha, por serem as variáveis profundidade e rejeito fortemente não estacionárias.

A figura 3.4 mostra os mapas de isopropundidade combinados das falhas 5 e 112, parte superior de um conjunto de falhas limitado na base pelas falhas 2 e 114. Nestes mapas, percebe-se a presença da zona de transferência de direção NW-SE.

Após a confecção dos mapas, verificou-se que alguns registros não estavam bem correlacionados, resultando em distorções geologicamente inaceitáveis no formato dos planos de falha mapeados. Com isso, alguns registros do arquivo foram alterados, com mudança no número de identificação da falha.

A partir dos mapas, puderam ser obtidos os valores médios de direção e mergulho do plano de falha, que foram plotados em estereogramas (figura 3.5), calculados com o programa DIPS (Hoek & Diederichs, 1989). Os estereogramas mostram falhas com direção predominante N30°E, com baixo ângulo de mergulho (em torno de 40° para SE). Um conjunto de falhas antitéticas, de menor porte, possui direção média N-S, mergulhando em média 40° para W.

Fisicamente, não é prevista a formação de pares conjugados de falhas de baixo ângulo (Suppe, 1985; Walsh & Watterson, 1988b). Segundo Walsh & Watterson (1988b), mergulhos inferiores a 50° são característicos de falhas de crescimento ou deslizamentos gravitacionais. No presente caso, as falhas principais podem ter sido rotacionadas devido à atividade da falha de borda, mas isso provocaria um aumento no ângulo de mergulho das falhas antitéticas, o que não é observado. Outra possibilidade é que, embora os mapas sinalizem falhas planares, na realidade podem fazer parte da porção inferior de falhas lítricas, com o baixo ângulo resultante da compactação (conforme Xiao & Suppe, 1989).

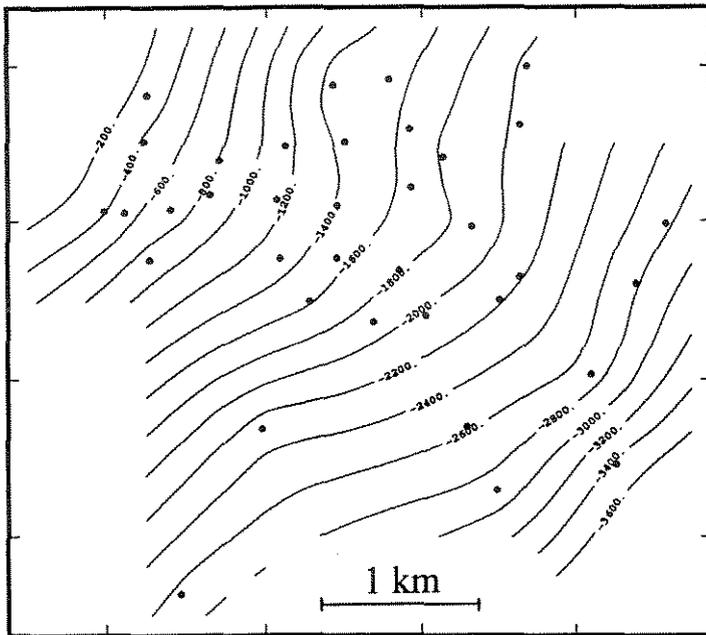
Os mapas de planos de grande parte das falhas do campo (fig. 3.3) mostram tratar-se de falhas aproximadamente planares, devido à ausência de grandes variações no gradiente e na direção das curvas. Também foram identificadas formas convexas em algumas falhas principais do campo, por exemplo, a falha 2 (figura 3.3). A formação de planos convexos (anti-lítricos) é prevista segundo as modelagens de McClay *et al.* (1991), onde ocorre a formação de um *graben* de colapso no ápice do *rollover* associado à uma falha lítrica. Neste *graben*, falhas convexas se formam na sequência de sedimentos pré-falhamento (figura 3.6).

Uma explicação possível para a formação de falhas convexas é pelo aumento da pressão de poros com a profundidade, produzido pela redução da porosidade em rochas saturadas de água (Walsh & Watterson, 1988b). Segundo os autores, as variações no mergulho das falhas pode ter implicações importantes na retenção de volumes de petróleo, produzindo fechamentos estruturais no bloco alto (em falhas convexas) ou no bloco baixo (falhas côncavas).

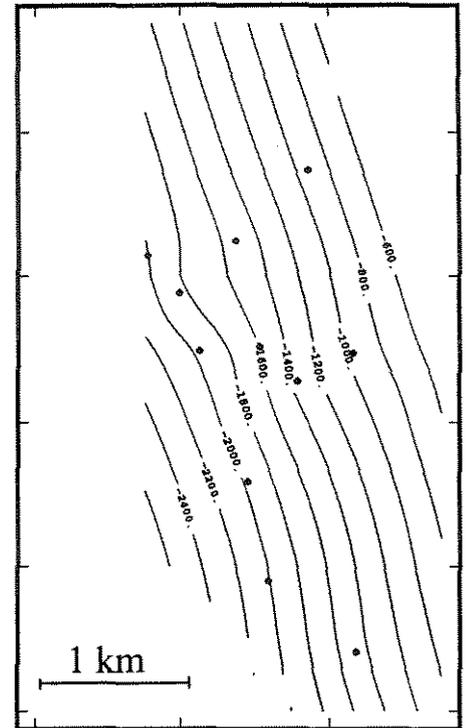
3.4.2. Mapas de iso-rejeito

Os mapas de iso-rejeito de falhas individuais mostram diferentes tipos de padrão:

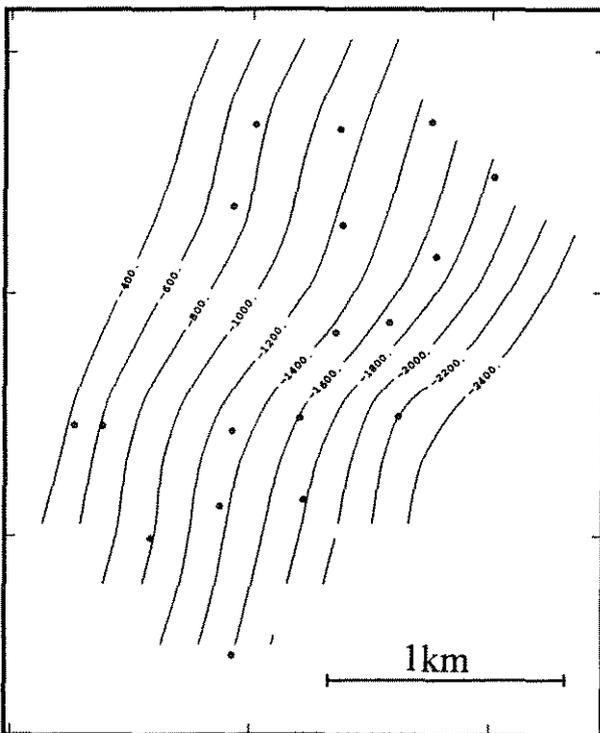
a) rejeitos progressivamente maiores com a profundidade, por exemplo, na falha 2 (figura 3.7). O fenômeno ocorre devido à coalescência de falhas em profundidade, havendo uma soma dos rejeitos (*hard-linkage*, de Walsh & Watterson, 1991). Esta explicação é reforçada pelo fato de não haver espessamento dos sedimentos situados no bloco rebaixado na região central do campo, que também poderia indicar esta geometria;



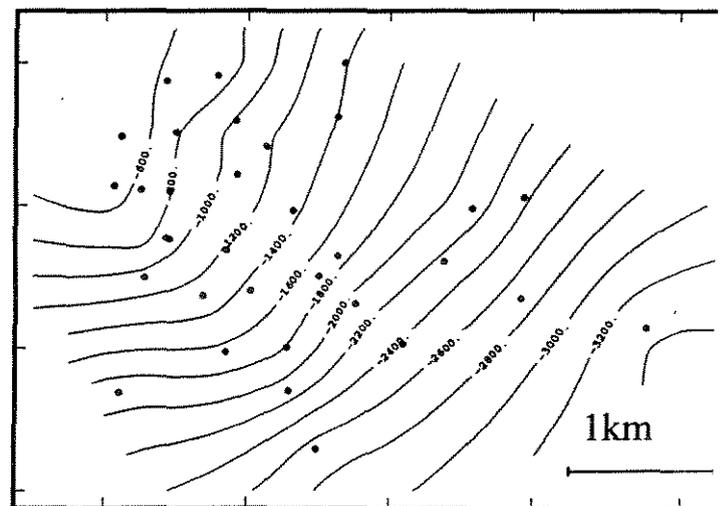
falha 2



falha 20



falha 14



falha 5

Figura 3.3 - Mapas de isoprofundidade de algumas falhas principais do campo.

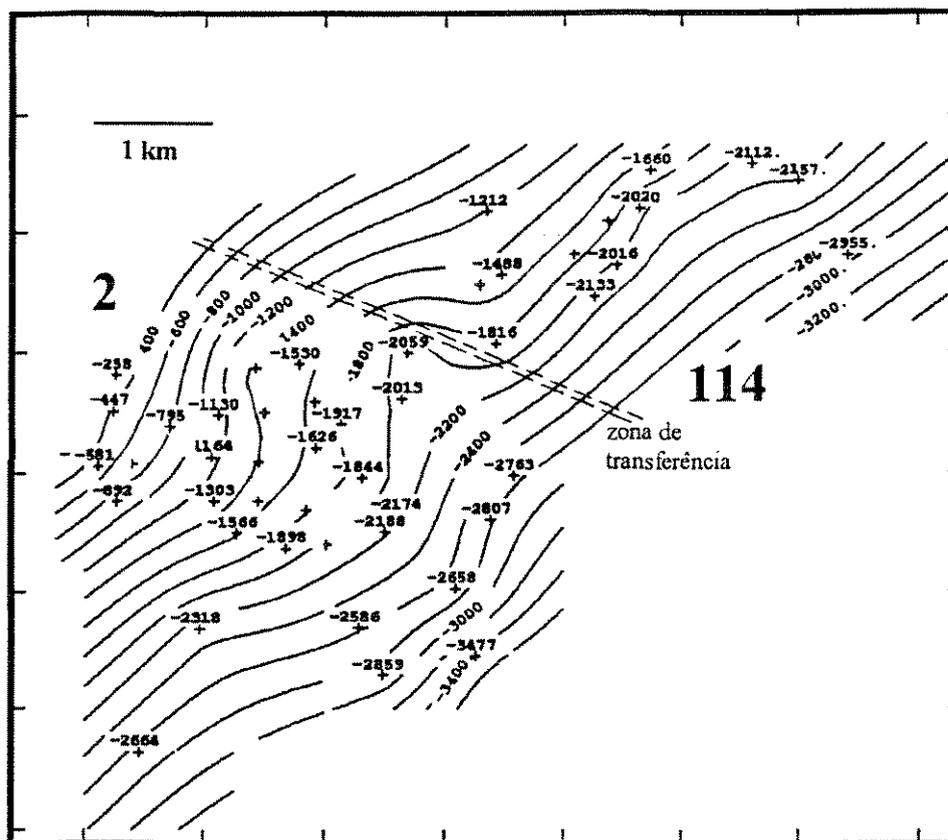
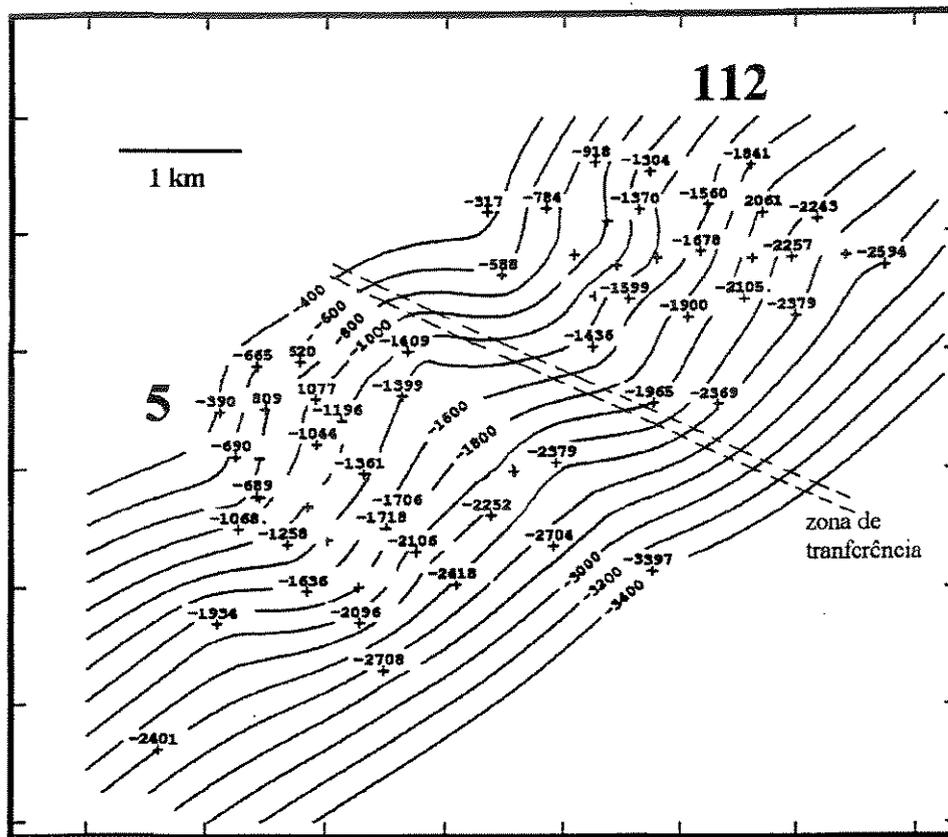


Figura 3.4 - Mapas de isopropfundidade do topo (falhas 5 e 112) e da base (falhas 2 e 114) de um conjunto importante de falhas do campo.

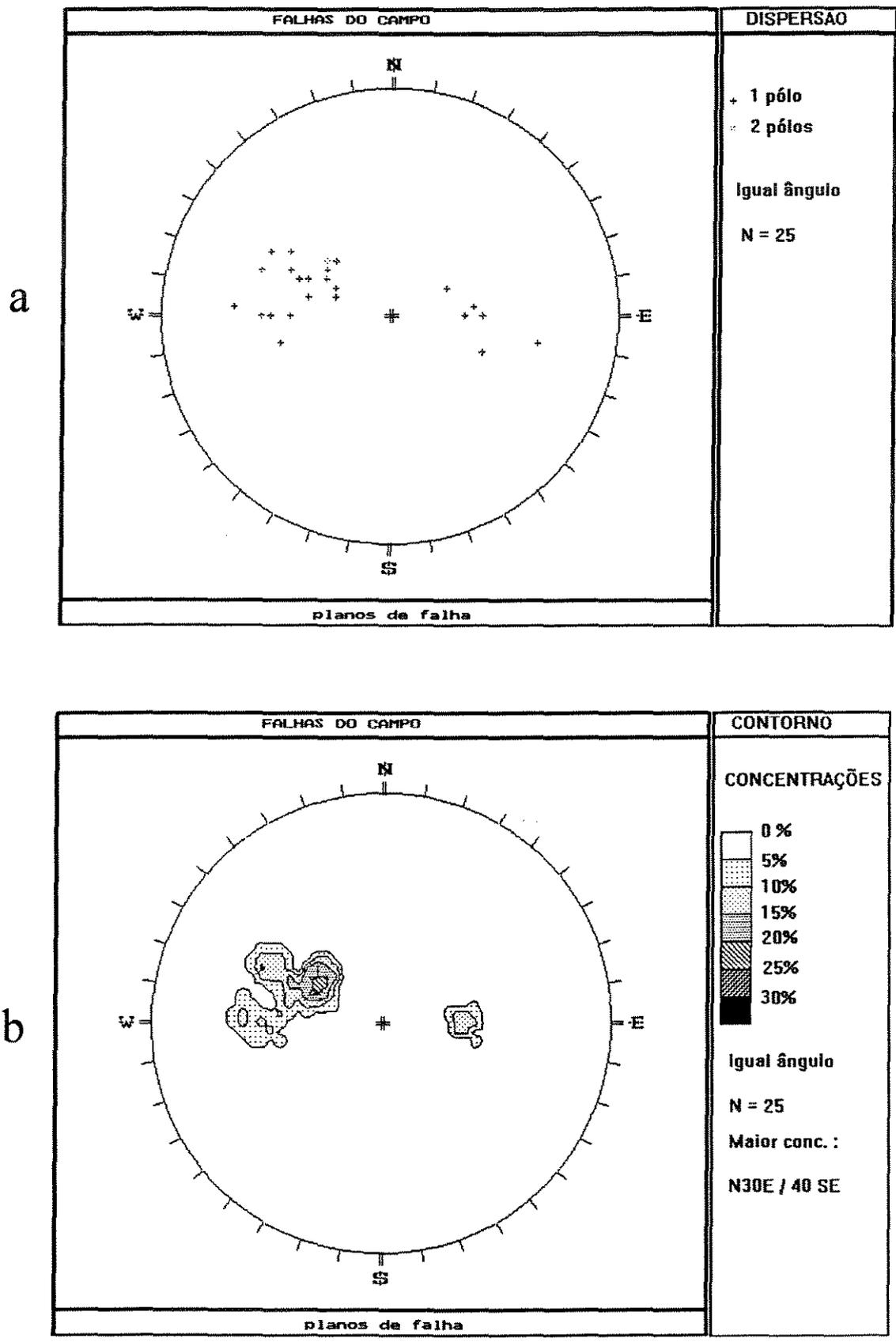


Figura 3.5 - Projeção estereográfica de pólos de planos de falha do campo. a) dispersão, b) contorno.

b) concentrações de rejeitos verticais elevados em duas ou mais áreas do mapa, como na falha 14 (figura 3.7). Esta feição sugere tratar-se de dois ou mais segmentos de falha, que durante o mapeamento foram agrupados como uma falha única. Neste caso, os segmentos podem não estar fisicamente unidos, constituindo um *soft-linkage* (Walsh & Watterson, 1991);

c) padrões aleatórios. Nestes casos não há uma regularidade na distribuição dos rejeitos verticais. Ocorrem em falhas de menor porte, com amostragem insuficiente para a elaboração de um mapa conclusivo. No caso de pequenos rejeitos, há uma maior possibilidade de estimativa incorreta do valor do rejeito;

Os padrões elípticos, teoricamente esperados para falhas individuais (Barnett *et al.*, 1987) não foram observados. Assim, falhas de grande porte, que extrapolam o tamanho do campo, podem na prática ser consideradas de tamanho infinito (Halbwachs *et al.*, 1996).

O esperado formato elíptico para falhas individuais, na prática raramente é observado (Walsh & Watterson, 1996), pois falhas individuais podem constituir parte de um conjunto bastante complexo de segmentos de falha que interagem entre si. No caso aqui analisado ainda são considerados os seguintes fatos:

a) as falhas não são amostradas em toda sua extensão. Sua porção superior foi erodida e a inferior não foi alcançada por poços;

b) como a área é estruturalmente complexa, muitas falhas são cortadas por outras, ocorrendo uma brusca interrupção dos planos;

c) efeito das bifurcações de pequeno porte, não detectadas pelo método de amostragem, que geram padrões complexos. Por exemplo, em um poço é observado um rejeito de 100m. No poço vizinho a mesma falha pode estar ramificada em uma de 80m e outra de 20m, esta última não detectada através de perfis;

d) erros na correlação podem produzir mapas com padrão irregular, conforme discutido por Freeman *et al.* (1990) e Badley *et al.* (1991).

A figura 3.8 mostra um mapa da soma de todos os rejeitos do sistema de falhas 2 e 5, e de diversos segmentos de falha situados entre essas duas falhas principais. Nota-se, a leste, uma área onde parte das falhas do sistema foram erodidas, e a oeste, parte que não foi atingida pelos poços. Na área central, totalmente amostrada por poços, observa-se um padrão

mais consistente, sugerindo a continuidade da falha para sudoeste. Alguns poços apresentam a soma de rejeitos anormalmente baixa, o que leva à suspeita da existência de falhas não identificadas em poços.

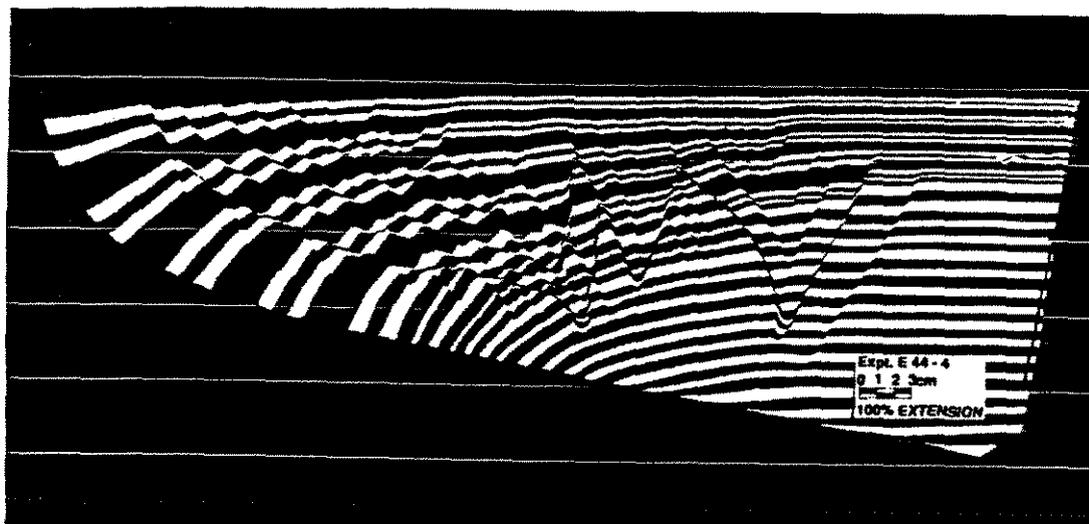


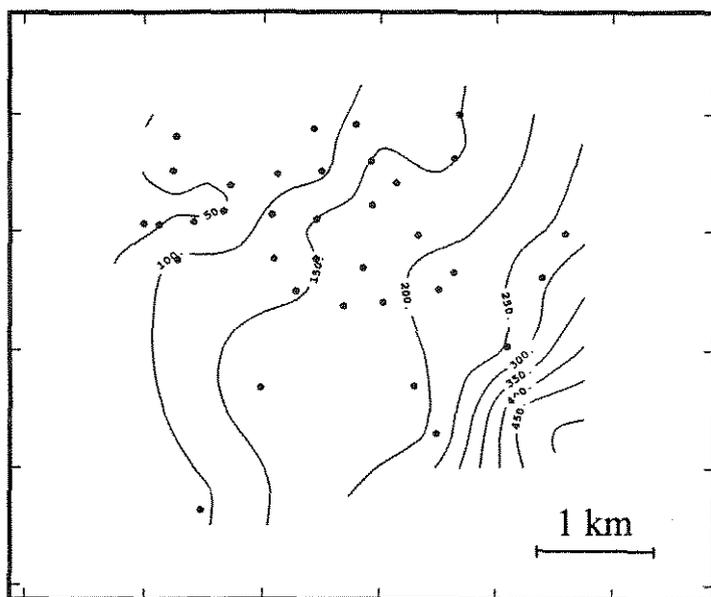
Figura 3.6 - Modelagem de *rollover* em areia (McClay *et al.*, 1991).

3.5. Distribuição de tamanho de falhas

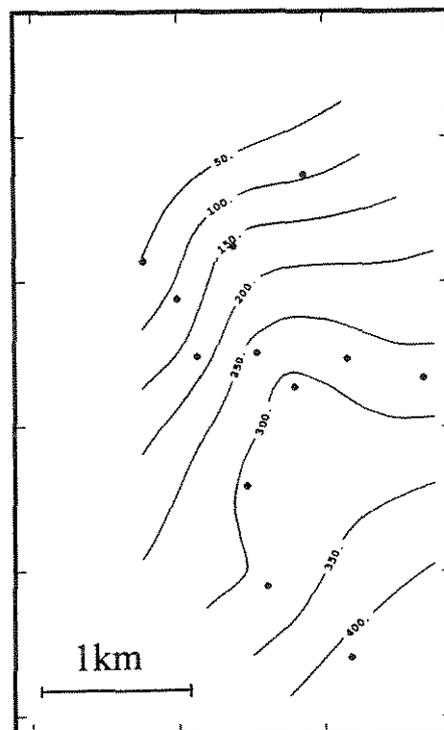
Pretende-se aqui fazer um estudo estatístico da população de falhas existente no campo de petróleo, dirigido à previsão de falhas com dimensão abaixo da resolução do método de amostragem.

O parâmetro escolhido para caracterizar a população de tamanho de falhas foi o rejeito vertical, por ser uma variável menos interpretativa do que outros atributos, como comprimento.

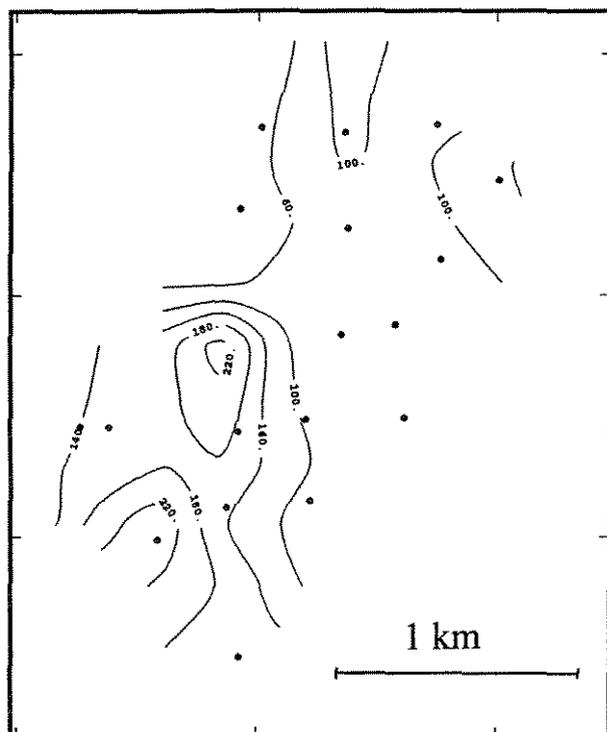
O conjunto de rejeitos medidos e de rejeitos máximos de falhas correlacionadas (figura 3.9) mostram à primeira análise uma distribuição lognormal. Entretanto, a cauda esquerda desta distribuição é resultante da perda de resolução do método de detecção para falhas com rejeito menor do que 30m, ocasionando subamostragem. Conforme o apresentado no Capítulo 2, a população de falhas costuma seguir uma lei de potência (fractal), esperando-se então falhas progressivamente menores em quantidade cada vez maior.



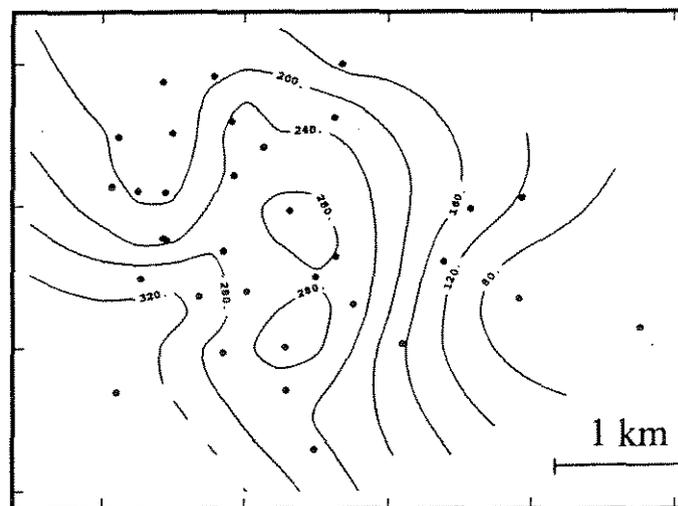
falha 2



falha 20



falha 14



falha 5

Figura 3.7 - Mapas de iso-rejeito de algumas falhas do campo de petróleo. Os pontos indicam os poços que cortam o plano de falha.

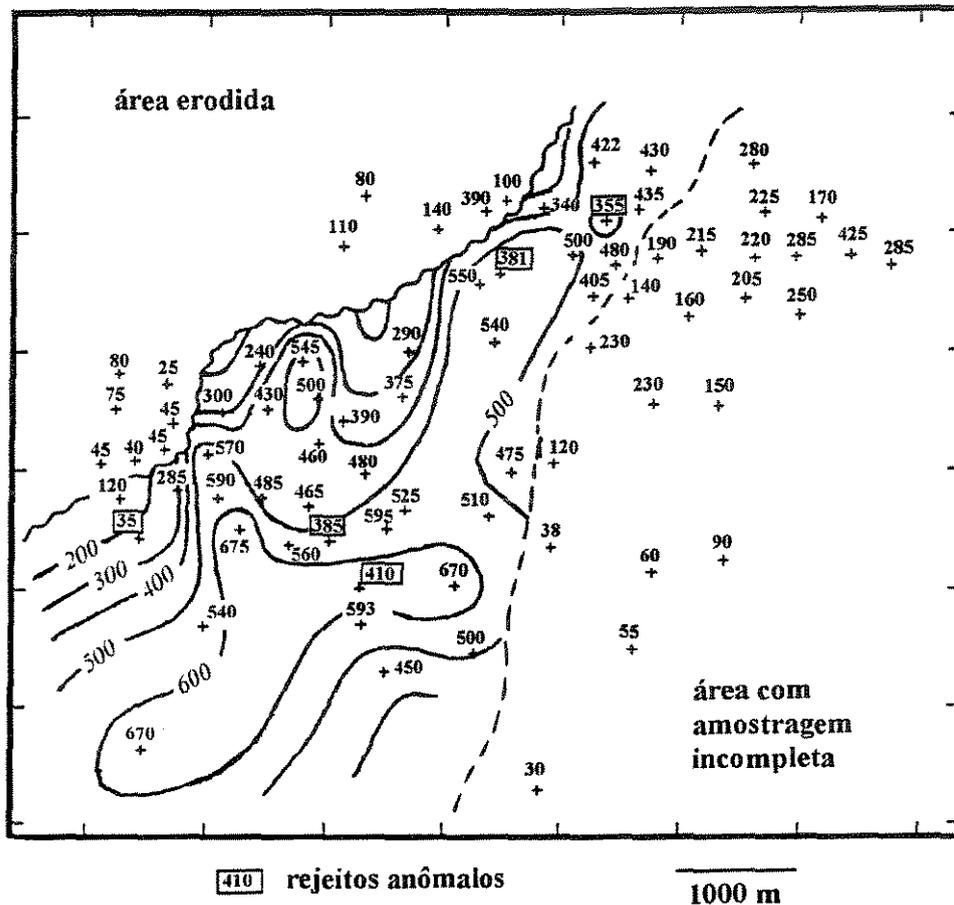


Figura 3.8 - Mapa da soma de rejeitos do conjunto de falhas 2 e 5.

Este padrão fractal pode ser didaticamente visto na figura 3.10, onde microfalhas presentes num testemunho refletem a estrutura maior do campo.

Visando delimitar o espaço amostral, escolheu-se uma envoltória limitada pelos poços do campo, totalizando 47 km^2 . Na vertical, somente foram considerados os dados entre -500m e -2000m , pois acima de -500m vários poços não foram perfilados, e abaixo de -2000m a densidade de poços é baixa. Desta forma, obteve-se um volume de $70,5 \text{ km}^3$, pesquisado por 131 poços. Neste espaço amostral, nenhum quadrado com mais de $1,5 \times 1,5 \text{ km}$ ocorre sem poços. Como, segundo a relação comprimento/deslocamento (Capítulo 2 desta dissertação), uma falha de 30m de rejeito deve ter cerca de 3100m de comprimento, por exemplo, então espera-se que o espaçamento dos poços (cerca de 400m , com um máximo de 1500m) deva permitir uma amostragem tridimensional. A amostragem também deve ser favorecida devido ao baixo ângulo das falhas, que são interceptadas pelos poços verticais. Foram então considerados somente os rejeitos máximos das falhas correlacionadas, considerando como

sendo o valor representativo de cada falha (conforme a metodologia de Yielding *et al.*, 1992). A frequência dos rejeitos foi normalizada em relação ao volume do bloco, obtendo-se assim a densidade acumulada, na forma de número de falhas por km³.

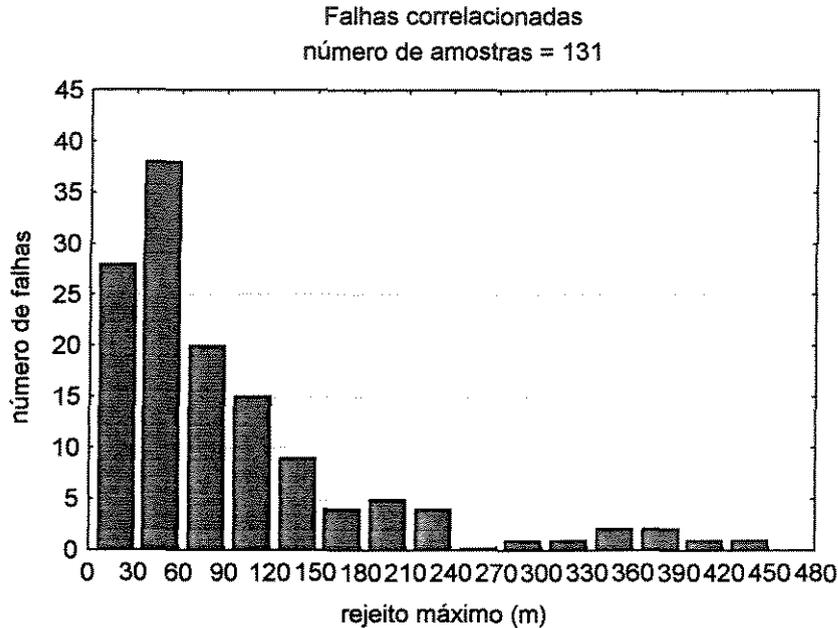


Figura 3.9 - Histograma dos rejeitos máximos de falhas correlacionadas. Notar a subamostragem dos pequenos rejeitos.

A distribuição de rejeitos ajustou bem num modelo exponencial (figura 3.11), melhor do que o modelo fractal (figura 3.12). Segundo Pickering *et al.* (1995) isto ocorre devido à deterioração da distribuição original devido às deficiências da amostragem, que tornam o conjunto de amostras não representativo da população.

O gráfico bilogarítmico resultante das falhas correlacionadas é apresentado na figura 3.12, mostrando um trecho reto entre 40m e 250m de rejeito. O ajuste da reta neste intervalo forneceu $D_3 = 1,20$, com coeficiente de correlação $R^2 = 0,976$. Para rejeitos menores do que 40m é observado o desvio inferior. A reta extrapolada permite a predição da densidade de falhas de menor rejeito no bloco estudado.

Acima de 250m de rejeito é observado o desvio superior. Este efeito é comum quando o espaço amostral é insuficiente para investigar grandes eventos (Pickering *et al.*, 1995).

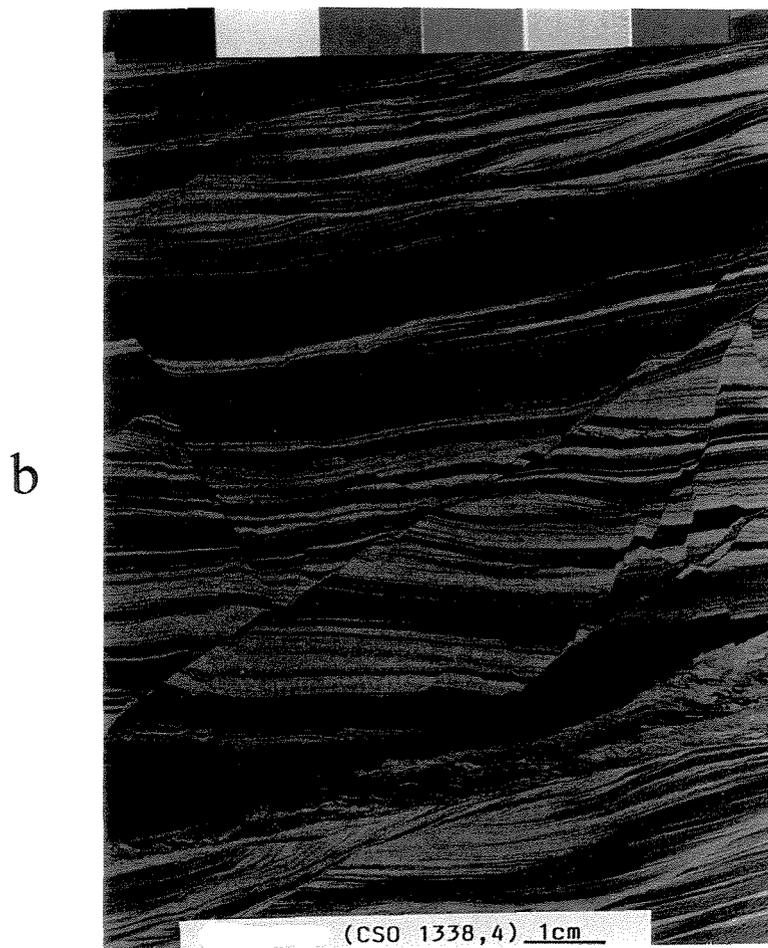
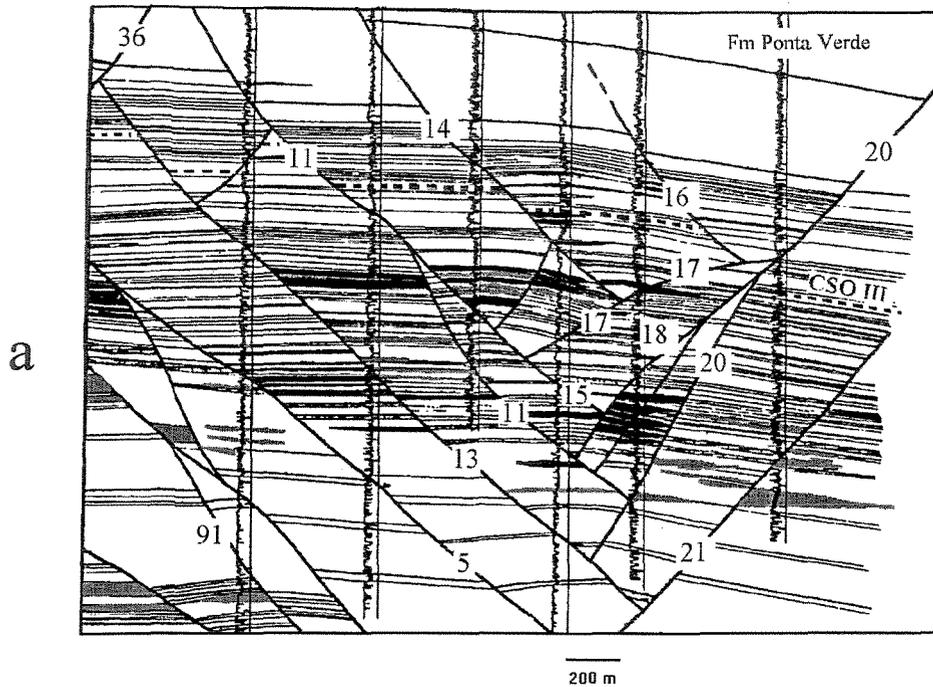


Figura 3.10 - Geometria das falhas: a) na grande escala (campo), b) na pequena escala (testemunho). Notar repetição do padrão nas duas escalas, sugerindo geometria fractal.

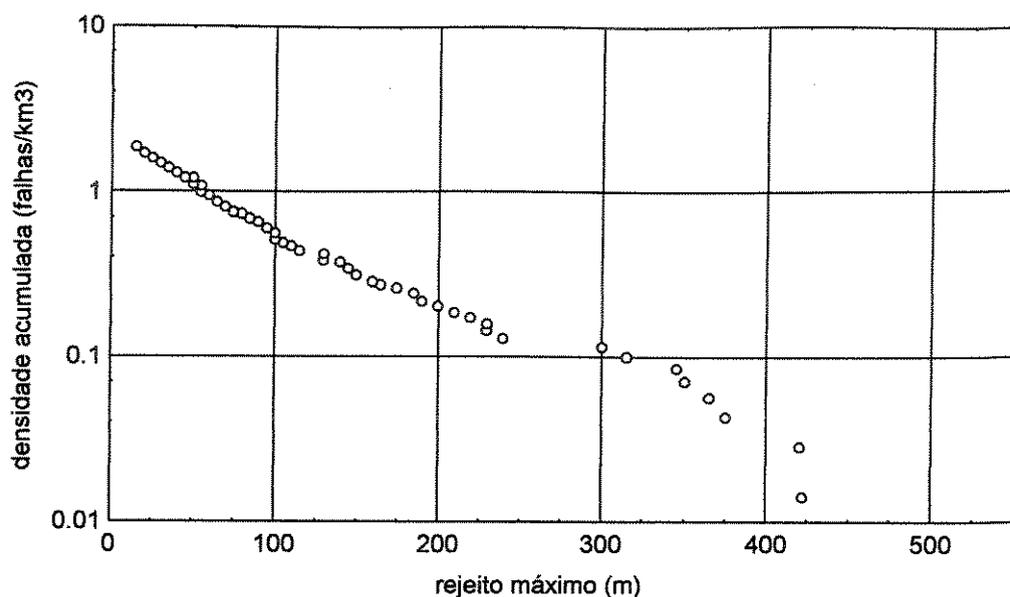


Figura 3.11 - Gráfico de rejeito máximo de falhas correlacionadas *versus* logaritmo da densidade acumulada de falhas, mostrando uma tendência de distribuição exponencial.

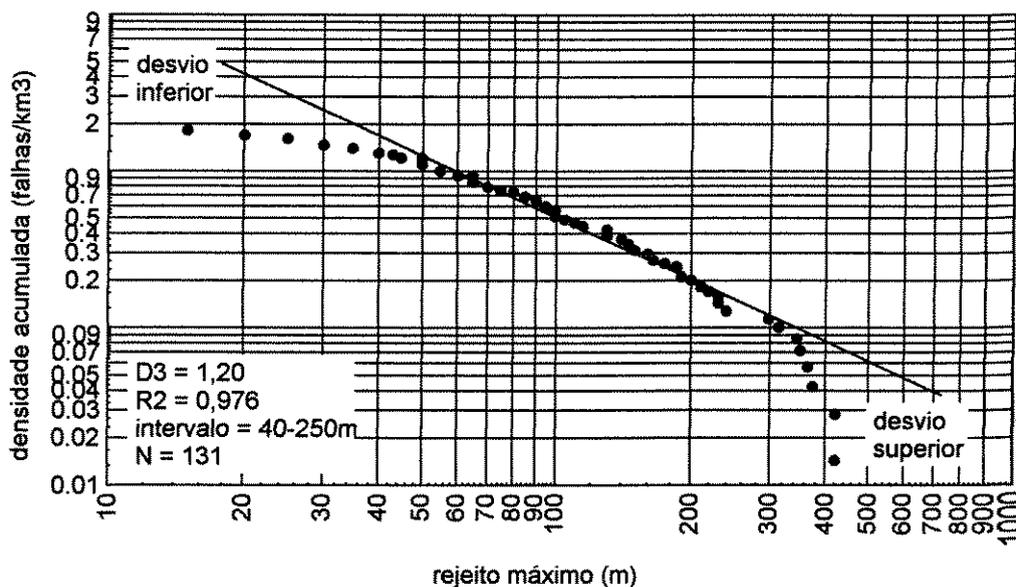


Figura 3.12 - Gráfico bilogarítmico de rejeitos máximos de falhas correlacionadas *versus* densidade acumulada de falhas.

Apesar da perda de resolução e conseqüente subamostragem das falhas com rejeitos menores do que 40m, a extrapolação da reta sugere a presença dessas falhas ao longo do campo. Embora não detectadas, estas falhas são importantes heterogeneidades, que podem ser fundamentais na distribuição dos volumes de petróleo e no comportamento dos reservatórios do campo. Podem inclusive ser responsáveis pela acumulação de volumes ainda não descobertos dentro de um campo considerado em estágio maduro de exploração. De fato, o mapa da figura 3.8 mostra a presença de valores anômalos, possivelmente devido à não detecção de algumas falhas, cuja ação deve ser levada em consideração para o balanceamento dos rejeitos.

Conforme Yielding *et al.* (1992), esperar-se-iam valores mais elevados para D_3 (em geral maiores do que 2) numa amostragem tridimensional. Entretanto, a inexistência de exemplos reais na literatura não permite a comparação com o expoente aqui obtido. Além disso, é preciso tratar de modo crítico a caracterização fractal de tamanhos de falha aqui realizada, pelos seguintes motivos:

a) nas falhas amostradas em poucos poços, o rejeito máximo obtido pode não ser o verdadeiro;

b) a correlação de falhas é interpretativa e em parte subjetiva. Como foi discutido na seção 3.4.2, duas ou mais falhas distintas podem ter sido indevidamente agrupadas. Isto pode resultar numa subestimação de D_3 , e ser um forte indicador de que falhas de pequeno porte estão sendo indevidamente agrupadas. A figura 3.13 ilustra como a interpretação estrutural está sujeita à subjetividade, mesmo quando a quantidade de informações é grande;

c) o espaçamento entre poços foi insuficiente para amostrar de forma tridimensional as falhas, especialmente as subverticais;

d) dificuldade em diferenciar um conjunto de pequenas falhas densamente espaçadas de uma falha maior individual;

Utilizando-se o mapa do topo da unidade CSO-III (figura 3.1), situado no intervalo de profundidade do bloco analisado anteriormente, foi feita a amostragem em linha (unidimensional), perpendicularmente às estruturas principais. O histograma (figura 3.14) mostra as falhas de menor porte em maior quantidade, e o gráfico bilogárítmico (figura 3.15) mostra distribuição em lei de potência no intervalo entre 30 e 150m, fornecendo $D_1 = 0,67$

($R^2 = 0.980$). Este valor é semelhante ao encontrado na literatura (Yielding *et al.*, 1992; Marret & Almendinger, 1992). Falhas menores do que 30m, possivelmente existentes, conforme discutido nos parágrafos anteriores, não foram representadas no mapa.

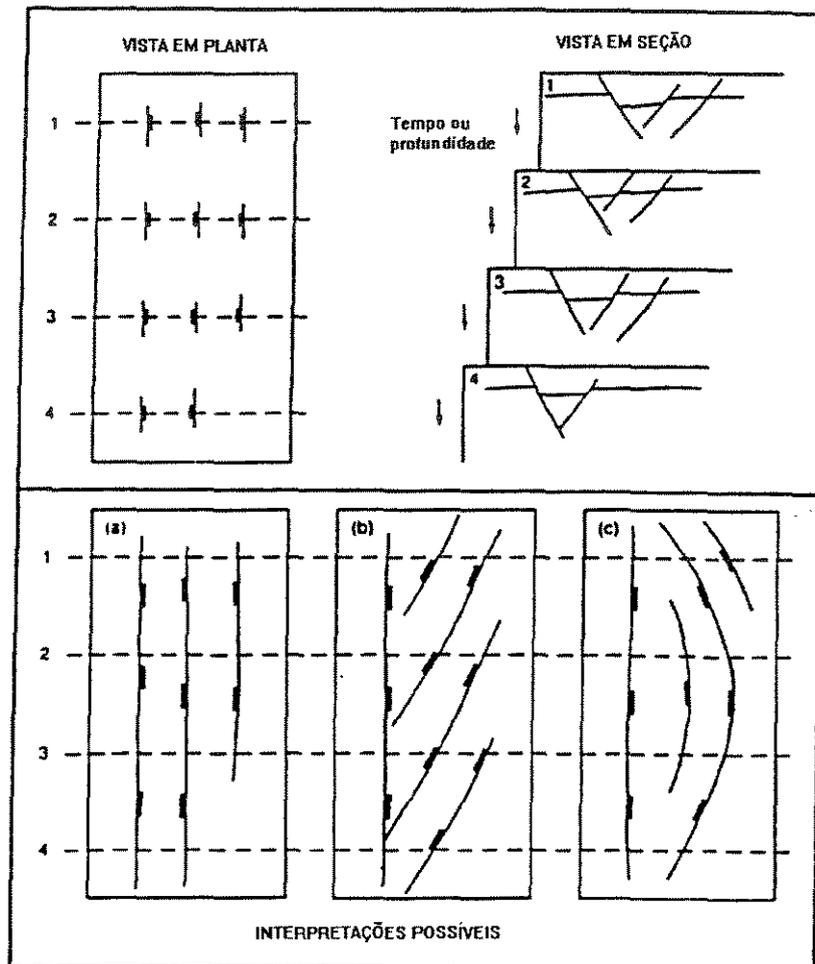


Figura 3.13 - Exemplos de subjetividade na interpretação estrutural (modificado de Badley *et al.*, 1991).

Nota-se o pequeno intervalo de magnitude de tamanho de rejeitos fornecido pelo mapa estrutural, que somado ao restrito número de amostras e ao caráter interpretativo do mapa, tornam patente a dificuldade na obtenção de parâmetros de escala através deste tipo de dados. Mapas oriundos de um levantamento sísmico 3D de boa qualidade forneceriam informações mais precisas.

O exemplo apresentado mostrou como o processo de amostragem e interpretação pode deteriorar uma distribuição original da população. No Capítulo 4 é realizado um estudo

semelhante em um afloramento, onde não se defronta com as mesmas dificuldades aqui encontradas.

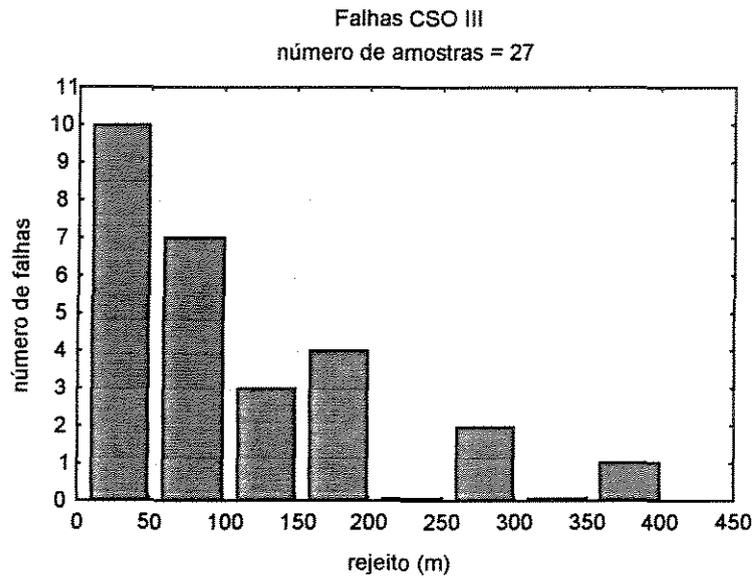


Figura 3.14 - Histograma de rejeitos amostrados em linha

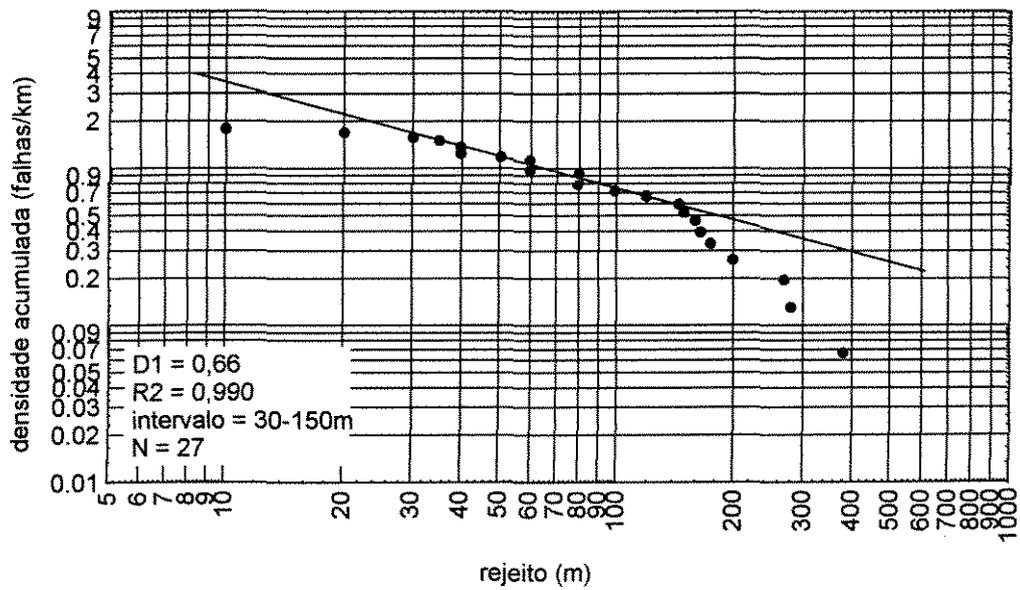


Figura 3.15 - Gráfico bilogarítmico de frequência de rejeitos amostrados em linha.

3.6. Espaçamentos

Ao longo do topo da unidade CSO-III, foram medidos, em duas linhas perpendiculares às estruturas principais, os espaçamentos entre falhas com rejeitos maiores do que 30m. Apesar do pequeno número de amostras, a distribuição aproxima-se de uma lognormal (figura 3.16), situação improvável para uma população de espaçamento de falhas, que prevê uma distribuição em lei de potência (Gillespie *et al.*, 1993). O diagrama de barras (figura 3.17) mostra a presença de poucos agrupamentos, com falhas grandes e pequenas distribuídas de forma relativamente homogênea. O coeficiente de variação obtido foi $C_v = 0,58$, indicativo de uma distribuição espacial relativamente homogênea de falhas (McCaffrey & Johnston, 1996). Possivelmente as falhas de pequeno porte, não detectadas, devem estar presentes nas imediações das falhas maiores aqui analisadas.

3.7. A compartimentação do campo por falhas selantes

Grande parte do volume de petróleo do campo encontra-se em armadilhas produzidas por selos laterais ligados às falhas. A figura 3.18 ilustra a intersecção de diversas acumulações com um plano de falha.

Verifica-se que a partir de 500m de profundidade, grande parte das falhas apresentam características selantes para óleo (figura 3.19a). A partir de 2000m, as falhas suportam colunas de até 50m de gás, mesmo quando há superposição de arenito com arenito na zona de falha. Esta distribuição dos fluidos sugere um aumento do potencial selante com a profundidade. Em situações profundas (>2200m), as falhas conseguem reter grandes colunas de gás, possivelmente pelo efeito do *gouge* formado, cuja origem é favorecida pelas pressões de confinamento elevadas, que também faz com que as falhas sejam mantidas fechadas (Knott, 1993). Pressões capilares suficientes para reter tal coluna de gás são possíveis, por exemplo, por uma zona de *gouge* com 5% de porosidade e tamanho de grão variando de 5 a 5,5 escala *phi*, equivalente a silte (figura 3.20 e tabela 3.2). Presume-se que nestas condições, as falhas produzam redução de tamanho de grão, de seleção e de arredondamento nos arenitos eólicos, gerando zonas de alta pressão capilar.

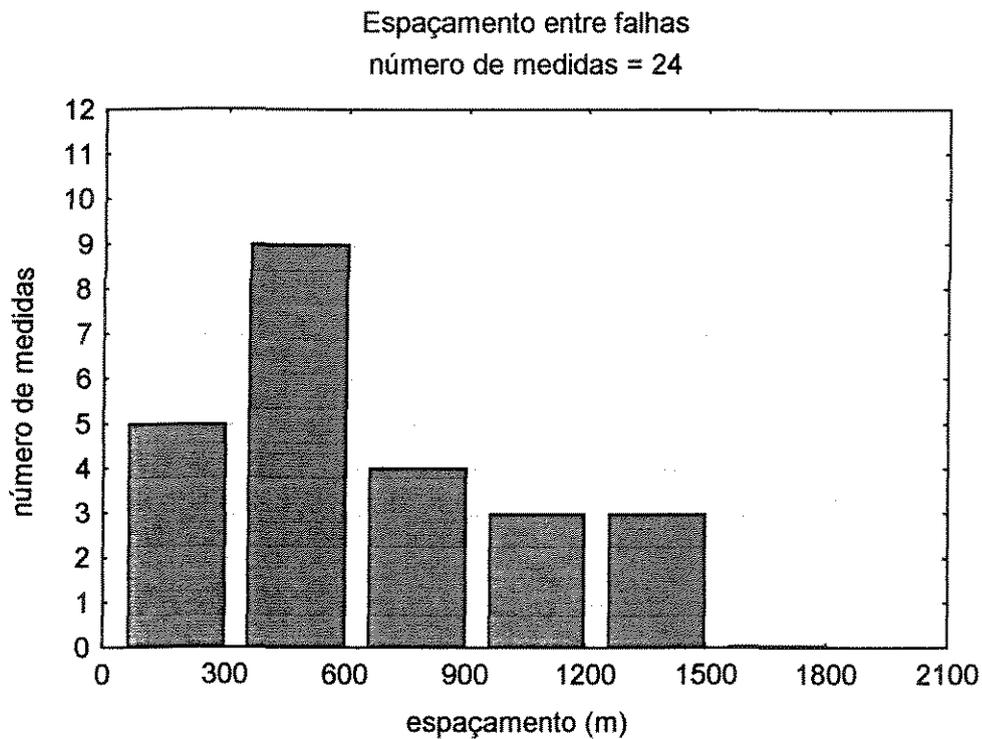


Figura 3.16 - Histograma de espaçamentos medidos ao longo de duas linhas de amostragem ao longo da unidade CSO-III

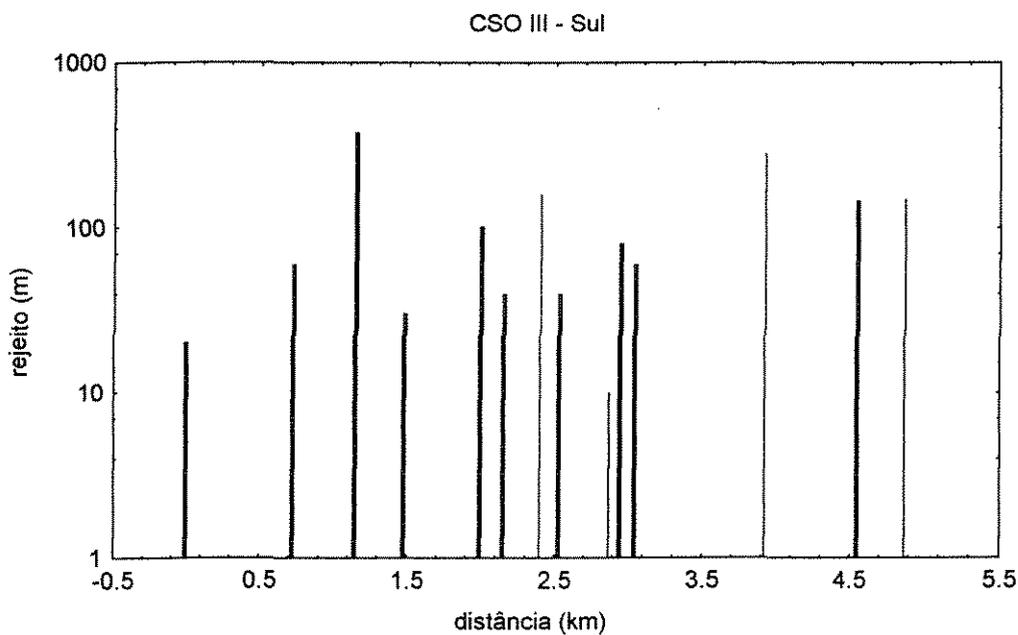


Figura 3.17 - Diagrama de barras numa seção ao longo do compartimento sul do campo.

Esta distribuição de fluidos também poderia ser explicada pela existência de diferentes janelas de geração de hidrocarbonetos. No entanto, a janela de geração de óleo se estende de 800 a 3700m na área do campo, mostrando a possibilidade de geração de óleo

abaixo de 2200m e a impossibilidade acima de 800m. O tipo de óleo do campo (originado de matéria orgânica lacustre de água doce) e a distribuição espacial das acumulações ao longo do campo sugerem que o óleo seja alóctone, vindo de baixos estruturais localizados mais a sul, e que bloquearam a migração, resultando em acumulações de menor porte nas porções leste e norte do campo.

Porosidade (%)	Tamanho de grão (escala <i>phi</i>)	raio do poro (μm)	raio da garganta de poro (μm)	Pressão capilar (atm)	Coluna de óleo (m)	Coluna de gás (m)
10	4	3,12	0,876	0,7	10,5	6,0
10	5	1,56	0,440	1,4	20,9	12,1
10	6	0,78	0,219	2,7	41,9	24,2
10	7	0,39	0,110	5,5	83,8	48,5
5	4	1,56	0,288	2,1	36,1	20,9
5	5	0,78	0,144	4,2	72,2	41,8
5	6	0,39	0,072	8,3	144,5	83,5
5	7	0,19	0,036	16,7	288,9	167,1

Tabela 3.2 - Influência das características petrofísicas do *gouge* na retenção de colunas de óleo e de gás. Simulação realizada com o programa Bass (Chang *et al.*, 1991).

O petróleo associado diretamente às falhas também costuma ocorrer em zonas estratigráficas mais ricas em intercalações de folhelhos (figuras 3.19c e d), denotando a contribuição dessas rochas para a armadilha estrutural, como capeadoras da acumulação, e talvez, como fontes de *shale-smear*.

Quanto ao rejeito, não há uma relação direta entre o número de acumulações e a dimensão do rejeito de falha (figura 3.19b), no que se refere aos rejeitos maiores do que 30m.

Quanto aos rejeitos menores, o comportamento é desconhecido. Rejeitos grandes não são promessas de falhas selantes, pois tendem a tornar menos contínuas as zonas de *shale-smear* (Lindsay *et al.*, 1993). O rejeito pode não ser decisivo, mas como há uma relação entre o rejeito e a dimensão da falha, no caso de rejeitos pequenos, o comprimento de uma falha pode não ser suficiente para configurar uma barreira lateral (Hardman & Both, 1991), embora possam interferir no comportamento do reservatório.

A forma convexa de determinados planos de falha, em intersecção com o padrão dômico das camadas de reservatório do bloco alto, constitui uma eficiente armadilha. Nota-se que as acumulações associadas à falha 2 situam-se no ápice da convexidade da falha (figura 3.18).

A fragmentação do campo produzida pelas falhas, associada às características fractais do registro sedimentar (Korvin, 1992), podem resultar numa distribuição fractal dos volumes de hidrocarbonetos do campo. De fato, a distribuição fractal de volumes de petróleo já foi discutida por Turcotte (1992) e Barton & Trousov (1996, figura 3.21), embora vários autores considerem a distribuição de tamanhos de campos de petróleo como lognormal (por exemplo, Harbaugh *et al.*, 1995). A aplicação da estatística fractal no cálculo de volumes de petróleo tem importantes implicações, pois maiores volumes são estimados, em relação ao modelo lognormal (Turcotte, 1992).

Plotando-se num gráfico bilogarítmico o volume de rocha de uma zona-bloco contendo hidrocarbonetos, contra o número acumulado de zona-bloco, é observado o trecho retilíneo ($D_v = 1,11$) indicativo da distribuição em lei de potência no intervalo entre 0,08 e 0,8% (figura 3.22). Como um todo, o conjunto é lognormal (figura 3.23). Do mesmo modo que os rejeitos de falha, o gráfico mostrou a quebra no lado esquerdo do diagrama. Esta quebra pode ser indicativa de:

- a) volumes ainda não descobertos;
- b) zonas/bloco ainda não subdivididas;
- c) erros e imprecisões de mapeamento.

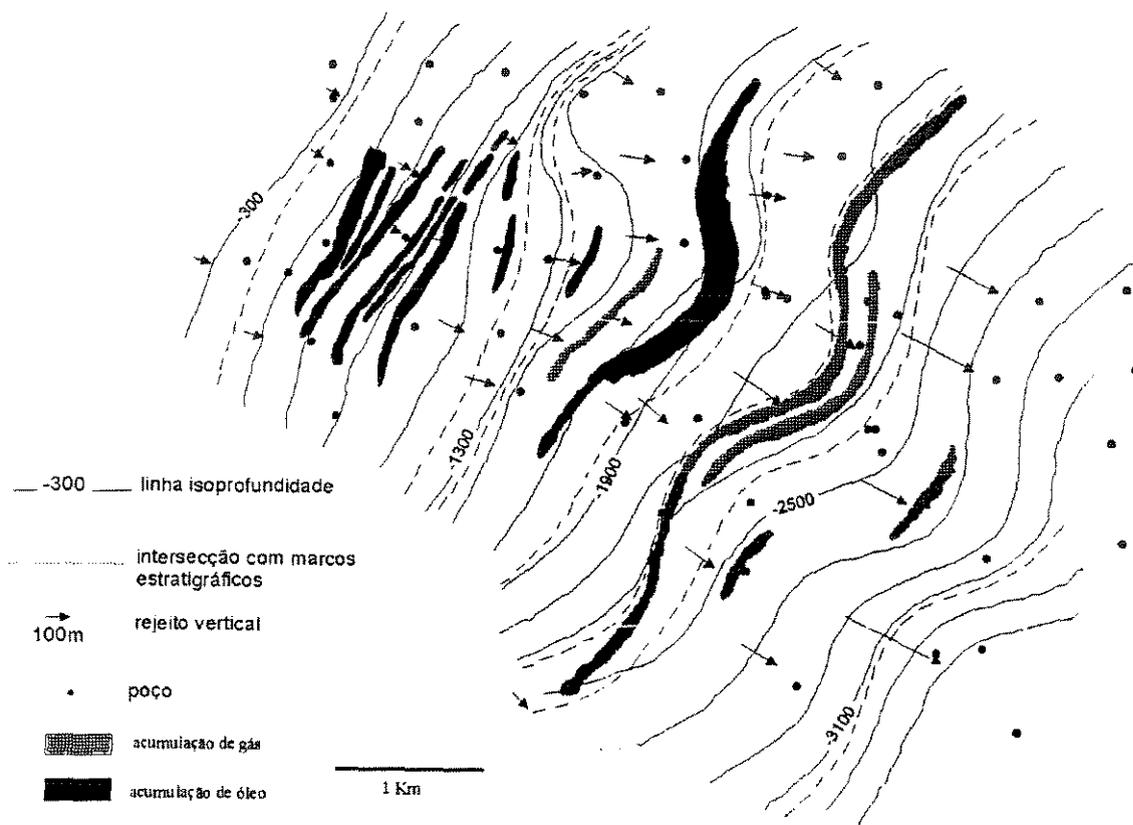


Figura 3.18 - Intersecção de plano da falha 2 com as diferentes acumulações de petróleo no campo.

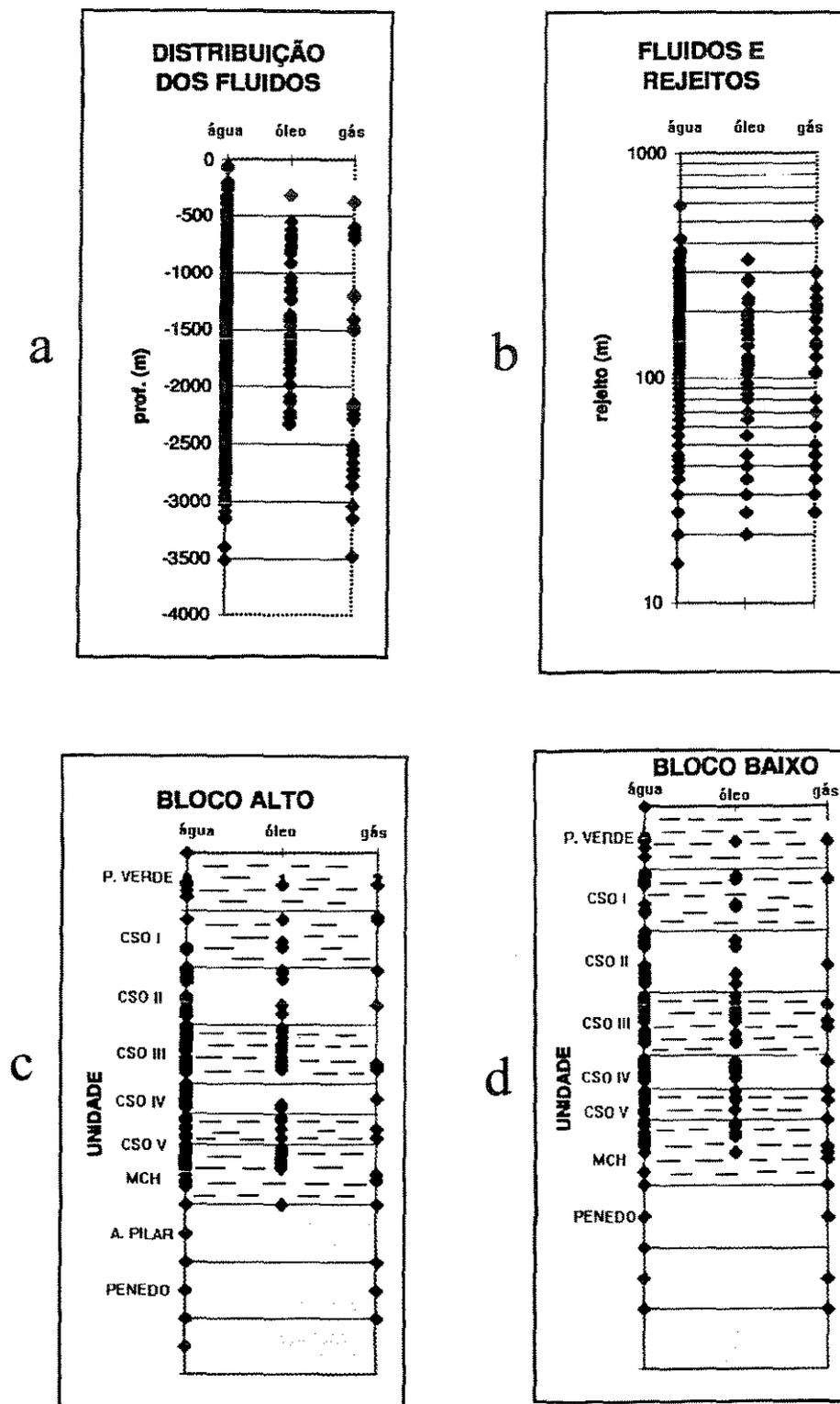
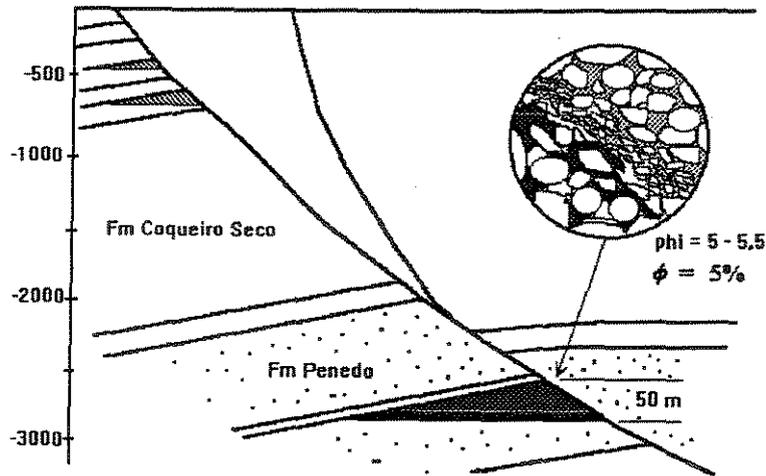


Figura 3.19 - Distribuições das ocorrências de petróleo relacionada às falhas. a) distribuição por profundidade, b) relação com o rejeito vertical. c) por zona estratigráfica do bloco alto da falha, d) por zona estratigráfica do bloco baixo justaposto. As camadas tracejadas indicam predomínio de sedimentos pelíticos.



$$P = \rho g h$$

$$P_a = 1000 \text{ kg/m}^3 \cdot 10 \text{ m/s}^2 \cdot 50\text{m} = 0,5 \text{ MPa}$$

$$P_g = 200 \text{ kg/m}^3 \cdot 10 \text{ m/s}^2 \cdot 50\text{m} = 0,1 \text{ MPa}$$

$$P_c = P_g - P_a$$

$$P_c = 0,5 - 0,1 = 0,4 \text{ MPa} = 4 \text{ atm}$$

Figura 3.20 - Idealização de acumulação de uma coluna de 50m de gás devido à formação de zona de alta pressão capilar na região da falha.

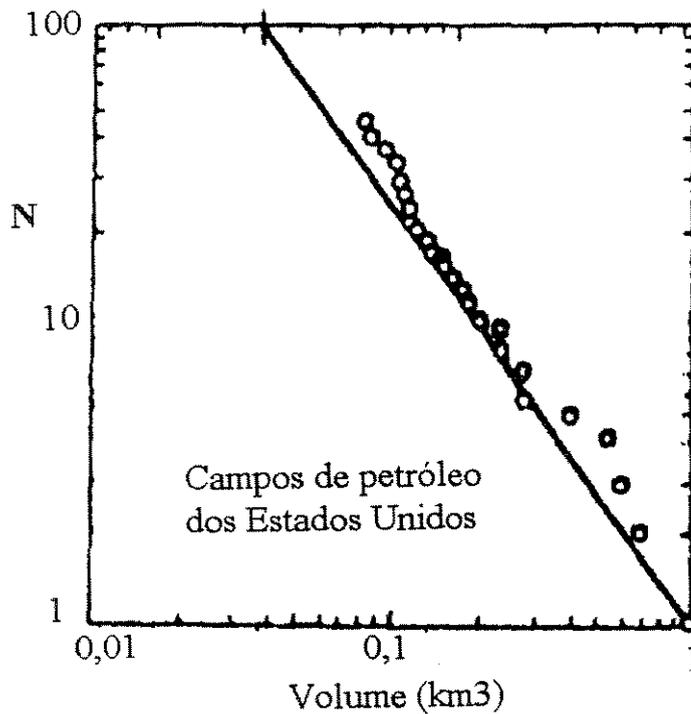


Figura 3.21 - Distribuição dos volumes de petróleo dos principais campos dos Estados Unidos (Turcotte & Huang, 1995).

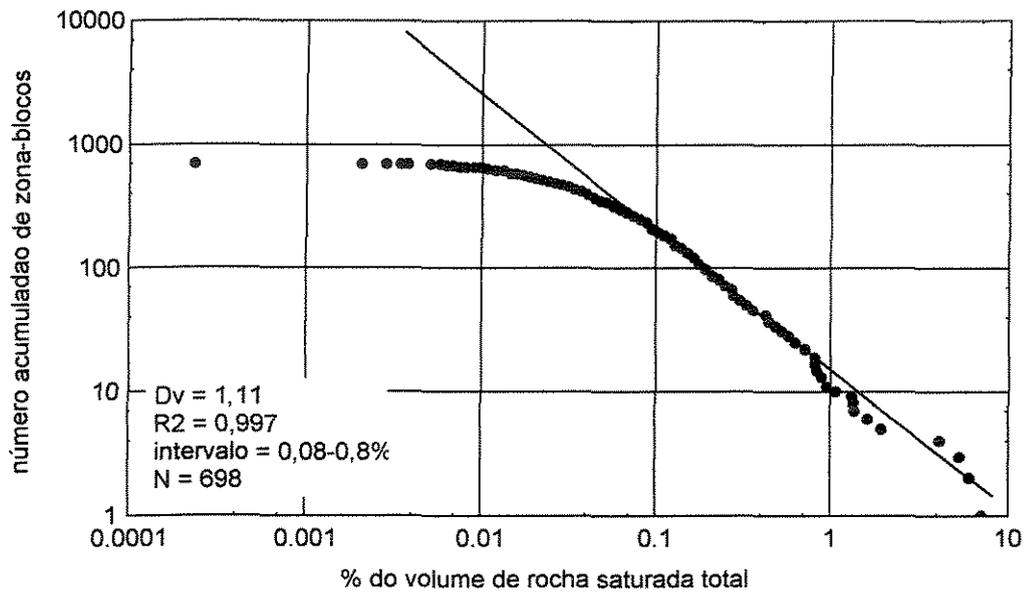


Figura 3.22 - Gráfico bilogárptico do volume de rocha contendo hidrocarboneto de uma zona-bloco (em porcentagem do volume total do campo) contra número acumulado de zona-blocos.

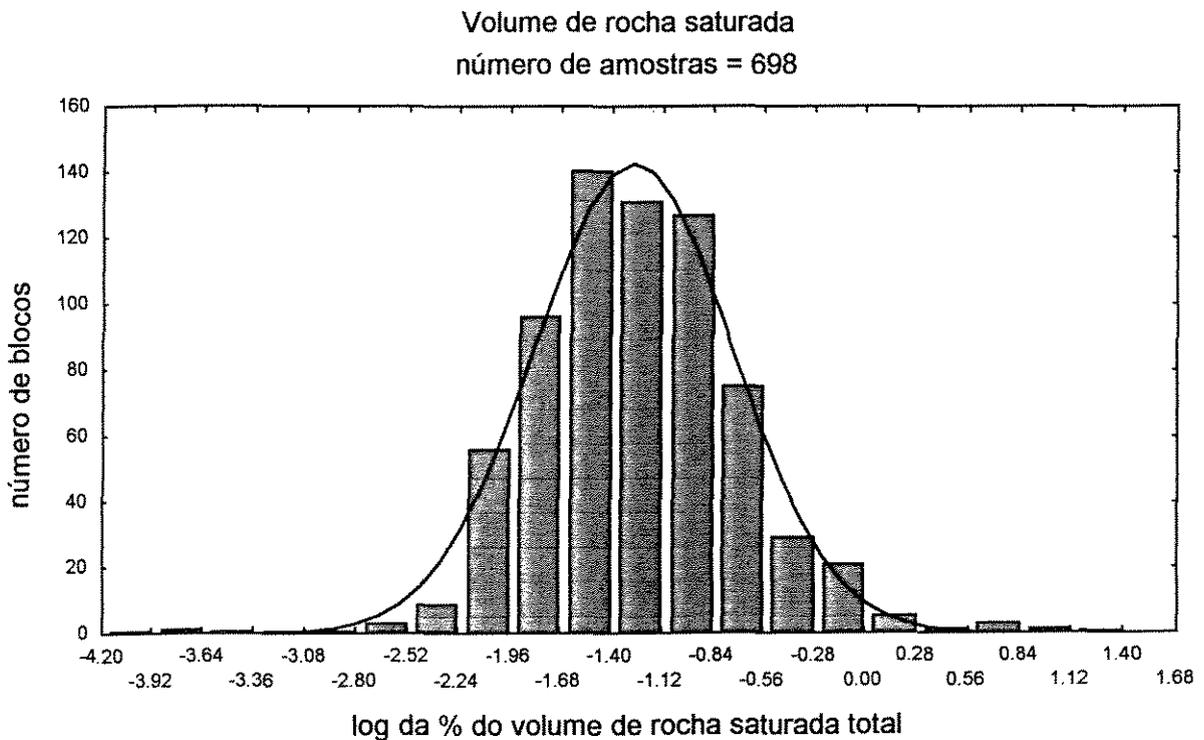


Figura 3.23 - Histograma dos logaritmos de volume de rocha contendo hidrocarboneto. A curva representa a distribuição teórica esperada. Notar que a distribuição dos logaritmos dos volumes é normal, portanto, a distribuição dos volumes é lognormal.

Capítulo 4 - CARACTERIZAÇÃO DE ZONAS DE FALHA EM RESERVATÓRIOS NA ESCALA DE AFLORAMENTO

4.1. Introdução

Neste capítulo é apresentado o estudo realizado em um afloramento de sedimentos fluviais intensamente perturbado por falhas normais, produzidas por uma tectônica semelhante à que compartimentou campos de petróleo na Bacia de Alagoas, como discutido no capítulo anterior.

O afloramento utilizado localiza-se no município de Taubaté (SP), na estrada de acesso à Escola de Agronomia da Universidade de Taubaté (figura 4.1).

Estratigraficamente, está inserido na Formação Pindamonhangaba (Riccomini, 1989), que corresponde à unidade genética “Sequência Pindamonhangaba”, de Campanha *et al.* (1991).

O afloramento é privilegiado por apresentar intercalações de arenitos fluviais com argilitos, cortados por inúmeras falhas mostrando várias estruturas associadas que apresentam interesse numa caracterização de reservatórios, mas que dificilmente são observadas em subsuperfície (mesmo em testemunhos de poços). Contribuiu também para a escolha do mesmo o fato de ser um corte de estrada perpendicular às estruturas principais, facilitando a sua observação. A presença dessas estruturas em ambos os lados do corte de estrada permite também uma observação tridimensional das estruturas principais. O afloramento possui 60m de comprimento e 10m de altura.

4.2. A Bacia de Taubaté

A Bacia de Taubaté faz parte de um conjunto de bacias *rift* orientadas na direção ENE, subparalela às principais estruturas geológicas e geomorfológicas do sudeste do Brasil. Desse conjunto, denominado “*Rift* Continental do Sudeste do Brasil” (Riccomini, 1989), também fazem parte as bacias de Curitiba, São Paulo, Volta Redonda e Resende.

Encontra-se encaixada entre as Serras do Mar e da Mantiqueira, apresentando cerca de 180 km de comprimento e 18 km de largura. Segundo Fernandes (1993), a bacia é bastante compartimentada, composta por uma série de *grabens* assimétricos separados por zonas de transferência e altos internos. Nos depocentros mais profundos, a espessura de sedimentos chega a cerca de 600m (Figura 4.1).

Os sedimentos que preenchem a bacia foram denominados de Grupo Taubaté (Hasui & Ponçano, 1978). Campanha *et al.* (1991) identificaram em superfície quatro ciclos de sedimentação que resultaram em quatro sequências deposicionais (figura 4.2), denominadas de Tremembé (Paleógeno), Taubaté (Paleógeno), Pindamonhangaba (Neógeno) e Vale do Paraíba (Quaternário). Segundo os autores, as duas primeiras sequências são constituídas por sistemas de leques aluviais, fluvial entrelaçado, fluvial meandrante e lacustre. As sequências superiores contêm sistemas de leques aluviais, fluvial entrelaçado e fluvial meandrante. Dados sísmicos interpretados por Marques (1990) ainda sugerem a presença de duas unidades sísmicas estratigraficamente abaixo do Grupo Taubaté.

Segundo Marques (1990) e Campanha *et al.* (1991), a bacia passou por vários eventos tectônicos, influenciando diretamente a sedimentação. Originalmente uma bacia muito restrita, a partir do Paleógeno Médio a depressão inicial tornou-se assimétrica, preenchida pelas sequências Tremembé e Taubaté. No Mioceno, uma reestruturação tectônica produziu abatimentos e soerguimentos alternados de blocos, cuja morfologia originou a deposição da sequência Pindamonhangaba. No final do Terciário, uma nova atividade tectônica deformou a Sequência Pindamonhangaba, dando início à deposição da Sequência Vale do Paraíba (Campanha *et al.*, 1991).

Existem registros de atividade neo-tectônica no holoceno, como terraços do rio Paraíba do Sul deslocados por falhas e *stone-lines* falhados (Riccomini, 1989).

4.3. Método de trabalho

Foram elaborados fotomosaicos do afloramento em ambos os lados do corte de estrada. Com o objetivo de eliminar as distorções oriundas da aquisição fotográfica e composição do mosaico, foi utilizada a técnica de fotogrametria terrestre e geoprocessamento desenvolvida por Fonseca & Carrasco (1995). Isto permitiu que as estruturas fossem visualizadas com a mínima distorção possível, possibilitando também que o fotomosaico servisse de um eficiente mapa base para o estudo (figura 4.3). Maiores detalhes são descritos no Apêndice I.

O arcabouço deposicional e estrutural foi traçado em *overlays*, sendo as camadas principais geralmente limitadas por argilitos (topos de ciclos fluviais), e denominadas por letras (A a M, do topo para a base). As falhas principais (visíveis no fotomosaico) foram denominadas por números (0, 100, 200,...), de modo a permitir a inserção de falhas menores com números intermediários, entre as principais. A localização dessas falhas e das camadas pode ser visualizada nos fotomosaicos interpretados (figura 4.4) e nos mapas geológicos resultantes (figuras 4.5 e 4.6).

Os trabalhos de campo constaram, inicialmente, de amostragem de falhas ao longo de horizontes predeterminados, onde foram anotados atributos como orientação, espaçamento em relação às falhas vizinhas, rejeito, espessura de zona deformada, superfícies de deslizamento, *shale smears* e outros. A denominação preliminar dessas falhas foi feita através de uma letra indicando o horizonte, seguida de um número, e, por fim, de outra letra indicando a localização no lado norte ou sul do afloramento.

Posteriormente, para as falhas de maior porte, que cruzam mais de um horizonte, ou que estão presentes nos dois lados do corte de estrada, foram renomeadas, retirando-se o indicador do lado do afloramento e do horizonte.

Alguns exemplos de nomes de falhas e seu significado são::

Falha 100 - falha de “grande” porte, que cruza todos os horizontes e presente em ambos os lados do corte de estrada ; Falha 101N - falha de “grande” porte, presente somente no lado norte do afloramento; Falha M102S - microfalha, presente somente no lado sul do afloramento, interna à camada M.

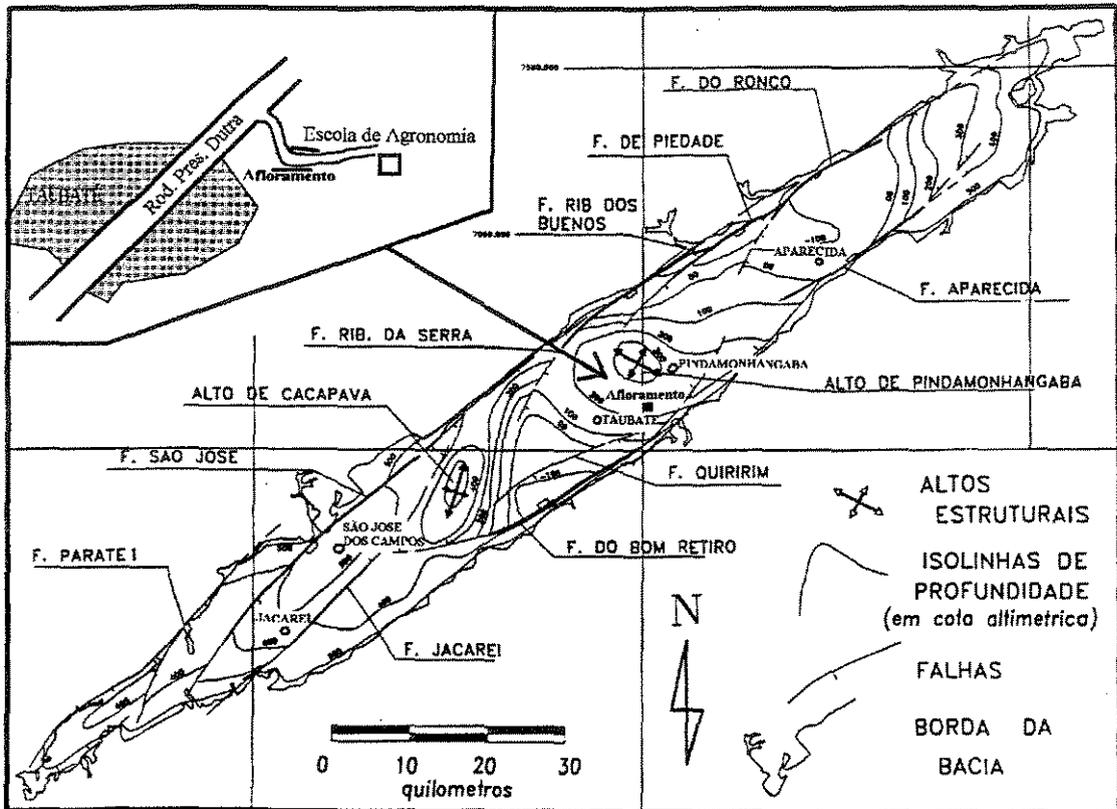


Figura 4.1 - Mapa estrutural da Bacia de Taubaté, baseado em Fernandes (1993), com a localização do afloramento estudado.

CRONO-ESTRATI-GRAFIA	Hasui & Ponçano (1978)	Riccomini (1989)	Campanha et al. (1991)
Quaternário		Depósitos Colúvio-áluviais	Sequência Vale do Paraíba
Neógeno	Formação Cacapava	Formação Itaquaquetuba	Sequência Pindamonhangaba
		Formação São Paulo	
Paleógeno	Grupo Taubaté	Grupo Taubaté	Sequência Taubaté
			Formação Tremembé

Figura 4.2 - Coluna estratigráfica da Bacia de Taubaté, segundo alguns autores.

Numa segunda etapa de trabalhos de campo, foram amostradas as propriedades ao longo dos planos de falha principais, como espessura de zona deformada, *shale-smears* ou zonas de bandas de deformação, rejeito local, justaposição, etc.

Com isto, foi possível a obtenção de um banco de dados de falhas do afloramento, com rejeitos variando de 1cm a 10m, cujas dimensões são, em termos de magnitude, semelhantes às de alguns reservatórios de petróleo.

Dos trabalhos de campo e fotointerpretação resultaram 2 mapas geológicos de detalhe (originalmente em escala 1/200): um de superfície do afloramento (figura 4.5) e outro estrutural do topo da camada G (figura 4.6), este último resultante da correlação de falhas nos dois lados do afloramento. Este mapa, se for desconsiderada a escala, assemelha-se muito aos mapas de subsuperfície utilizados na indústria do petróleo.

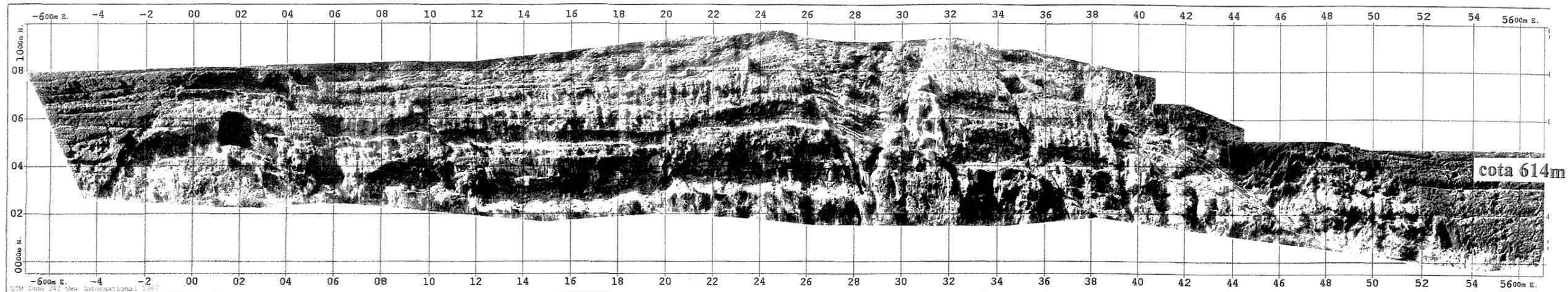
Durante a atividade de amostragem de falhas surgiram alguns problemas inerentes aos trabalhos de campo, como a cobertura do afloramento por desmoronamentos, o intemperismo excessivo (principalmente no topo e nas bordas do afloramento), e a dificuldade de acesso à alguns pontos. Com isto, nem todos os horizontes puderam ser rastreados com o devido detalhe.

4.4. Heterogeneidades deposicionais e diagenéticas

O afloramento é constituído por intercalações de arenitos e argilitos, formando corpos tabulares relativamente contínuos (superfícies interestratais de terceira ordem, de Miall, 1988). Para fins de mapeamento, as camadas foram individualizadas e denominadas por letras (A a M, do topo para a base).

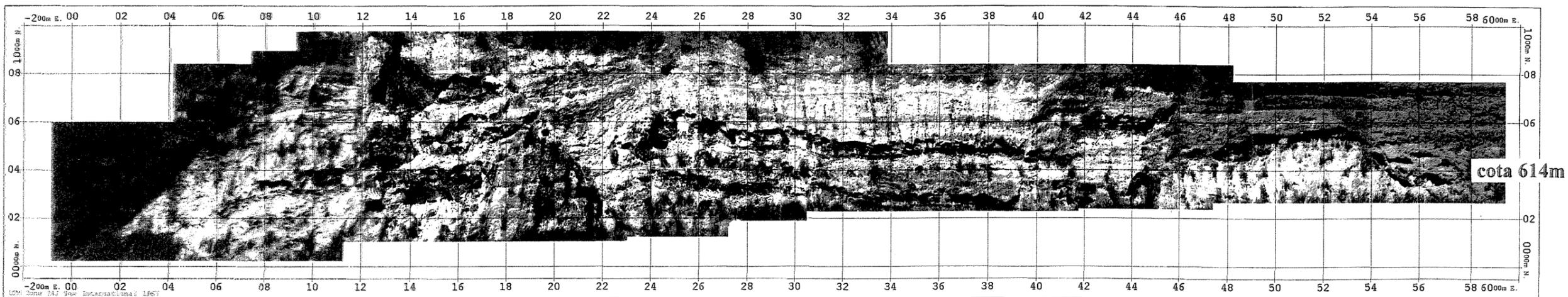
Foram identificadas 5 litofácies principais:

Ac) arenitos grossos a conglomeráticos, angulosos, composicionalmente imaturos (arcósios, com os feldspatos totalmente caulinizados), suportado por grãos. Apresentam truncamentos internos e evidências de base erosiva, como fragmentos de argila, microfalhas e contatos abruptos. A estratificação é de difícil visualização, podendo ocorrer cruzadas tabulares. Domina a camada M, atingindo 6 m de espessura;



Mosaico Norte

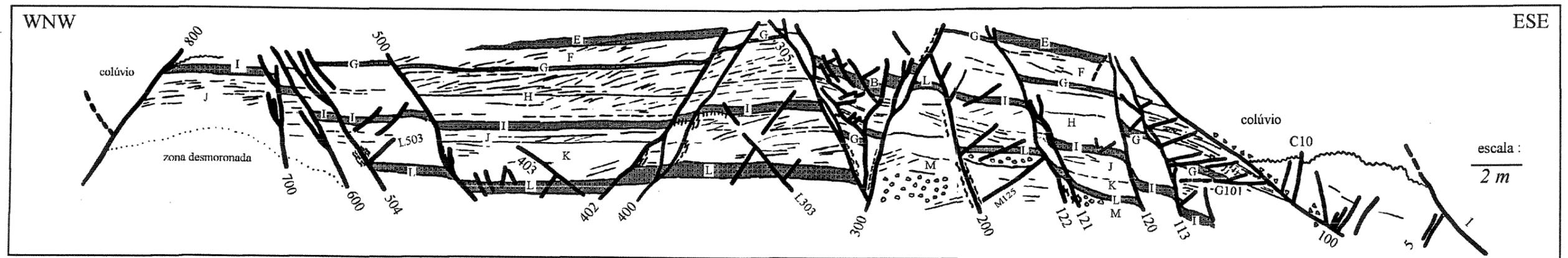
escala em metros



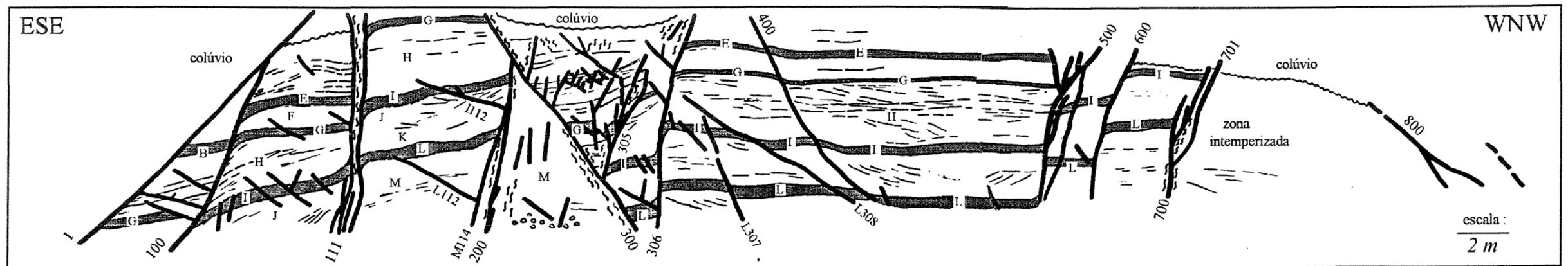
Mosaico Sul

escala em metros

Figura 4.3- Fotomosaicos geo-referenciados



Mosaico Norte



Mosaico Sul

Principais Heterogeneidades

-  Falha com identificação
-  Juntas
-  Zona de cisalhamento
-  Brechas
-  Argilitos principais (camadas-guia)
-  Identificação da camada
-  Conglomerados e arenitos conglomeráticos
-  Superfícies de estratificação
-  Limite inferior do colúvio

Figura 4.4 - Interpretação geológica dos fotomosaicos geo-referenciados

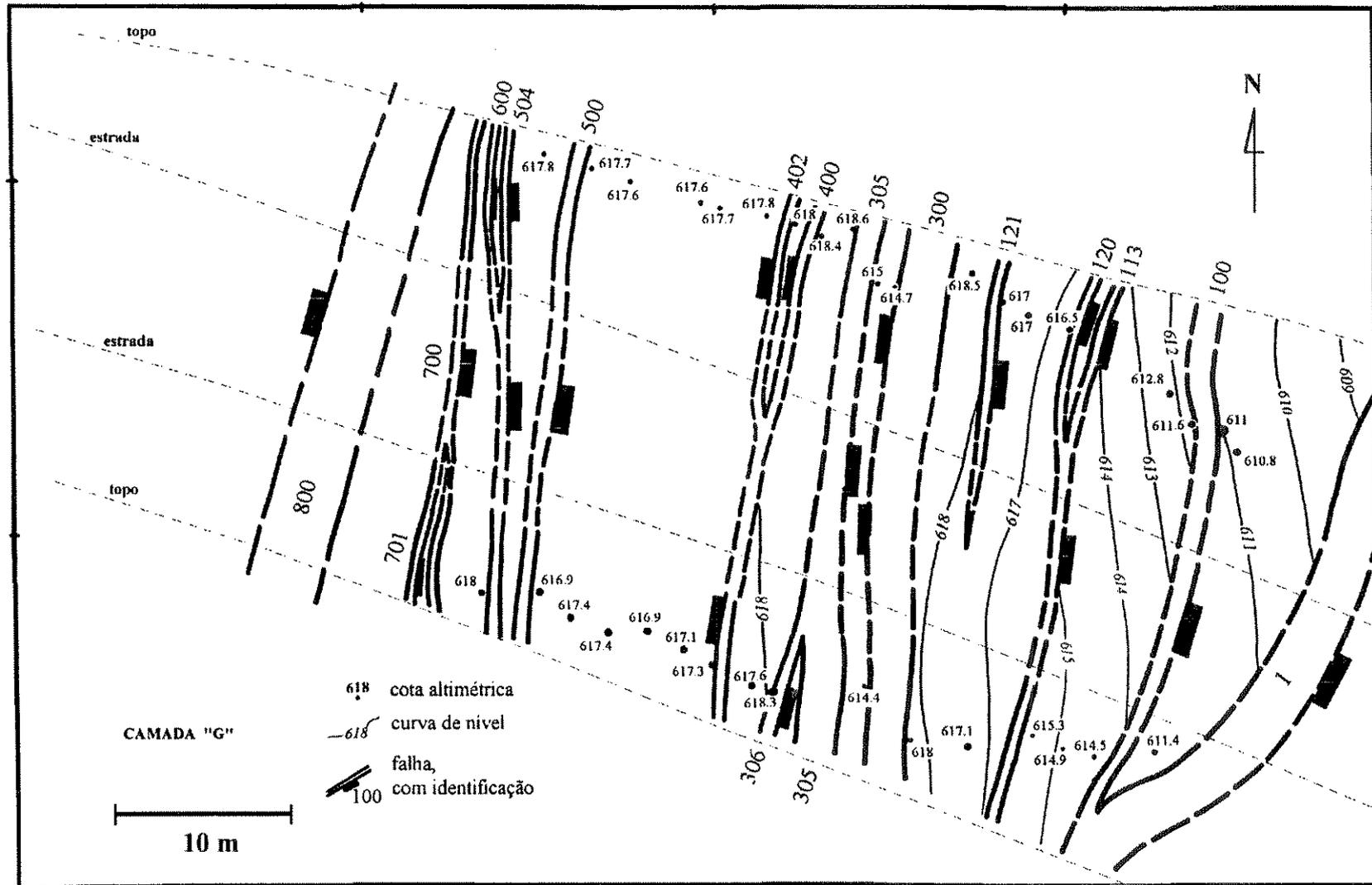


Figura 4.6 - Mapa estrutural da camada G

Am) arenitos finos a grossos, imaturos, com estratificação cruzada acanalada e espessura métrica. Dominam as camadas H, J e K;

Af) arenitos muito finos a finos, com frequentes intercalações rítmicas de siltitos e argilitos, com laminação cruzada e *climbing ripples*. Apresentam cor amarelada pelo intemperismo. Domina a camada F;

Fh) argilitos laminados e folhelhos (camadas B, G, E, I e L), com até 80 cm de espessura e boa continuidade no afloramento. Frequentemente bioturbados. Apresentam cor roxa pela ação do intemperismo;

Co) colúvio. Ocorre no topo do afloramento e nas bordas leste e oeste, limitado por falhas.

Estas litofácies foram depositadas num sistema fluvial meandrante, com os arenitos grossos descritos da fácies **Ac** representando depósitos de preenchimento de canal, **Am** os depósitos de acreção lateral em barras de pontal, **Af** os depósitos de *crevasse* e **Fh** a planície de inundação. Esta associação é compatível com o sistema meandrante da região central da bacia, descrito por Riccomini (1989) como Formação Pindamonhangaba, e semelhantes à seção tipo desta formação apresentada no mesmo trabalho. A imaturidade dos sedimentos reflete a proximidade da borda sudeste da bacia, situada a poucos quilômetros.

Os argilitos contínuos e as estruturas sedimentares presentes constituem importantes heterogeneidades deposicionais, podendo servir de barreiras à permeabilidade vertical no caso de reservatórios de petróleo (Miall, 1988). A presença de limonita junto à base dos arenitos permeáveis, observada no afloramento, sugere a precipitação de óxidos de ferro produzida no encontro de água meteórica com as camadas impermeáveis.

O intemperismo foi muito atuante na área, obliterando as estruturas na porção superior do afloramento (camadas A a E). A intensa diagênese superficial é observada em todas as amostras, na forma de caulinição de feldspatos, deterioração de biotitas e limonitização, produzida pela ação de águas meteóricas.

4.5. Arcabouço estrutural do afloramento

O afloramento constitui um *horst* limitado por duas falhas neotectônicas, que tem expressão topográfica na forma de uma crista de direção aproximada N10°E, observável em fotografias aéreas e imagens de satélite. O corte de estrada secciona transversalmente as estruturas (figura 4.6).

Estão presentes no afloramento diversas falhas normais, com rejeitos medidos de até 4m (excetuando-se as falhas com reativação neotectônica 1 e 800, cujo rejeito é bem maior, não definido).

Apresentam direção média N5°E, com mergulhos médios de 70° para sudeste ou noroeste (figura 4.7). As falhas principais do afloramento são oblíquas e antitéticas em relação à falha de borda da bacia, que mergulha para noroeste. Nesta área, a bacia é um *meio-graben* com depocentro a sudeste, junto a Serra do Mar, segundo Fernandes (1993). As falhas coincidem com o sistema NNE de Riccomini (1989), responsáveis pela compartimentação interna da bacia.

No geral, o padrão de orientação das falhas é bastante regular, com um alto grau de paralelismo entre as estruturas. São frequentes as bifurcações do plano de falha, facilmente observáveis em mapa (figura 4.5 e 4.6) ou seção (figuras 4.3 e 4.4). Algumas bifurcações podem ser na realidade segmentos de *relay* não fisicamente ligados (*soft-linkage*).

É comum a presença de sistemas de falhas conjugadas, em todas as escalas (figuras 4.4, 4.7 e 4.8). As mais evidentes são do sistema conjugado que forma o *graben* de colapso na porção central do afloramento (falhas 300 e 305). Esta feição foi interpretada por Riccomini (1989) como uma estrutura em flor, contestada por Fernandes (1993), por apresentar uma perda de seção muito pequena na direção perpendicular ao corte. Fazendo-se um balanceamento de seção, no *graben* de colapso, conclui-se que a falha principal (300) deslocou a secundária (305). Com isso, observa-se que as falhas 305 e 200 são originalmente a mesma estrutura, deslocada pela falha 300.

Na porção sudeste, ocorre uma rotação no mergulho das camadas e dos planos de falha devido ao *drag* normal das falhas neotectônicas (falhas 1 e 100). As camadas chegam a ter 40° de inclinação para leste, e as falhas que originalmente mergulhavam para oeste estão praticamente horizontais, devido à rotação. Isto se reflete na dispersão de mergulhos

observada na figura 4.7. O fenômeno sugere a existência de duas gerações de falhas normais: Um primeiro evento tectônico, que gerou as estruturas que serão descritas com mais detalhe ao longo deste capítulo, e uma reativação, mais recente e rasa, que afetou os depósitos coluvionares recentes, rotacionou as estruturas anteriores e produziu zonas brechadas.

A movimentação principal das falhas foi normal, como mostram os estereogramas de estrias de deslizamento medidas em *slickensides*, estruturas bastante comuns no afloramento (figura 4.9). Com isso, estima-se um campo de tensões local com a maior tensão compressiva (σ_1) vertical e a menor (σ_3) na direção horizontal N85°W.

As falhas cortam, indistintamente, os arenitos e argilitos, não estando confinadas a determinado tipo litológico ou camada.

4.6. Distribuição de tamanho de falhas

O atributo utilizado para medir a dimensão de uma falha foi o rejeito total, dada a dificuldade na determinação confiável dos comprimentos.

Os rejeitos aqui utilizados, uma vez que não se tem uma visualização tridimensional completa das falhas, foram os locais, e não os máximos. Isso deve ser ressaltado, já que são atributos diferentes, que podem ter consequências distintas nas propriedades hidráulicas do reservatório, por exemplo:

a) o rejeito máximo é função de parâmetros como a dimensão total da falha, que pode definir o tamanho do bloco compartimentado;

b) o rejeito local, mesmo não sendo o representativo da falha, influencia no fluxo local, e pode ser importante como barreira.

A figura 4.10 mostra a independência da orientação (direção e mergulho) em relação ao tamanho da falha. A direção das falhas é relativamente constante, e independe do rejeito, e os mergulhos também variam bastante, igualmente independentes do rejeito.

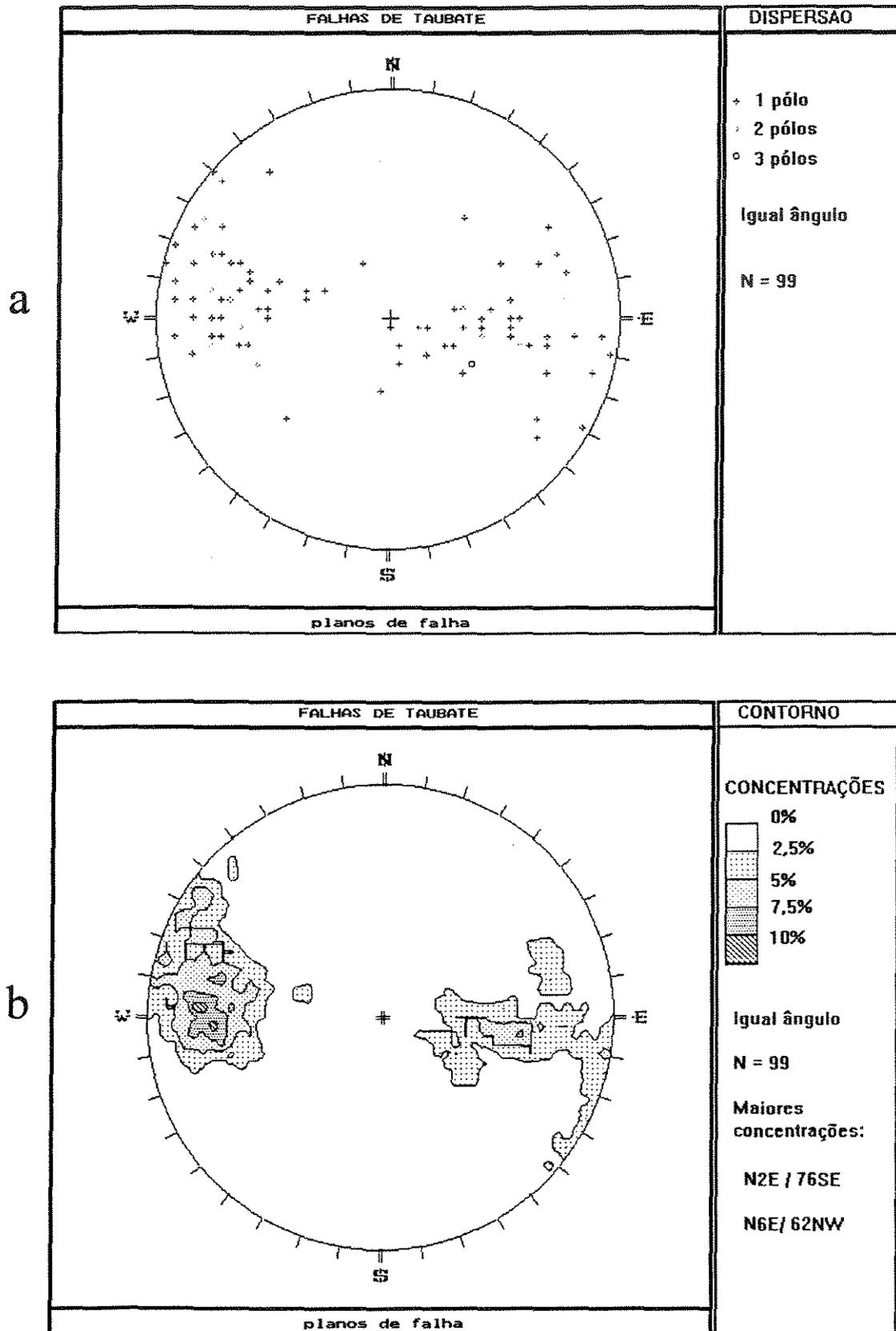


Figura 4.7 - Estereogramas de pólos de planos de falha medidos no afloramento. a) dispersão, b) contorno.

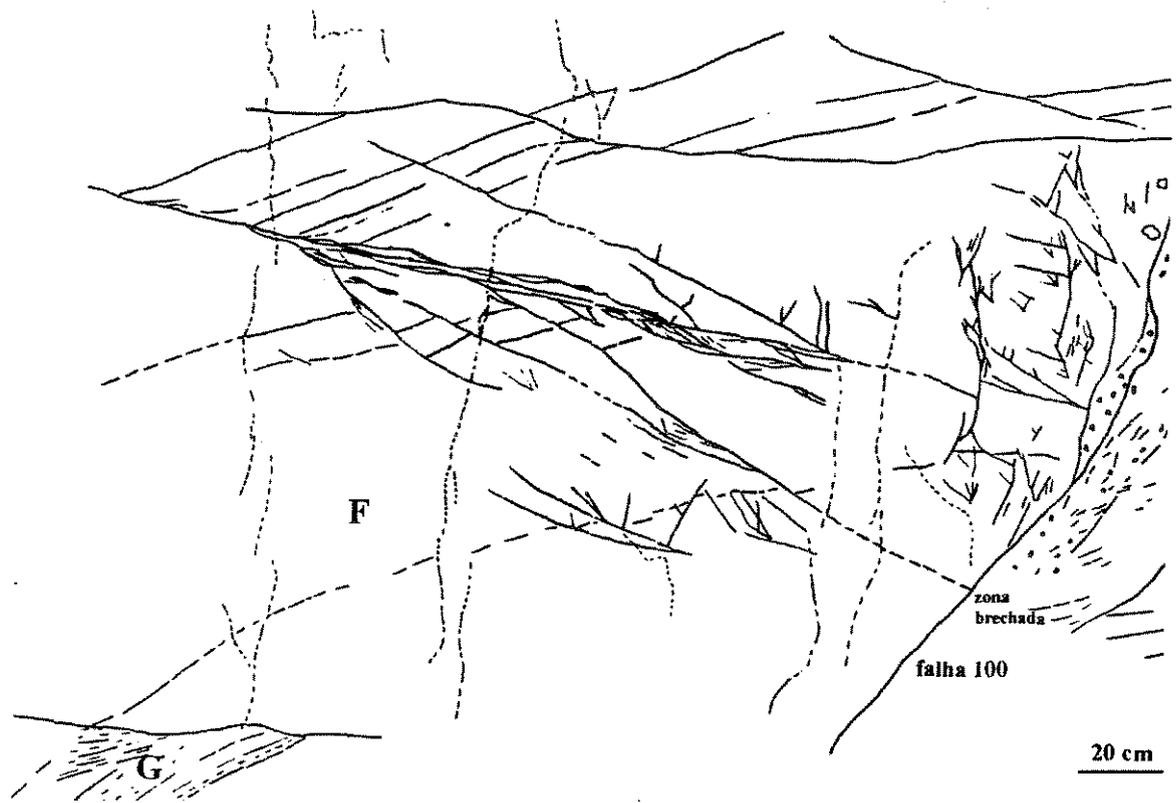


Figura 4.8 - Detalhe de um sistema conjugado de falhas, na pequena escala.

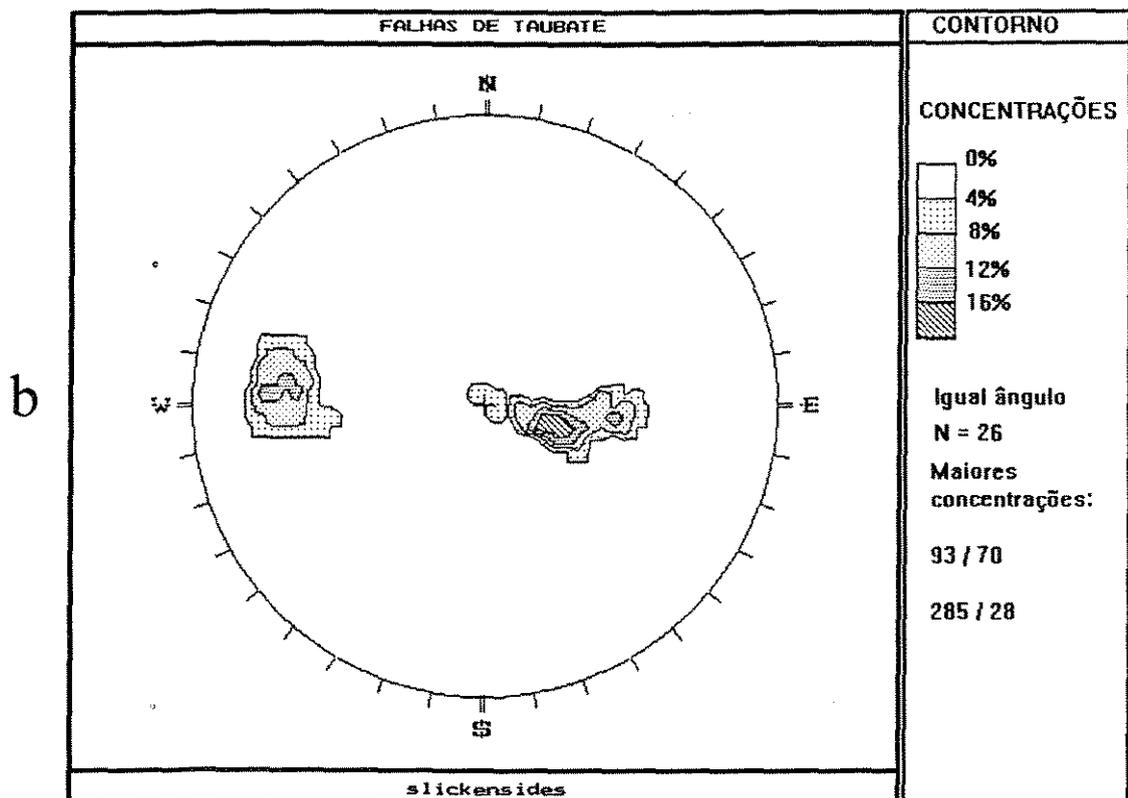
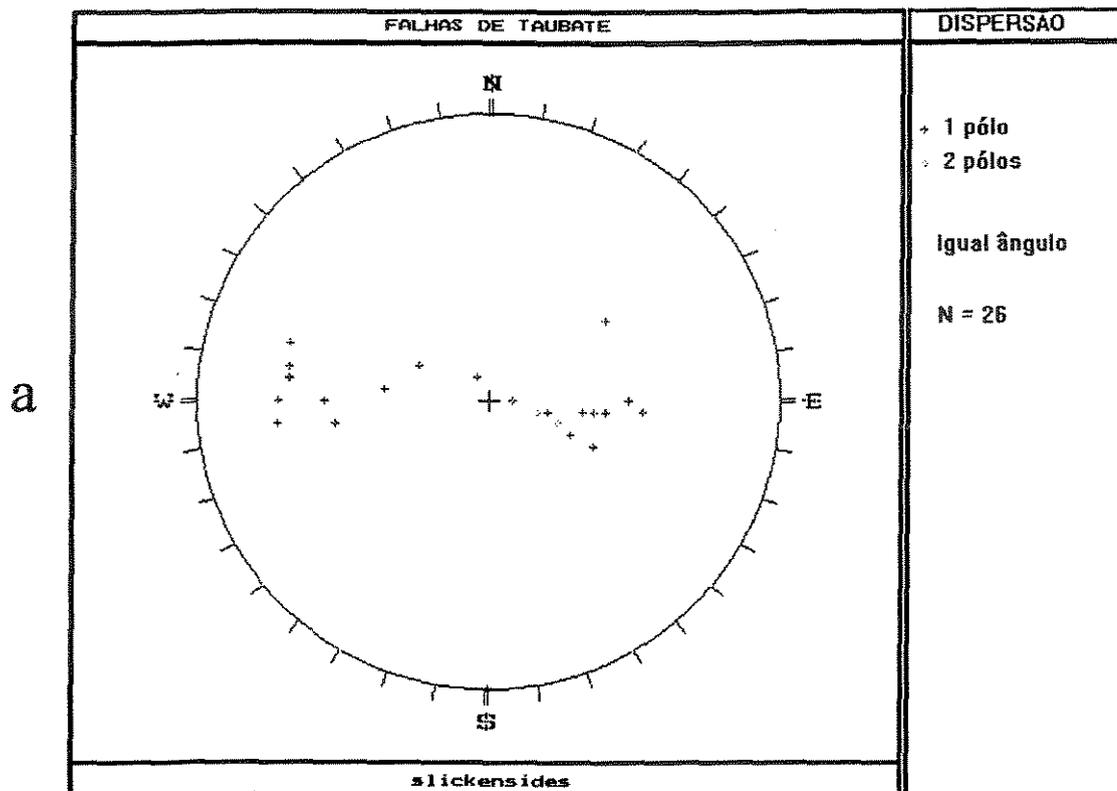


Figura 4.9 - Estereogramas de pólos de estrias de deslizamento medidos no afloramento. a) dispersão, b) contorno.

A amostragem de rejeitos foi feita em uma dimensão, ao longo de horizontes predeterminados (topo das camadas I e L, e ao longo de uma cota fixa de 614m). Nas demais camadas, a amostragem ficou muito prejudicada, devido à erosão e intemperismo em grande parte do afloramento. Foram contabilizadas todas as falhas com mais de 1 cm de rejeito.

A distribuição dos rejeitos em lei de potência (fractal) ficou bem caracterizada na camada L (figura 4.11a e 4.12a). O valor obtido para D_1 foi 0,37 (regressão no intervalo 1-50 cm), com um trecho reto em um intervalo de aproximadamente 1,5 ordens de magnitude. Para a camada I, foi obtido $D_1 = 0,27$ para o intervalo 1-50cm (figuras 4.11b e 4.12b).

Os rejeitos também foram contabilizados ao longo de duas linhas de amostragem, situadas na cota de 614m. Obteve-se a distribuição em lei de potência no intervalo 1-51cm (figuras 4.11c e e 4.12c), com $D_1 = 0,29$, valor próximo ao obtido utilizando-se uma referência estratigráfica.

Nota-se também que não houve o desvio nos pequenos rejeitos, mostrando que um estudo de afloramento consegue caracterizar melhor a distribuição da população de falhas do que métodos indiretos em um campo de petróleo, sendo menos sensível aos efeitos de resolução (no presente caso, foi imposta a resolução de 1 cm). Acima de 50 cm foi observado o desvio superior, indicando que o tamanho do afloramento foi insuficiente para caracterizar a distribuição da população de falhas com maiores dimensões.

Os valores obtidos para D_1 aqui encontrados são inferiores em relação aos obtidos em campos de petróleo (Capítulo 3 desta dissertação, e no Mar do Norte, segundo Yielding *et al.*, 1992). Interpreta-se aqui, que o baixo valor de D_1 seja devido à contribuição da deformação dúctil, já que o afloramento é constituído por sedimentos pouco litificados. Nicol *et al.* (1996) também encontraram menores valores para D_1 na escala de afloramento, estudando minas de carvão da Inglaterra. Os autores propuseram duas explicações possíveis para o fenômeno. No primeiro caso, poderiam existir, num grande intervalo de escalas, diferentes expoentes. No segundo caso, heterogeneidades na distribuição espacial de fraturas produziriam áreas com diferentes expoentes D_1 , na pequena escala. Mesmo assim, para efeitos práticos, a lei de potência é um bom modelo para a distribuição de tamanho de falhas, desde que extrapolações da reta não sejam feitas por mais de uma ordem de magnitude (Yielding *et al.*, 1992; Gauthier & Lake, 1993, Nicol *et al.*, 1996). Peacock (1996) também recomenda cautela na aplicação de auto-similaridade num intervalo grande de escalas, podem existir variações no padrão de

falhamento em diferentes escalas e ao longo de uma área. O próprio afloramento aqui estudado é um exemplo, já que o padrão das estruturas nas escalas aqui analisadas (direção predominante norte-sul) é distinto das falhas de grande porte que limitam a bacia (direção ENE-WSW).

Para as falhas com menos de 1 cm de rejeito, a análise de população torna-se difícil, pois nestes casos começam a dominar as zonas de bandas de deformação, onde é muito difícil a individualização de falhas. No caso de zonas de bandas de deformação com rejeito agregado total maior do que 1 cm, o rejeito considerado foi como sendo de uma única falha.

Uma das aplicações da caracterização fractal de falhas tem sido na quantificação da distensão produzida pelo falhamento, pois existe uma contribuição das falhas de pequeno porte na deformação total sofrida por um volume rochoso. Utilizando-se como referência a camada L, foram contabilizados todos os rejeitos horizontais das falhas amostradas, e através das relações

$$e = \frac{(l - l_0)}{l_0} \quad (\text{Park, 1986}) \quad (4.1)$$

$$l_0 = l - \sum d_h \quad , \quad (4.2)$$

onde e é a distensão linear, l é o comprimento atual da camada L, l_0 é o comprimento original da camada L e d_h é o rejeito horizontal, foi estimada a distensão interna total sofrida pelo bloco situado entre as falhas 100 e 800 (estas foram desconsideradas, em função do rejeito desconhecido). A distensão obtida foi de 11,2% para o lado sul e 14,4% para o lado norte. A figura 4.13 ilustra a contribuição de cada tamanho de falha para a distensão total, considerando o limite inferior de 1cm de rejeito total. Deve-se também considerar a contribuição de falhas menores do que 1cm de rejeito, que pode ser calculada pela metodologia de Marret & Almendinger (1992), que utiliza o expoente D_1 (quanto maior D_1 , maior é a contribuição das falhas menores na extensão total). No presente caso, dado o baixo valor de D_1 , a contribuição das falhas com rejeito total menor do que 1cm torna-se insignificante.

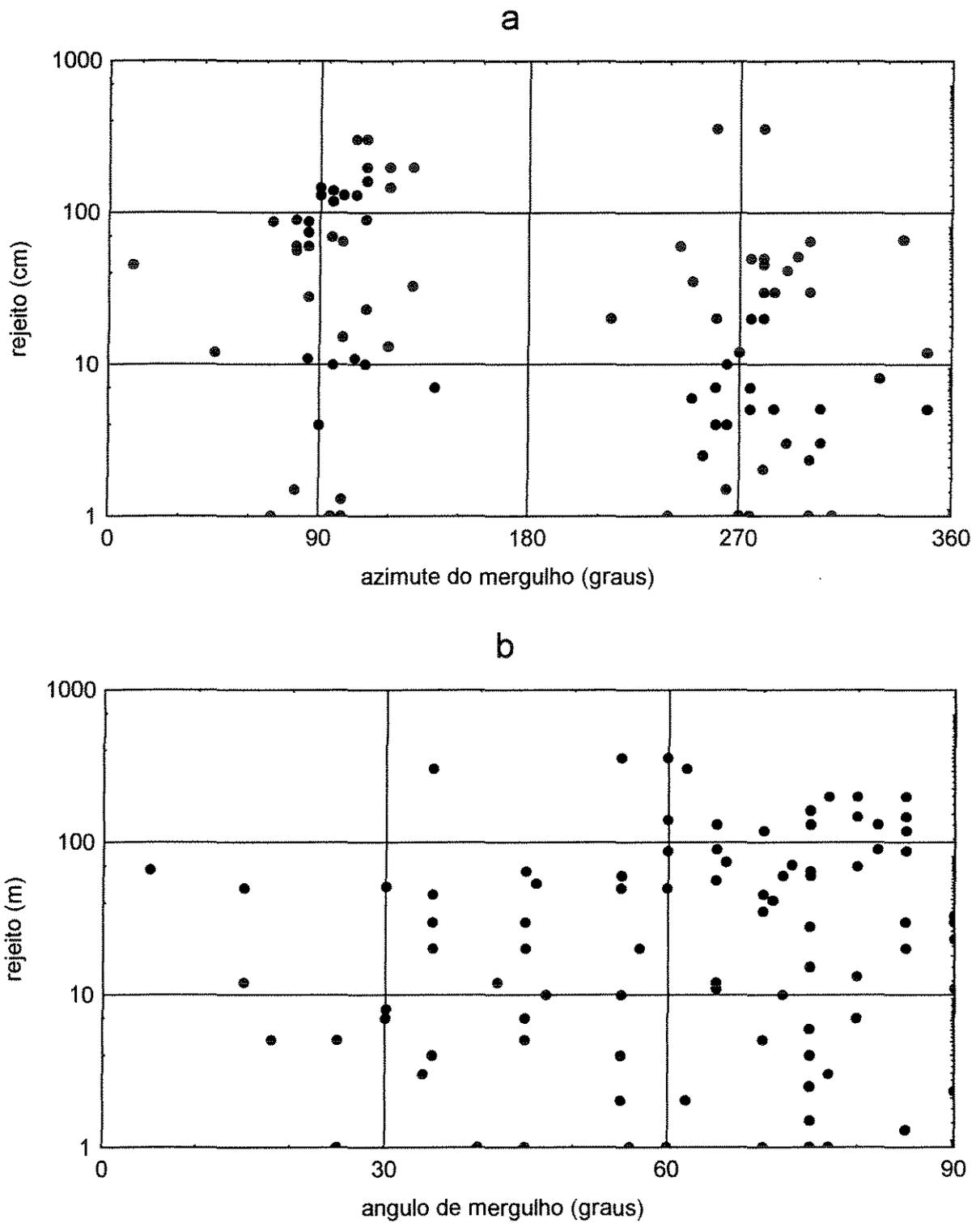


Figura 4.10 - Invariância da orientação das falhas em relação ao rejeito. a) Azimute do mergulho, b) ângulo de mergulho.

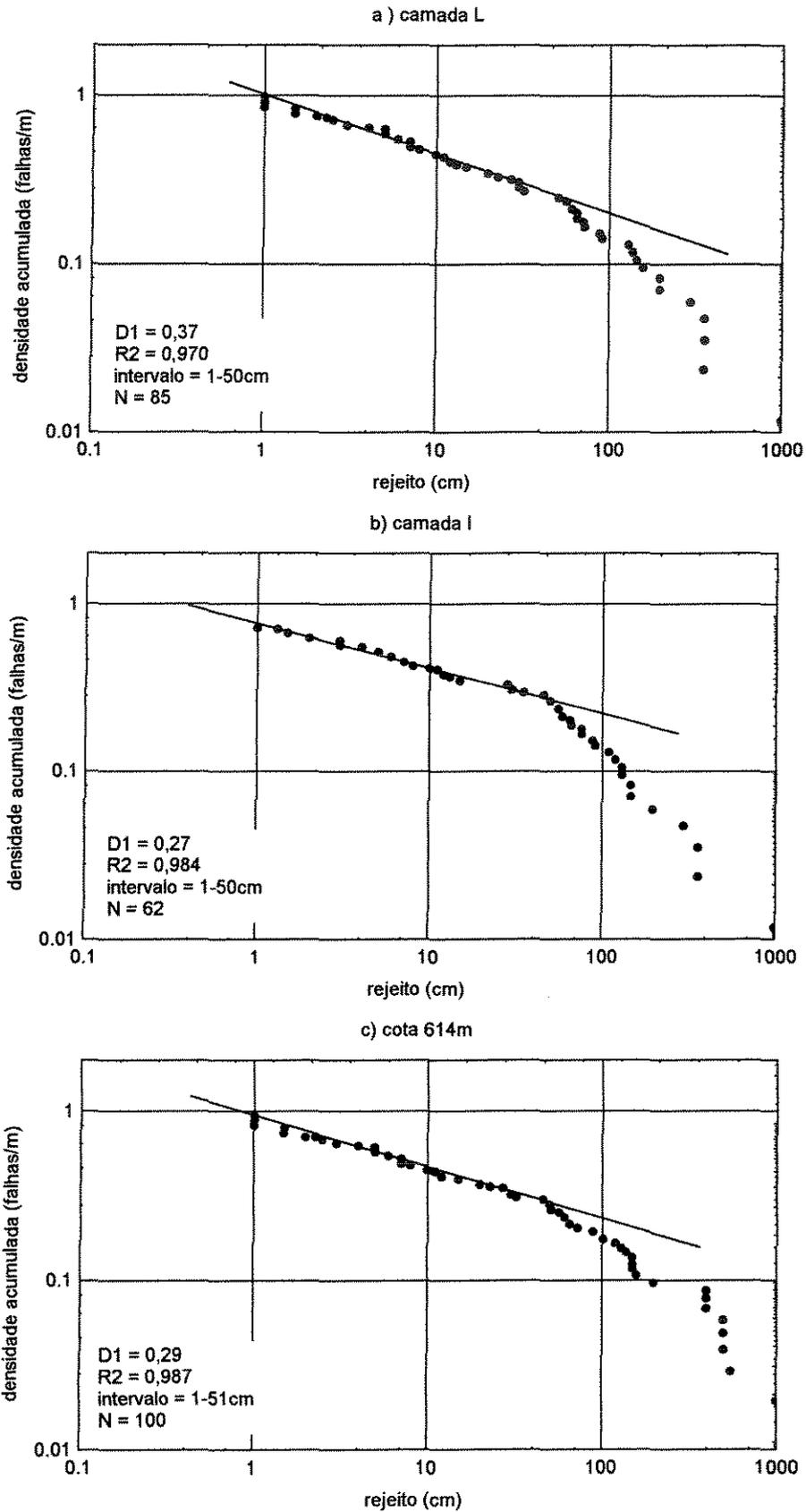


Figura 4.11 - Gráficos bilogárítmicos de rejeito versus densidade acumulada de falhas. a) Camada L, b) Camada I, c) ao longo da cota 614m.

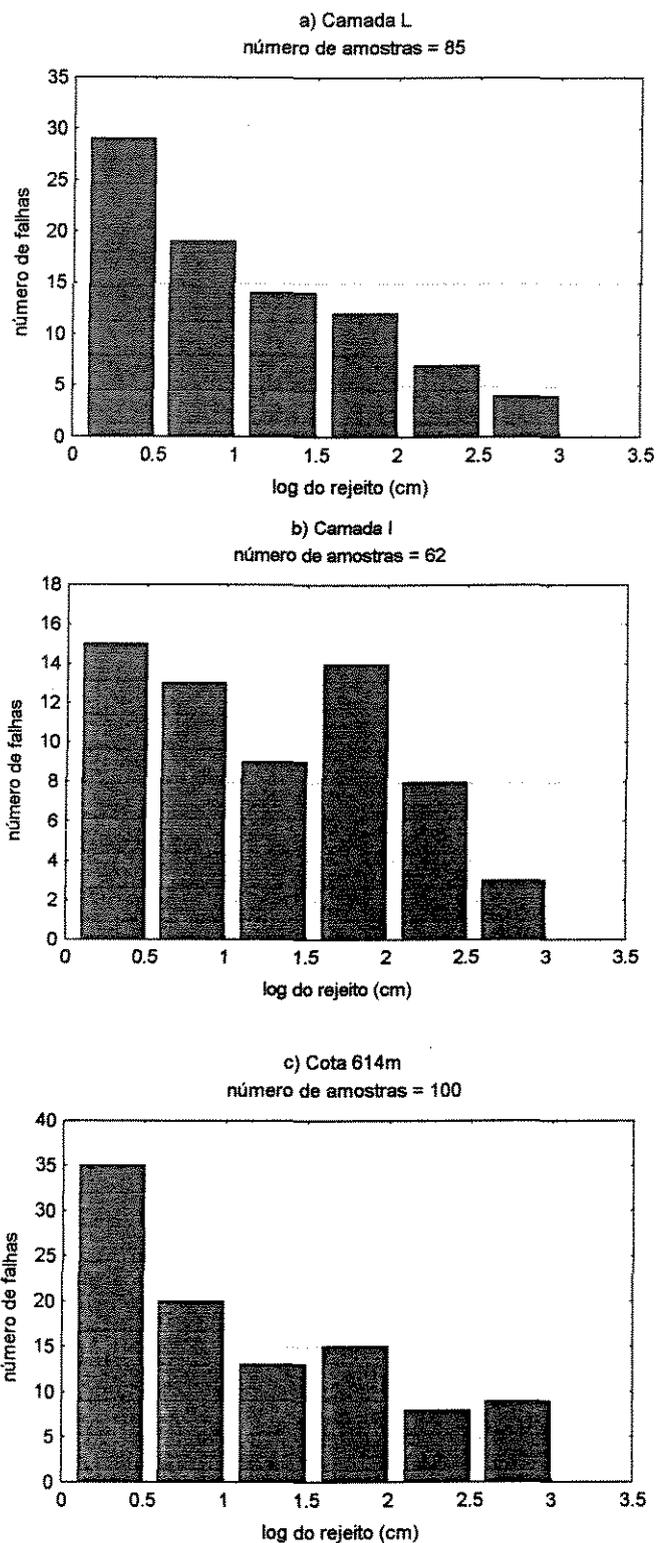


Figura 4.12- Histogramas dos logaritmos dos rejeitos de falha. a) Camada L, b) Camada I, c) ao longo da cota 614m.

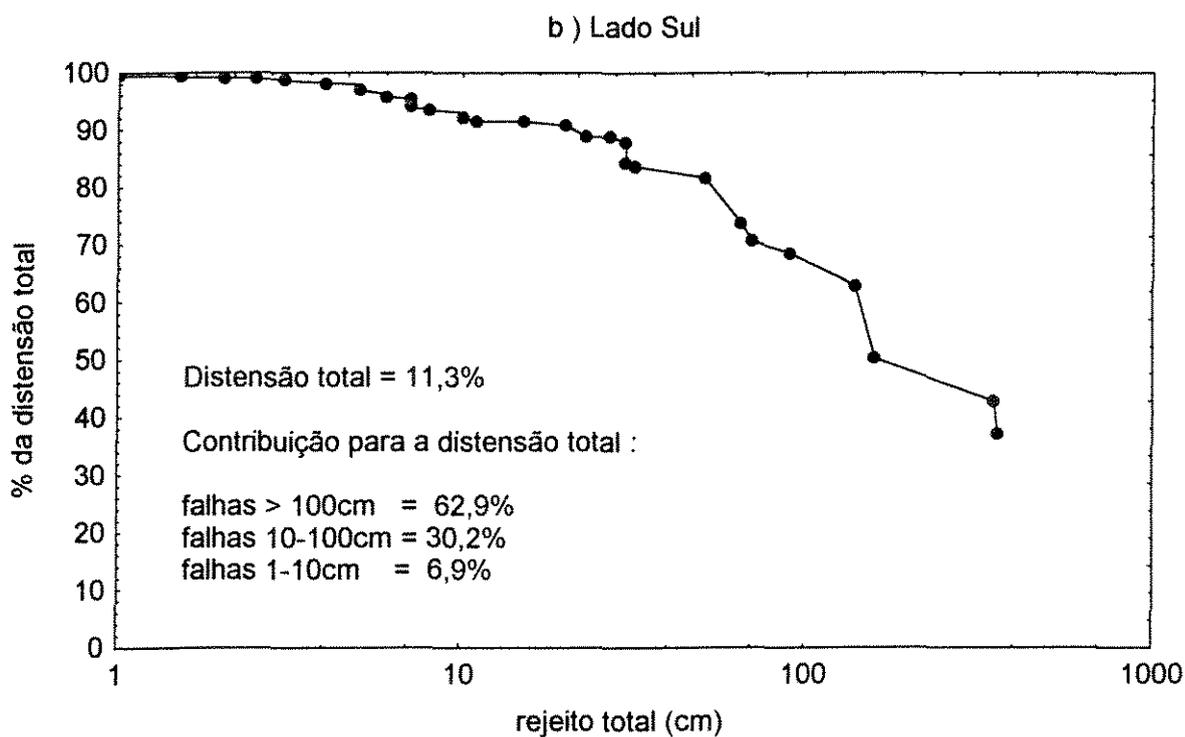
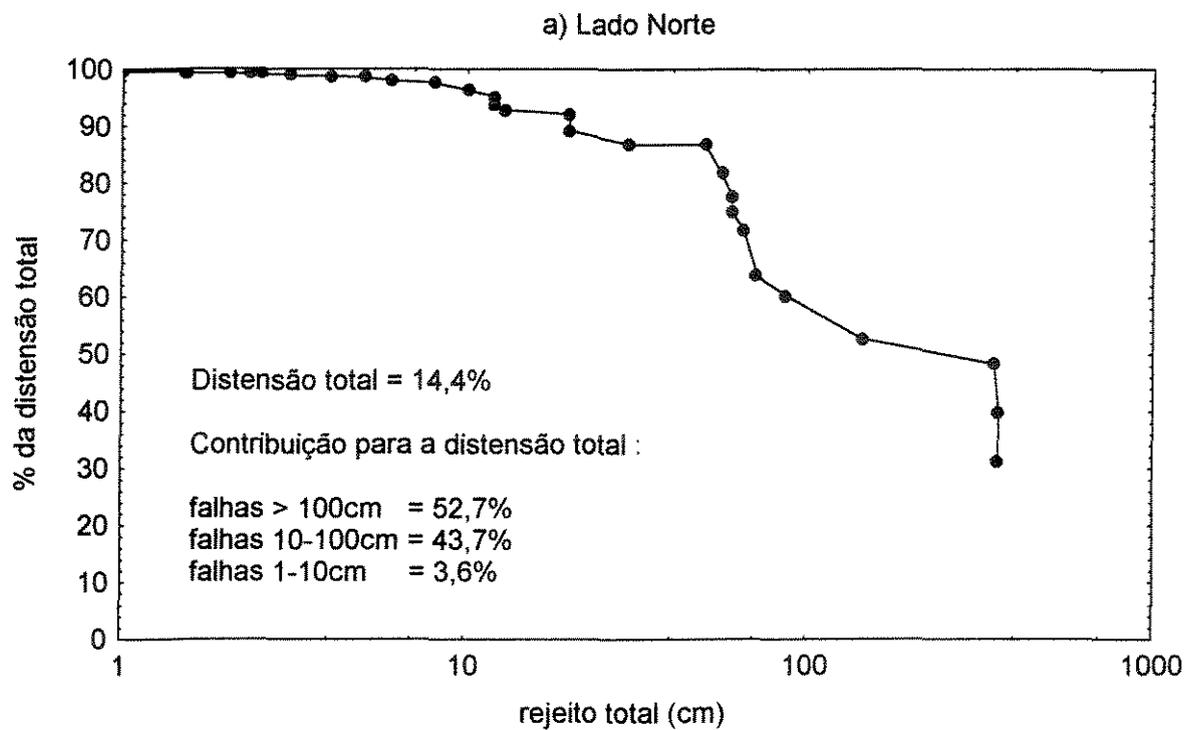


Figura 4.13 - Contribuição das falhas de diversos tamanhos à distensão (deformação) total sofrida pela camada L.

4.7. O espaçamento entre falhas

Os diagramas de barras (figura 4.14) mostram uma tendência de falhas ocorrerem agrupadas. O gráfico bilogarítmico de espaçamentos medidos *versus* número acumulado de medidas não apresenta trecho reto (figura 4.15), e a distribuição encontrada é lognormal (figura 4.16) para o intervalo de rejeitos amostrados, contrastando com a distribuição de espaçamentos entre falhas encontrada na literatura (por exemplo, Gillespie *et al.*, 1993; Watterson & Veen, 1994) e mais semelhante ao comportamento esperado para fraturas de distensão confinadas estratigraficamente (Gross & Endelger, 1995). Os espaçamentos apresentam média aritmética de 104,96cm, e desvio-padrão de 157,77cm, resultando num coeficiente de variação de 1,50, indicando agrupamentos (McCaffrey & Johnston, 1996). Isto mostra que a densidade de falhas ao longo de um reservatório é fortemente heterogênea.

4.8. Zonas de falha como heterogeneidades de reservatório

Foram identificadas diversas feições ligadas às falhas, que podem ser consideradas importantes heterogeneidades num reservatório, e que somadas às heterogeneidades deposicionais, completam a sua caracterização. As estruturas observadas, relacionadas às zonas de falhas são listadas abaixo:

a) Zonas de bandas de deformação

Zonas de bandas de deformação (figura 4.17) ocorrem nos arenitos, em faixas onde a deformação concentrou-se. Estão presentes sobretudo na área do *graben* de colapso (falhas 300 e 305), na porção sudeste do afloramento e nas proximidades das falhas maiores. São melhor observadas nos ritmitos da facies Af, onde o sutil deslocamento pode ser notado nas laminações (figura 4.17c). Costumam formar faixas, com limites às vezes difusos. Ao microscópio, não foram observados fenômenos de cominuição de grãos e cataclasamento, mas foi constatada a rotação e reorientação de grãos, alinhamento de micas e argilas paralelamente às microfalhas (figuras 4.17d). Também não foi observado o aumento de angularidade dos grãos ou perda de seleção, em parte por se tratarem de rochas originalmente

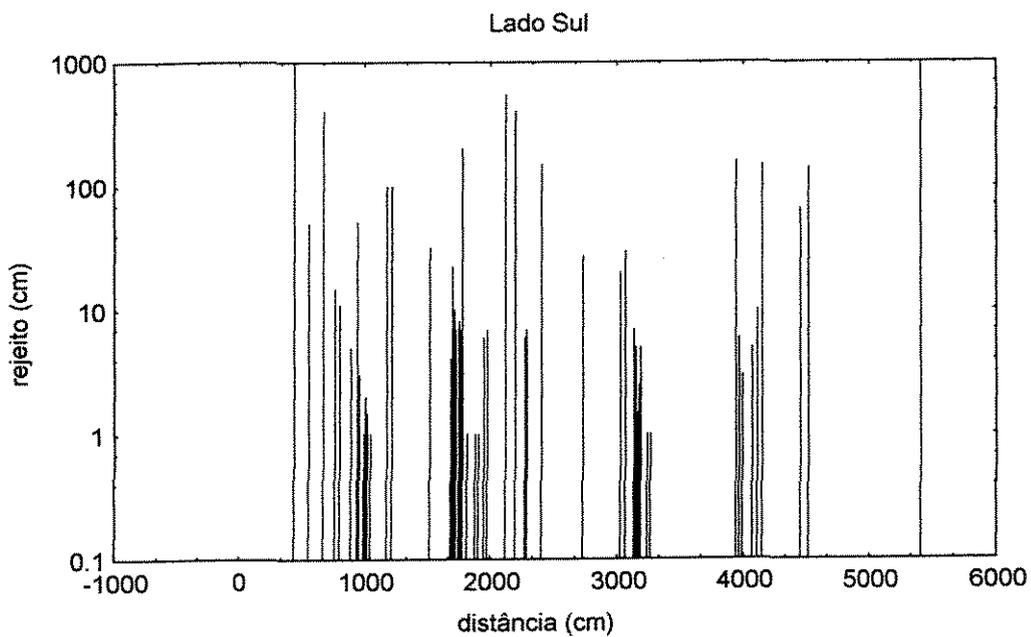
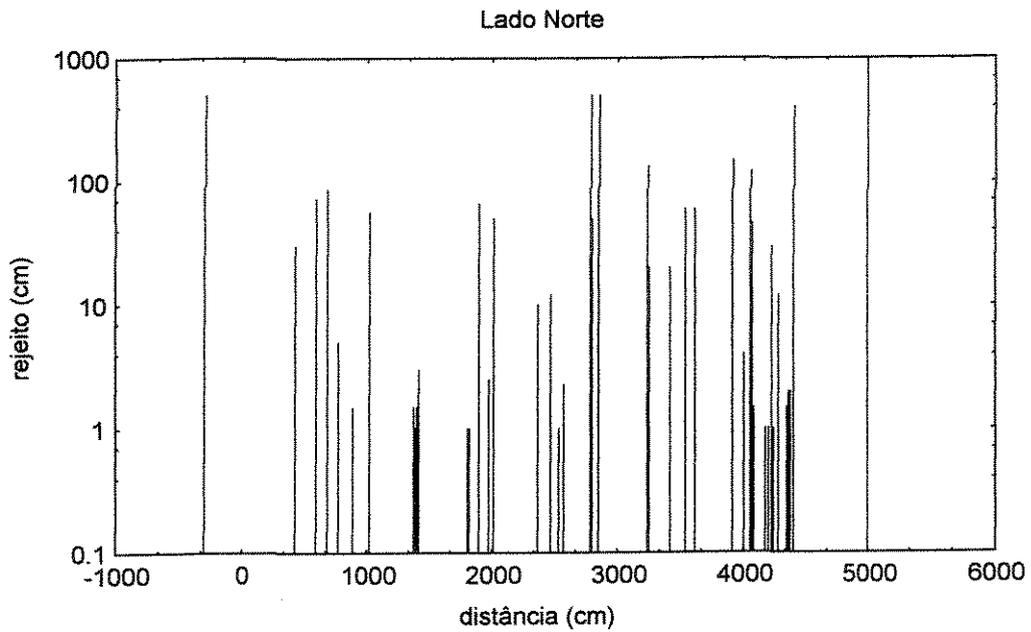


Figura 4.14- Diagramas de barras ilustrando a distribuição espacial heterogênea das falhas. Medidas feitas ao longo da cota 614m.

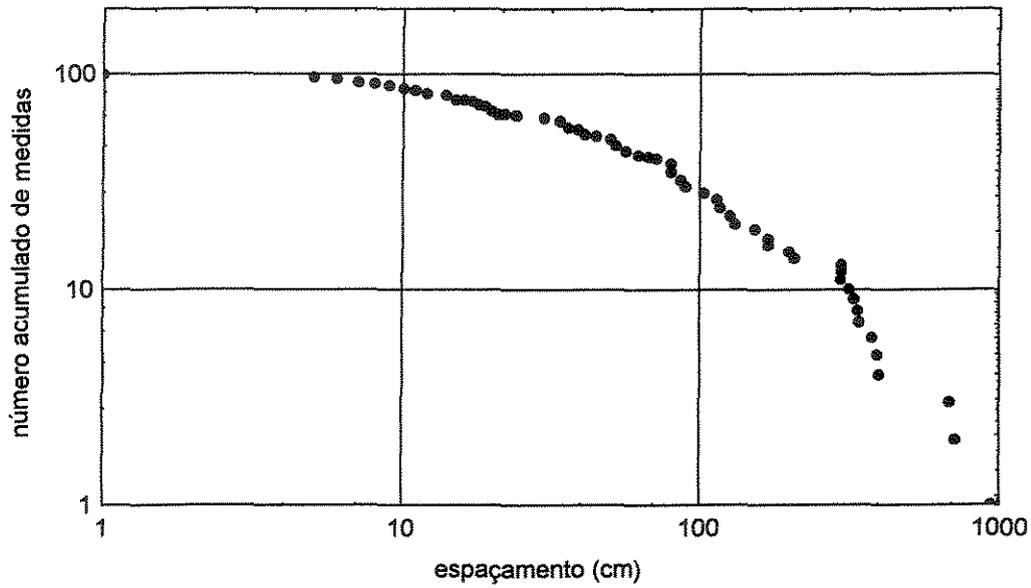


Figura 4.15 - Gráfico bilogarátmico de espaçamento *versus* número acumulado de espaçamentos medidos, para linha de amostragem na cota 614m.

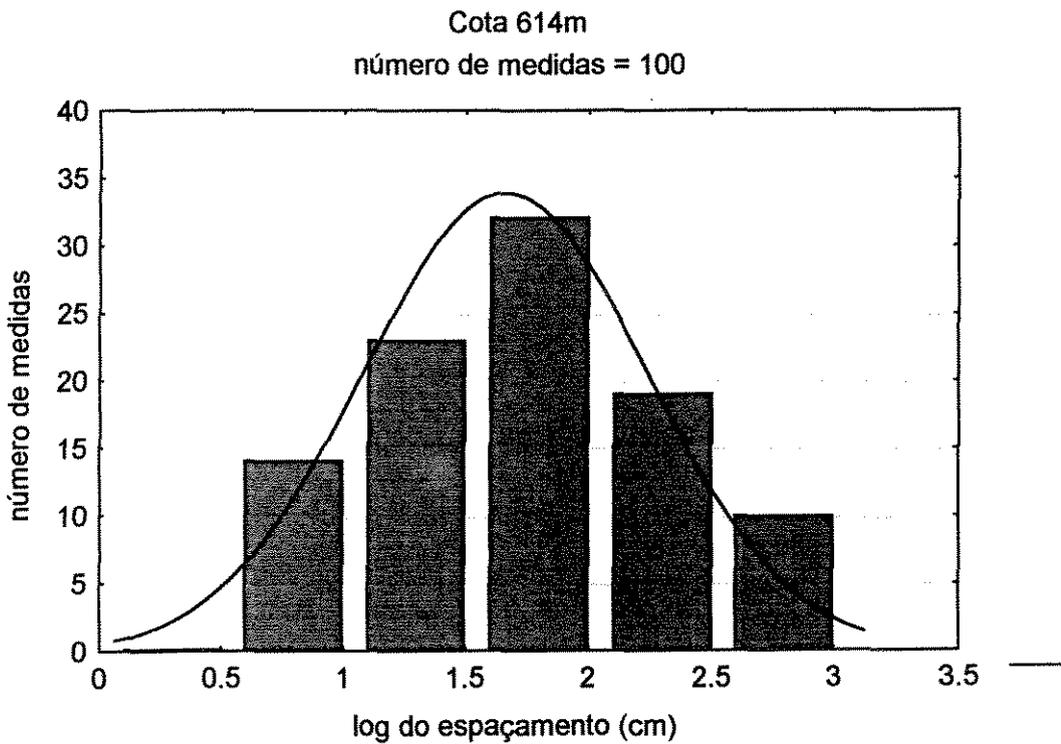


Figura 4.16 - Histograma dos logaritmos dos espaçamentos entre falhas, medidos ao longo da cota 614m. A curva indica a distribuição lognormal esperada.

mal-selecionadas (ao contrário dos arenitos eólicos descritos nos trabalhos de Antonellini *et al.*, 1994; e Underhill & Woodcock, 1987), prejudicando eventuais comparações entre a rocha deformada e não deformada. Pelas características petrográficas, podem ser enquadradas como sendo do tipo I (bandas sem cataclasmamento), Ic (bandas com reorientação de grãos), ou III (bandas com *clay smearing*) dentro da classificação de Antonellini & Aydin (1995).

b) Superfícies de deslizamento com estrias

Ocorrem com frequência *shale-smears* delgados, constituindo estrias de deslizamento em arenitos, formados possivelmente por abrasão (figura 4.17b), não apresentando grande continuidade. Produzem uma marcante descontinuidade no volume rochoso, fazendo com que, em amostras, os blocos adjacentes sejam facilmente separados.

c) Zonas de cisalhamento argilosas (*shale smears*)

Ocorrem como um prolongamento do *drag* normal de camadas de argilito (figura 4.18a), tanto no bloco alto quanto no bloco baixo, apresentando expressiva continuidade quando a camada de argilito é suficientemente espessa e o rejeito da falha não é muito grande. Em certos casos, o argilito é deformado de modo dúctil, enquanto há o rompimento das camadas de arenito, produzindo uma potencial barreira de permeabilidade contínua ao longo da zona de falha (figura 4.18b). Ao microscópio, apresentam-se como faixas argilosas, misturadas com grãos de quartzo, com estruturas sigmoidais produzidas pelo cisalhamento dúctil, como a ilustrada na figura 4.18d. Além dos *shale smears* originados diretamente a partir das intercalações de camadas argilosas, também há uma contribuição das argilas presentes no arcabouço e matriz do arenito, produzidas por caulínização de feldspatos infiltração de argilas, respectivamente.

d) Estruturas lenticulares (*duplexes*)

São frequentes os corpos lenticulares de vários tamanhos (figura 4.19a), ocorrendo desde a nível de bandas de deformação (estruturas *eye* e *ramp*, de Antonellini & Aydin, 1995) até corpos de maior porte, produzidos pela bifurcação dos planos de falha (Childs *et al.*, 1996). São formados por fragmentos de rocha não deformada, completamente envolvidos por planos de falha. Associados com as zonas de cisalhamento argilosas, podem constituir barreiras de permeabilidade, como na falha 121N (figura 4.4).

Legendas das fotografias das páginas 98 a 100

Figura 4.4 - a) Zona de bandas de deformação, em amostra da falha 50S; b) superfície de deslizamento com estrias associada à zona de bandas de deformação ilustrada em (a); c) zona de bandas de deformação em ritmitos, associada à falha 300N; d) microfotografia de uma banda de deformação, mostrando realinhamento de grãos.

Figura 4.5 - Detalhes de *shale smears*. a) Formação de barreira argilosa pelo arraste da camada de argilito; b) e c) *shale smears* relativamente contínuos d) *shale smear* ao microscópio. Notar a forma sigmoidal da argila na zona de falha produzida pelo cisalhamento.

Figura 4.6 - Complexidade interna de zonas de falha. a) formação de corpos lenticulares, bifurcações e pares conjugados (falha 113N); b) zona deformada relativamente espessa (falha 200N); c) amostra obtida da falha 113N; d) amostra de zona de falha cimentada por óxidos de ferro. Notar a definição de zona interna (Z.I.) e zona externa (Z.E.).

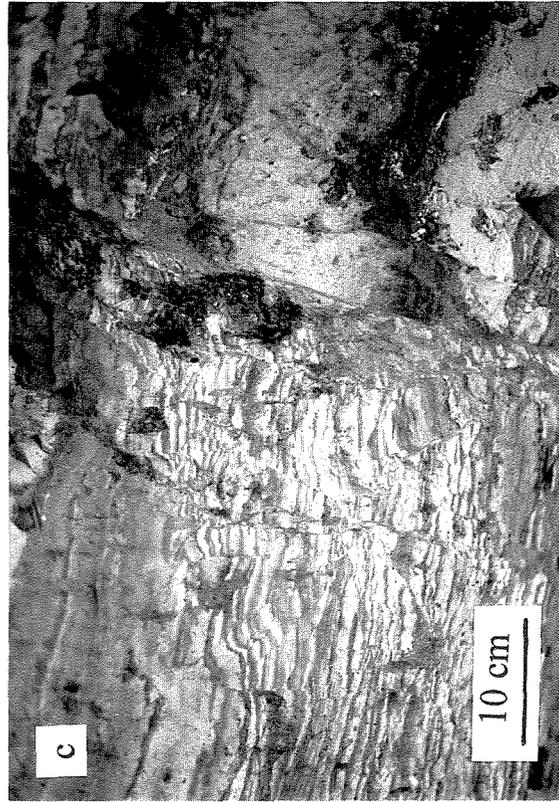
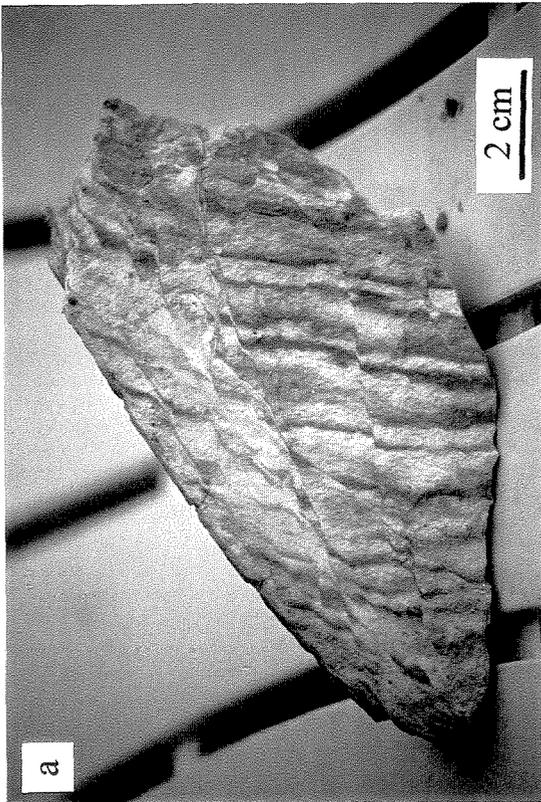
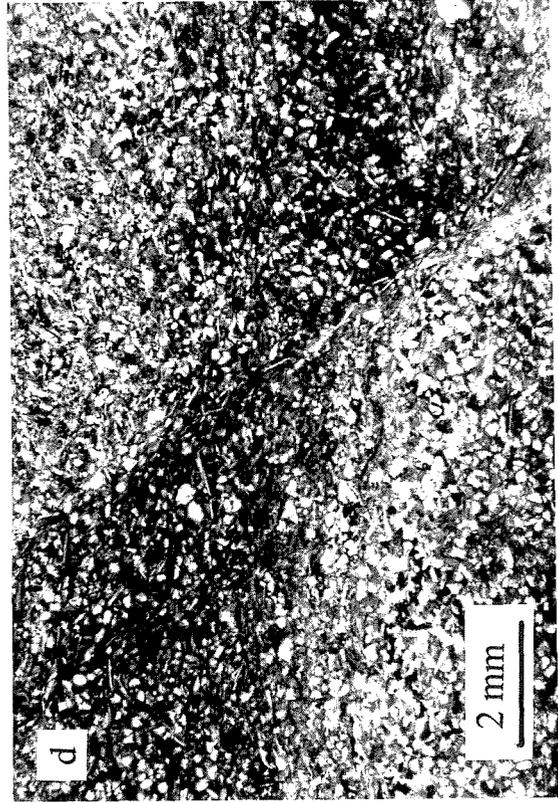
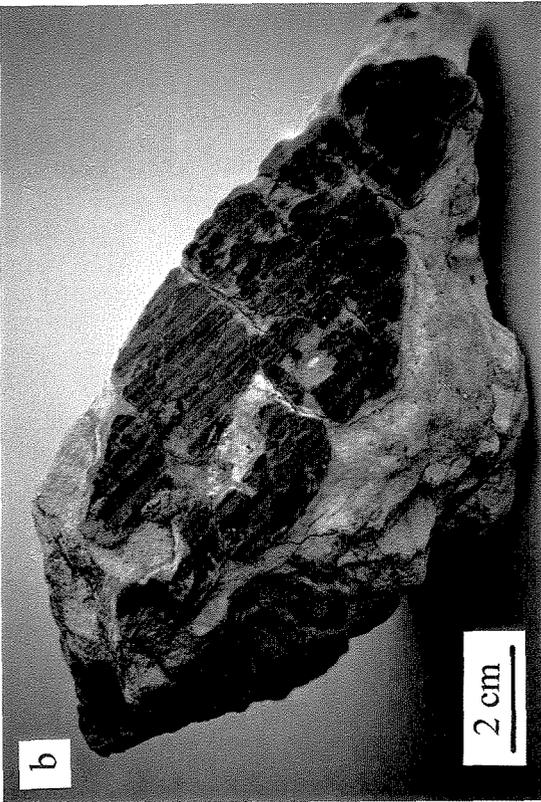


Figura 4.17

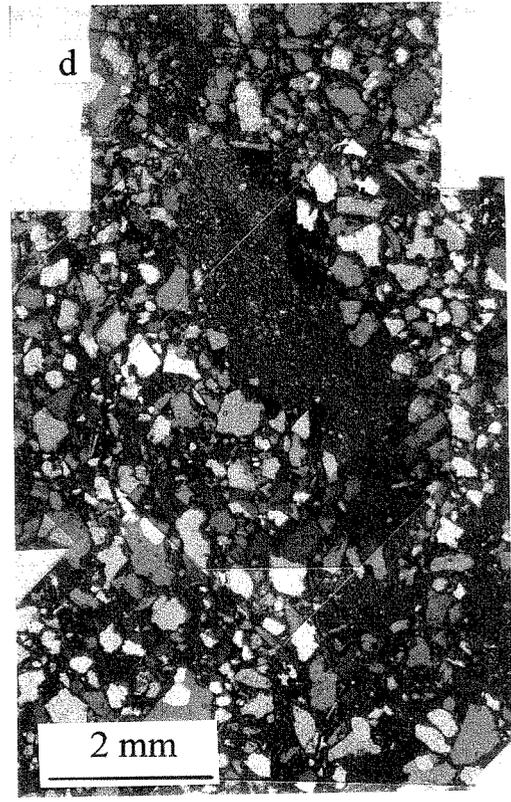
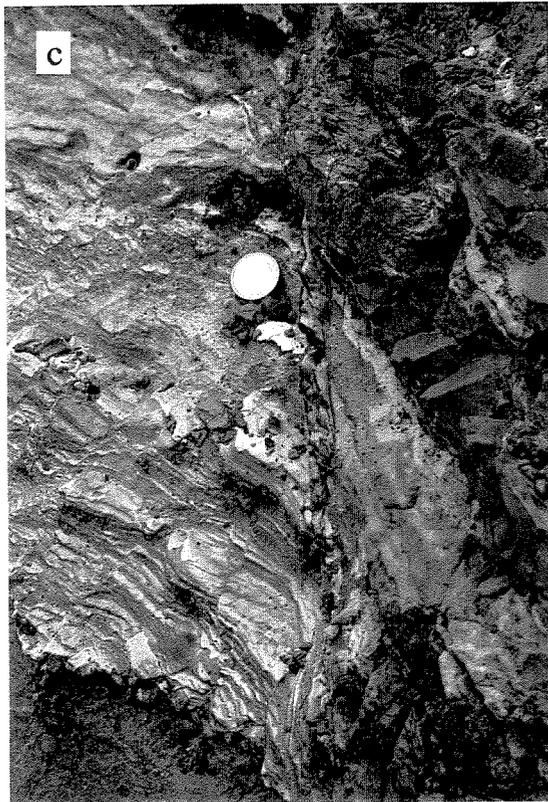
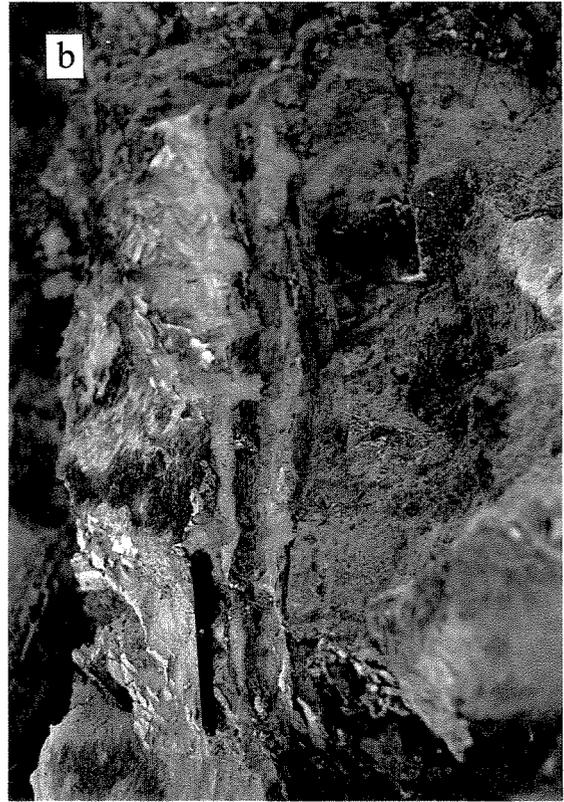


Figura 4.18

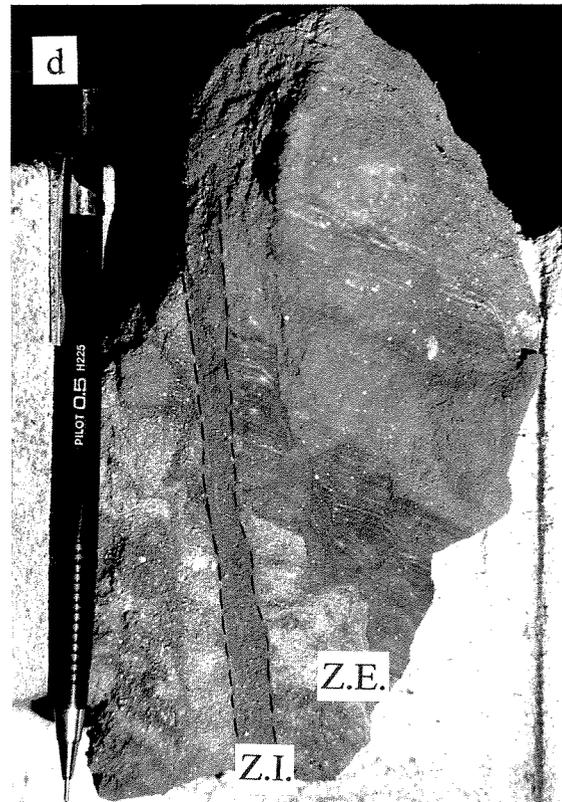
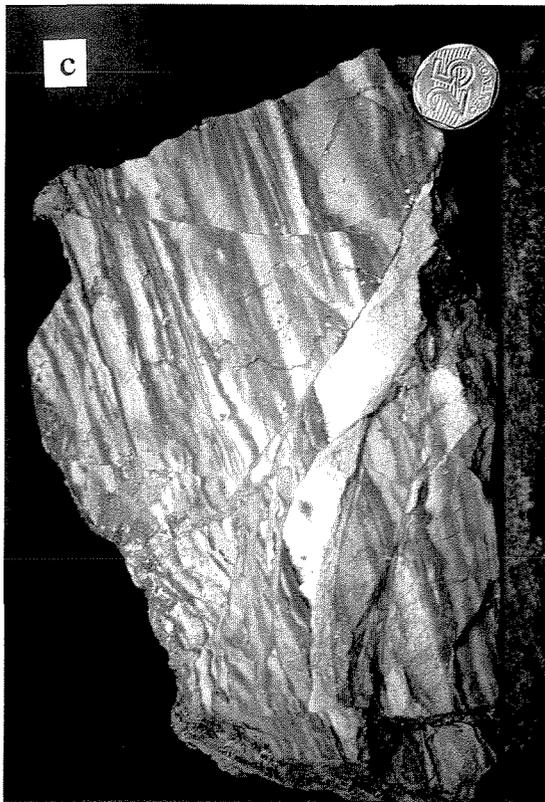
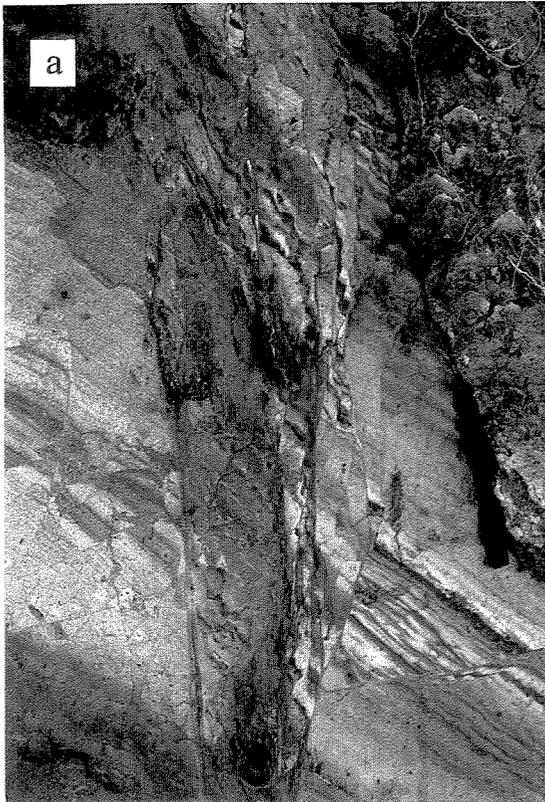


Figura 4.19

e) Zonas de falha paralelas

É frequente a ocorrência de falhas aos pares, exemplos: falhas 504 e 600, 400 e 402), podendo existir uma zona deformada complexa entre os dois planos. Estas falhas são bons exemplos de agrupamentos (discutidos na seção 4.7) que podem ser interpretadas como uma estrutura única, se determinados por métodos sujeitos à resolução (sísmica, correlação entre poços). Como as estruturas lenticulares, estão relacionadas à bifurcação de falhas (Childs *et al.*, 1996) ou podem constituir segmentos de *relay*.

f) Zonas cimentadas

Ocorre com frequência a precipitação de cimentos à base de hidróxidos de ferro (limonitas) no contato entre rochas permeáveis (arenitos) e a zona de falha. Algumas vezes a precipitação ocorre em faixas paralelas à zona de falha, indicando a maior permeabilidade na direção paralela à zona de falha numa determinada época. Entretanto, na maioria dos casos, as limonitas estão concentradas ao longo de limites estratais, que também limitam campos de permeabilidade diferente, estando frequentemente deslocadas pelas falhas.

g) Juntas

São de difícil caracterização no afloramento, uma vez que podem ser confundidas com fraturas de alívio de carga produzidas pela erosão e pelo corte da estrada. Entretanto, juntas de origem tectônica podem ser observadas nas zonas de *drag*, associadas ao dobramento. Possuem direção predominante N10°E, vertical.

h) Brechas

São formadas por fragmentos angulosos e desorganizados, em meio a uma massa siltico/argilosa. Estão associadas às falhas da segunda geração (neotectônica), nos limites do afloramento.

O falhamento dos sedimentos fluviais aqui descritos ocorreu pouco tempo após a sedimentação, e em profundidades relativamente rasas, quando os sedimentos ainda não estavam suficientemente litificados, e as tensões compressivas eram relativamente baixas. Isso pode ter como consequências a formação de estruturas distintas das encontradas em sedimentos já litificados submetidos à deformação tectônica. De fato, as estruturas aqui

observadas são um pouco distintas das descritas por Antonellini & Aydin (1994), Jamilson & Stearns (1982) e Pittman (1981), discutidas no Capítulo 2 desta dissertação. Assemelham-se mais às estruturas descritas por Berg & Avery (1995), onde há uma importante contribuição da deformação hidroplástica, embora em um ambiente geológico distinto. Desta forma, a formação de barreiras de permeabilidade, caso este afloramento fosse um reservatório, é consequência, em sua maior parte, da ação dos *shale smears*.

4.9. Espessura de zonas de falha

Conforme Childs *et al.* (1996), uma falha individual raramente apresenta um único plano bem definido, sendo representada por uma zona bastante complexa, se observada com o devido detalhe. Assim, o conceito de falha individual é fortemente dependente de escala de observação (vide Capítulo 2).

As falhas observadas no afloramento não fogem a esta regra. São aqui apresentados os resultados de um estudo visando caracterizar a complexidade interna de uma falha.

Algumas falhas importantes do afloramento, como a falha 113N, foram descritas com mais detalhe, com descrições feitas ao longo de seu traço, em intervalos de 5 ou 10 cm. Para uma tentativa de quantificação de espessura, foram aqui definidas macroscopicamente (figura 4.19d):

a) zona interna, ou zona de *gouge*, uma região intensamente deformada, com perda das estruturas sedimentares originais e formação de estruturas fluidais;

b) zona externa, uma região intensamente fraturada, com bandas de deformação e superfícies de deslizamento de pequeno rejeito, mas com as estruturas sedimentares preservadas;

c) espessura de *shale smear*, ou seja, a porção argilosa da zona interna.

Os limites entre estas zonas são difusos e um tanto subjetivos, podendo também uma mesma falha ter mais de uma zona interna, por exemplo, quando a falha é formada por 2 ou mais planos principais.

Na tentativa de se analisar a relação entre a espessura e as dimensões (rejeito) de uma zona de falha, foram plotados todos os dados de rejeito contra a espessura da zona interna de todas as falhas do afloramento (figura 4.20), resultando numa correlação fraca ($R^2 = 0,66$) entre os logaritmos do rejeito e da espessura. Esta dispersão está associada às variações litológicas e à complexidade interna da zona de falha (Engelder, 1974).

O gráfico mostra a existência de uma faixa, com cerca de uma ordem e meia de magnitude de dispersão, e inclinação igual a 1 (relação linear). A relação rejeito/espessura de zona de *gouge* foi estudada por Power & Tullis (1995) em falhas naturais e sintéticas (figura 4.21), e concluíram que a linearidade é um produto do caráter auto-similar das superfícies submetidas à fricção. Segundo os mesmos autores, nas superfícies euclidianas submetidas à fricção, a relação rejeito/espessura de *gouge* não é linear. As relações espessura/rejeito aqui encontradas são um pouco maiores do que as observadas pelos referidos autores, e possivelmente se deve aos diferentes comportamentos mecânicos dos materiais.

A espessura da zona interna é um parâmetro importante nas propriedades hidráulicas das falhas, já que pode se constituir numa barreira de permeabilidade com mais chances de continuidade se for suficientemente espessa. A continuidade da espessura da zona deformada pode ser visualizada na forma de gráfico na figura 4.22 e na forma de semivariogramas (figura 4.23).

A continuidade espacial de uma variável pode ser caracterizada com a utilização de semivariogramas (vide Apêndice II). Os semivariogramas de espessura de zona interna e de zona externa apresentaram características periódicas (figuras 4.23a e 4.23b), como o efeito buraco (Isaaks & Srivastava, 1989), reflexo da geometria anastomosada da zona de falha, produzida por bifurcações (Engelder, 1974), e ao menos em parte relacionada com as heterogeneidades litológicas do afloramento. O semivariograma de espessura de *shale smear* da mesma zona de falha (figura 4.23c) não apresentou características periódicas, mas mostram algum efeito pepita, reflexo de um comportamento errático da variável.

O forte comportamento linear do semivariograma de zona interna (*gouge*) próximo à origem (distância de até 1m) pode ser sugestivo da geometria fractal da superfície da falha. Neste caso, a dimensão fractal pode ser calculada pela metodologia proposta por Remacre (1990), através do comportamento próximo à origem em semivariogramas de primeira ordem

(madograma, vide Apêndice II). A figura 4.24 ilustra o madograma da zona interna, que exibe um comportamento de lei de potência do tipo

$$\gamma_1(h) = |h|^\beta \quad (4.3)$$

próximo à origem, sendo h a distância, γ_1 o valor do madograma e β o expoente de lei de potência do madograma. O expoente β foi então obtido através da inclinação da reta num gráfico bilogárítico de h versus $\gamma_1(h)$ (figura 4.25). A dimensão fractal que representa irregularidade da espessura de *gouge* é obtida (Remacre, 1990):

$$D_i = 2 - \beta \quad (4.4)$$

Para distâncias maiores, o variograma não é a melhor ferramenta para caracterização fractal, pois sofre influência de efeitos de deriva (como o “efeito buraco” da figura 4.23a). Para análise num domínio maior, são requeridas metodologias como a análise R/S, utilizada por Beer (1994) no estudo de perfis elétricos de poços de petróleo.

A geometria fractal de planos de fratura tem sido objeto de vários trabalhos recentes (Turcotte, 1992; Power & Tullis, 1995). Trata-se de outra aplicação dos fractais em geologia, e que pode ter utilidade na caracterização de propriedades de fluxo em zonas de falha e na estimativa de espessura de zonas deformadas.

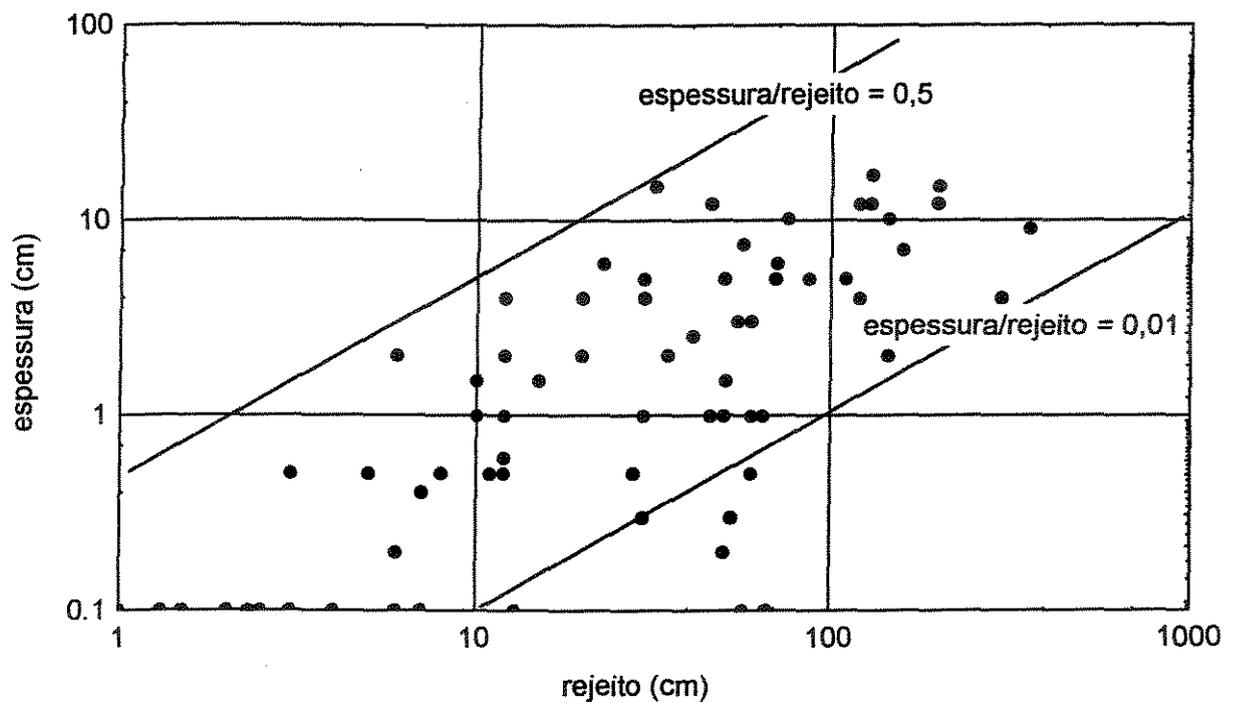


Figura 4.20- Gráfico bilogárítmico de dimensão rejeito da falha *versus* espessura da zona interna deformada. Notar a relação aproximadamente linear (inclinação das retas igual a 1), e a grande dispersão dos dados.

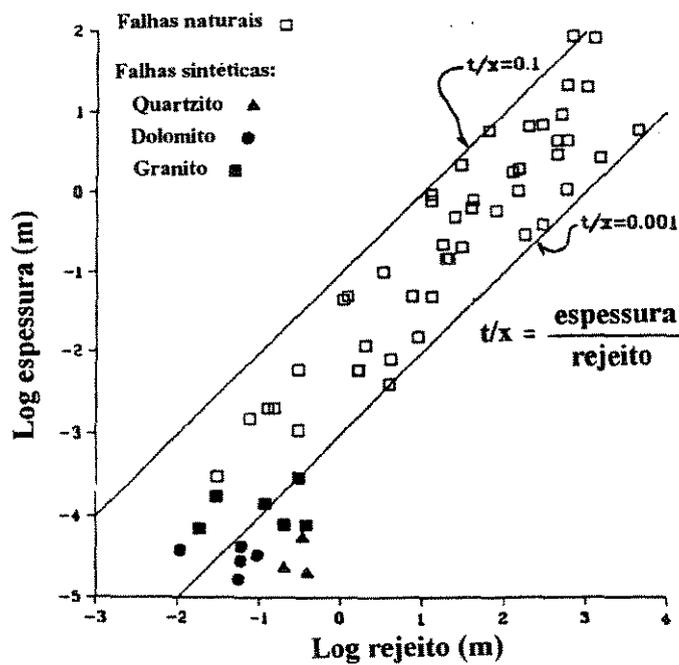


Figura 4.21 - Relações espessura/rejeito de zonas de falha encontradas por Power & Tullis (1995).

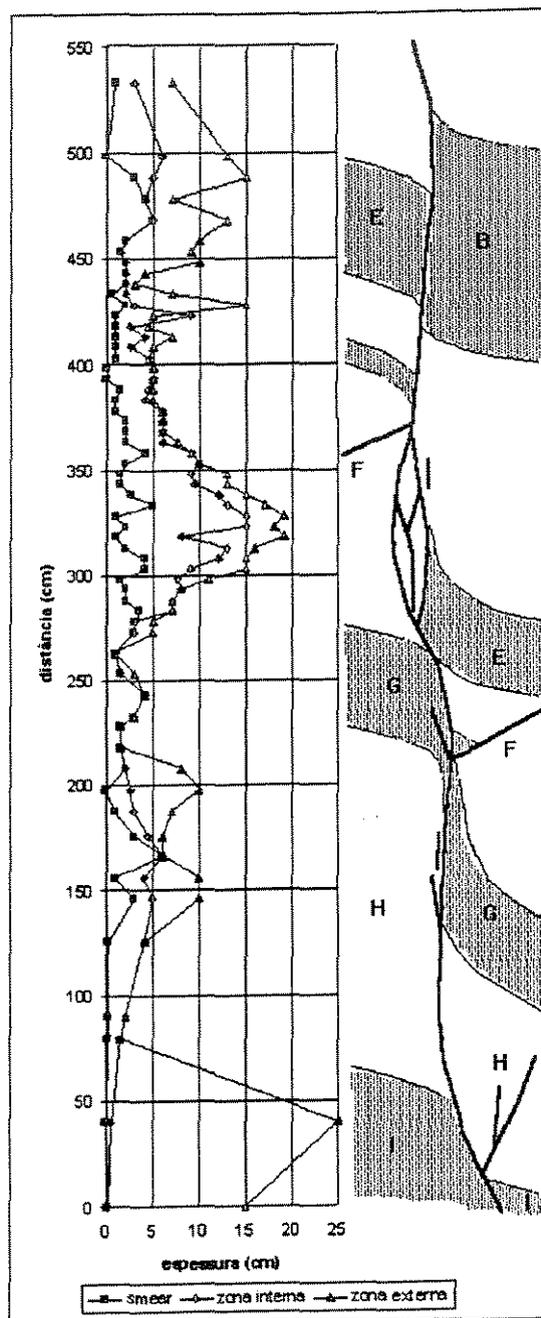


Figura 4.22 - Variação das espessuras de zona externa, zona interna e *shale-smear* na falha 113N.

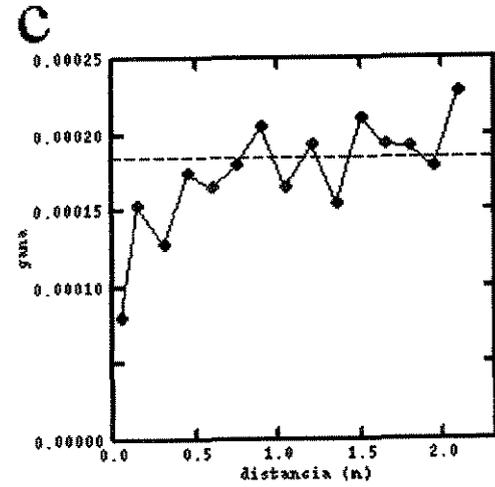
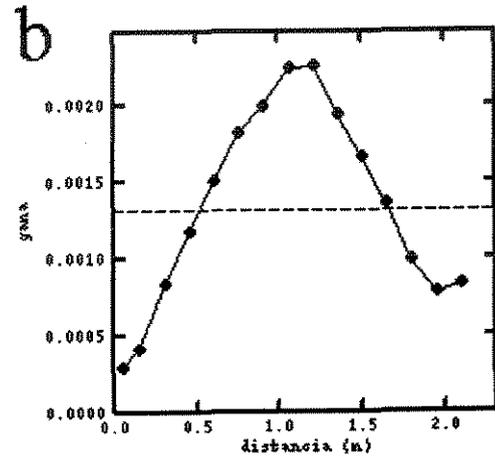
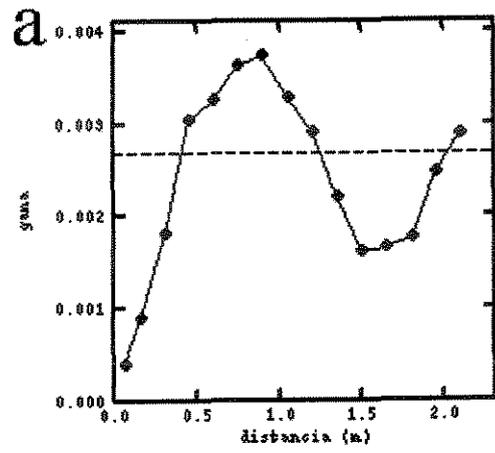


Figura 4.23- Semivariogramas. a) Zona externa; b) zona interna; c) shale smear. Passo=0,15m, N=61.

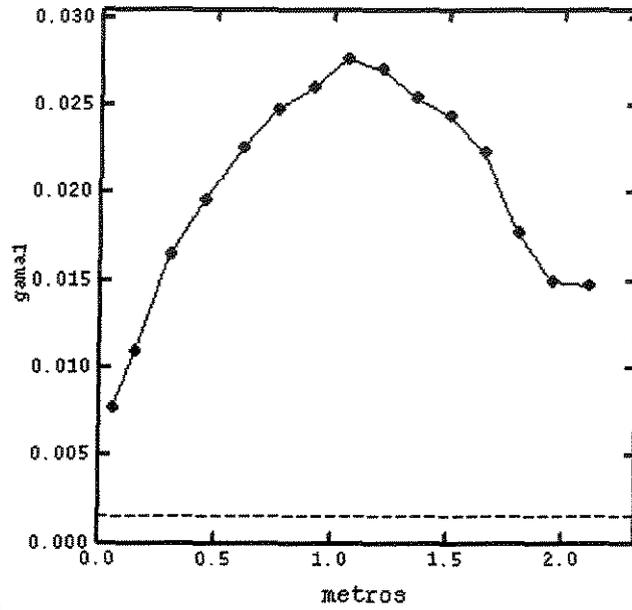


Figura 4.24 - Madograma de espessura de zona interna.

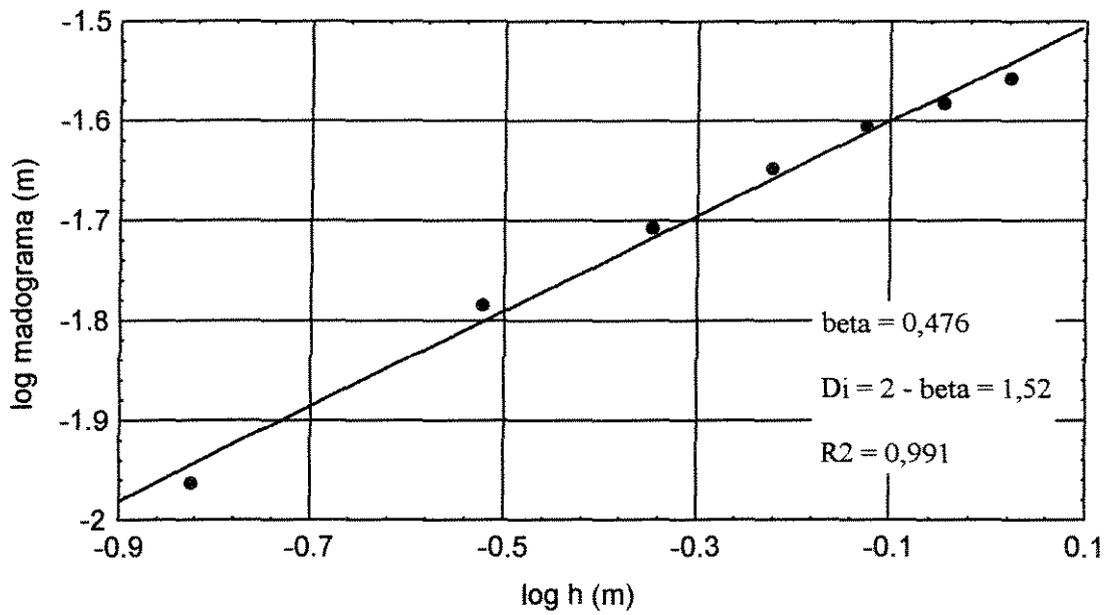


Figura 4.25 - Gráfico bilogarátmico de h versus $\gamma_1(h)$ da zona interna.

Capítulo 5 - CONCLUSÕES

Falhas em reservatórios são objetos tridimensionais que podem ser tratadas do mesmo modo que, por exemplo, um horizonte estratigráfico. São passíveis de serem mapeadas e tratadas estatisticamente. Neste sentido, mapas de planos de falhas, pouco usuais nos campos de petróleo brasileiros, são de grande utilidade no gerenciamento do campo, podendo auxiliar na locação de poços direcionais paralelos às falhas selantes. A crescente utilização de levantamentos sísmicos 3D sem dúvida ajudará muito na confecção mais precisa desses mapas.

A metodologia de trabalho aqui aplicada, além de verificar a influência das falhas nos volumes de petróleo de um campo, permite uma análise crítica da qualidade da interpretação estrutural de uma área. A interpretação estrutural está sujeita à subjetividade do intérprete, e trata-se de uma atividade dinâmica, onde não existe uma conclusão definitiva.

A relação entre falhas maiores e menores apresentam uma tendência de seguir uma lei de potência (fractal) na distribuição de tamanhos, dentro de determinados limites. A distribuição espacial das falhas é bastante heterogênea, com tendência de falhas ocorrerem de forma agrupada.

O assunto aqui discutido retrata uma das mais importantes situações onde a invariância de propriedades de escala se aplica. Com isso, pode-se aplicar com sucesso na caracterização de reservatórios muitos conceitos de uso corrente entre os estudiosos de geologia regional. Muitas estruturas estudadas pelos intérpretes regionais podem ser encontradas na escala de campo, de bloco ou de amostra de rocha.

A distribuição de tamanhos de falhas interpretadas em um campo de petróleo é sensivelmente distinta da população real, melhor observada em afloramentos. A estimativa

dessa distribuição é sensível à resolução dos métodos de detecção, aos equívocos de interpretação e à insuficiência de dados, fenômenos que degradam a distribuição original.

Campos de petróleo estruturalmente complexos, como o analisado no Capítulo 3, devem apresentar uma quantidade de falhas de pequeno porte (menor que 40m) bem maior do que mostram os mapas. Algumas dessas falhas influenciam diretamente na distribuição dos volumes de petróleo no campo. A quantidade dessas falhas de pequeno porte, muitas vezes não detectadas diretamente pela sísmica ou correlação entre poços, métodos amplamente utilizados na indústria do petróleo, pode ser prevista a partir da população das falhas maiores. Estas pequenas falhas podem constituir heterogeneidades importantes num reservatório, podendo até mesmo ocultar volumes de petróleo ainda não drenados em campos que se encontram em estágio maturo de desenvolvimento.

O estudo de afloramentos é de grande utilidade na compreensão de como as heterogeneidades estruturais controlam a compartimentação do reservatório. O afloramento permite a visualização direta da real complexidade dos reservatórios falhados, ajudando a melhorar o conhecimento e a sensibilidade do intérprete. Dentre as informações importantes que podem ser obtidas do afloramento, estão as distribuições de população de tamanho de falhas, de espaçamentos e relação entre espessura da zona de *gouge* e tamanho da falha.

O estudo de afloramentos tem sua qualidade sensivelmente melhorada com a utilização de técnicas de topografia, fotogrametria terrestre e geoprocessamento. Estas técnicas são relativamente simples e perfeitamente operacionais.

A metodologia de trabalho aqui apresentada também pode ser útil na análise econômica de uma área, orientando prospectos de sísmica 3D, no sentido de prever se uma determinada área ou campo de petróleo contém blocos limitados por falhas selantes ainda não descobertas.

O conhecimento das heterogeneidades estruturais não se limita à geometria e à distribuição das falhas. Tão importante é também caracterizar os aspectos deposicionais (como a porcentagem de camadas pelíticas), a relação tectônica/sedimentação, a idade do falhamento e a litificação e diagênese atual e pretérita. Todos esses parâmetros combinados produzirão características particulares nas heterogeneidades estruturais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- An, L.J. ; Sammis, C.G. 1996. A cellular automaton for the development of crustal shear zones. *Tectonophysics*, n. 253, p. 247-270.
- Anderson, E.M. 1951. *The Dynamics of Faulting*. Edinburgh, Oliver & Boyd, 206 p.
- Antonellini, M.; Aydin, A. 1994. Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: petrophysical properties. *AAPG Bulletin*, v.78, n.3 , p. 355-377.
- Antonellini, M.; Aydin, A.; Pollard, D.D. 1994. Microstructure of deformation bands in porous sandstones at Arches National Park, Utah. *J. Struct. Geol.*, v.16, n.7, p. 941-959.
- Antonellini, M.; Aydin, A. 1995. Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: geometry and spatial distribution. *AAPG Bull.*, v.79, p. 642-671.
- Aydin, A. 1978. Small faults formed as deformation bands in sandstone. *Pure and Appl. Geoph.* v. 116, p. 913-930.
- Badley, M.E.; Freeman, B.; Roberts, A.M.; Thatcher, J.S.; Walsh, J.; Watterson, J.; Yielding, G. 1991. Fault Interpretation During Seismic Interpretation and Reservoir Evaluation. In: PROCEEDINGS OF THE 1st. ARCHIE CONFERENCE, Houston, AAPG, p. 224-241.
- Badleys. 1995. Fault-traps. Helping you find new reserves. Manual do programa FAPS, Lincolnshire.
- Barnett, J.A.M., Mortiner, J.H., Rippon, J.H., Walsh, J.J.; Watterson, J. 1987. Displacement geometry in volume containing a single normal fault. *AAPG Bull.*, v.71, n.8, p.925-937.
- Barton, C.C.; Larsen, E. 1985. Fractal geometry of two-dimensional fracture networks at Yucca Mountain, Southwest Nevada. In: O. Stephansson (ed.) *Fundamental of Rock Joints*. In: PROCEEDINGS OF INTERNATIONAL SYMP. OF ROCK JOINTS, Bjorkkliden, Sweden, p. 77-84.
- Barton, C.C.; Hsieh, P.A. 1989. Physical and hydrologic-flow properties of fractures. *Field Trip Guidebook T385. 28th IGC*, Washington.
- Barton, C.C.; Troussov, G.L. 1996. FRA - A Computer Program That Uses a Fractal Methodology to Calculate the Volume and Number of Undiscovered Hydrocarbon Accumulations. AAPG ANNUAL CONVENTION, May 19-22, San Diego.
- Barton, C.C. 1995. Fractal Analysis of Scaling on Spatial Clustering of Fractures. In: Barton, C.C.; La Pointe, P.R. (eds.) - *Fractals in the Earth Sciences*, New York, Plenum Press, p. 141-178.
- Beer, R. 1994. Extensão da análise R/S para caracterização geoestatística local e regional de reservatórios de hidrocarbonetos. Dissertação de Mestrado, Campinas, IG/Unicamp, 149p.
- Berg, R.R. 1975. Capillary pressures in stratigraphic traps. *AAPG Bull.*, v.59, p. 939-956.

- Berg, R.R.; Avery, A.H. 1995. Sealing Properties of Tertiary Growth Faults, Texas Gulf Coast. *AAPG Bull.*, v.79, n.3, p.375-393.
- Borba, C. 1994. Correlação de falhas. *Rel. Interno*, Aracaju, Petrobrás, 36p.
- Broek, D. 1986. *Elementary engineering fracture mechanics*. Amsterdam, Martinus Nijhoff Publ., 516p.
- Campanha, V.A.; Saad, A.R.; Almeida, M.A.; Bistrichi, C.A.; Barbosa Jr., E.; Etchebehere, M.L.D.C. 1991. Geologia das folhas Jacareí, Tremembé, Taubaté e Pindamonhangaba, SP, Parte 3: Bacia de Taubaté. *ATAS DO II SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE*, São Paulo, SBG SP/RJ, p. 455-462.
- Cartwright, J. 1991. The kinematic evolution of the Coffee Soil Fault. In: Roberts, A.M., Yielding, G.; Freeman, B. (eds.). *The Geometry of Normal Faults*, London, Geol. Soc. Special Publ., n.56, p.29-40.
- Cartwright, J.A.; Trudgill, B.D.; Mansfield, C.S. 1995. Fault growth by segment linkage: An explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from Canyonlands Grabens of SE Utah. *J. Struct. Geol.*, v.17, n.9, p. 1319-1326.
- Chang, H.K.; Bender, A.A.; Mello, U.T.; Kowsmann, R.O. 1991. *Manual do Sistema de Simulação de Bacias (Bass)*, Versão 2.0, Rio de Janeiro, Cenpes/Petrobrás, 412p.
- Childs, C.; Walsh, J.J.; Watterson, J. 1990. A method for estimation of the density of fault displacements below the limits of seismic resolution in reservoir formations. *North Sea Oil & Gas Reservoir - II*. London, Graham & Trotman Ltd., p. 309-318.
- Childs, C.; Watterson, J.; Walsh, J.J. 1995. Fault overlap zones within developing normal fault systems. *J. Struct. Geol.*, v.152, p. 535-549.
- Childs, C.; Watterson, J.; Walsh, J.J. 1996. A model for the structure and development of fault zones. *J. Geol. Soc.* (no prelo).
- Cox, D.R.; Lewis, P.A.N. 1966. *The Statistical Analysis of Series of Events*. London, Methuen, 285p.
- Deutsch, C. 1989. Calculating effective absolute permeability in sandstone/shale sequences. *SPE Formation Evaluation*, v.4, p. 343-348.
- Edwards, H.E.; Becker, A.D.; Howel, J.A. 1993. Compartmentalization of an aeolian sandstone by structural heterogeneities: Permo-Triassic Hopeman Sandstone, Moray Firth, Scotland. In: North, C.P.; Prosser, D.J. (eds). *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*, London, *Geol. Soc. Sp. Publ.*, n.73, p. 339-365.
- Engelder, J.T. 1974. Cataclasis and the Generation of Fault Gouge. *Geol. Soc. of Am.*, v.85, p. 1515-1522.
- Falconi, C.M.O. 1990. Sedimentação e Caracterização dos Arenitos Reservatórios da Formação Coqueiro Seco (Cretáceo Inferior), Bacia de Sergipe-Alagoas. Tese de Mestrado, Ouro Preto, UFOP.
- Feder, J. 1988. *Fractals*. New York, Plenum Press, 283p.

- Ferreira, J.V. 1990. Faciologia e Caracterização de Reservatórios das Unidades PDO I e PDO IV da Formação Penedo. Bacia de Sergipe-Alagoas. ANAIS DO SEMINÁRIO DE GDR, Rio de Janeiro, Petrobrás.
- Fernandes, F.L. 1993. Arcabouço estrutural e evolução da bacia de Taubaté (SP). Dissertação de mestrado, Ouro Preto, UFOP.
- Ferreira, G.S. 1990. Evolução tectônica da Zona de falha Mata-Catu, Bacia do Recôncavo, BA. Dissertação de Mestrado, Ouro Preto, UFOP.
- Fonseca, L.E.N.; Carrasco, B.N. 1995. Aplicação de geoprocessamento, processamento digital de imagens e fotogrametria terrestre no rastreamento litofaciológico de afloramentos. Com. Tec. Setec/Cenpes, Rio de Janeiro, Petrobrás. Rel. Inédito.
- Freeman, B., Yielding, G.; Badley, M. 1990. Fault correlation during seismic interpretation. *First Break*, v.8, n.3, p.87-95.
- Garcia, M.T.M.; Sá, J.G.; Góes, R.O. 1987. Interpretação e aplicação do perfil de mergulho na área sudeste do campo, Brasil. *Bol. Geoc. Petrobrás*, v.1, n.2, p. 191-203.
- Gauthier, B.D.M.; Lake, S.D. 1993. Probabilistic modelling of faults below the limit of seismic resolution in Pelican Field, North Sea, Offshore United Kingdom. *AAPG Bull.* v.77, n.5, p. 761-777.
- Gibson, J.R.; Walsh, J.J.; Watterson, J. 1989. Modelling of bed contours and cross-sections adjacent to planar normal faults. *J. Str. Geol.*, v.11, n.3, p. 317-328.
- Gillespie, P.A.; Howard, C.B.; Walsh, J.J.; Watterson, J. 1993. Measurement and characterization of spatial distribution of fractures. *Tectonophysics* n. 226, p. 113-141.
- Gross, M.R.; Engelder, T. 1995. Strain accommodated by brittle failure in adjacent units of Monterey Formation, USA: Scale effects and evidence for uniform displacement boundary conditions. *J. Struct. Geol.*, v.17, n.9, p. 1303-1318.
- Halbwachs, Y.; Courrioux, G.; Renaud, X.; Repusseau, P. 1996. Topological and geometric characterization of fault networks using 3-Dimensional generalized maps. *Mathematical Geology*, v.28, n.5.
- Harris, C.; Fransen, R.; Loosveld, R. 1991. Fractal analysis of fractures in rocks: The Cantor's Dust method - comment. *Tectonophysics*, n.198, p. 107-115.
- Hardmann, R.F.P.; Both, J.E. 1991. The significance of normal faults in the exploration and production of North Sea hydrocarbons. In Roberts, A.M., Yielding, G. e Freeman, B. (eds.) *The Geometry of Normal Faults*. London, Geol. Soc. Sp. Publ., n.56, p. 1-13.
- Harbaugh, J.W.; Davis, J.C.; Wenderbourg, J. 1995. *Computing risk for oil prospects: Principles and programs*. Amsterdam, Elsevier, 452p.

- Hasui, Y.; Ponçano, W.L. 1978. Organização estrutural e evolução da Bacia de Taubaté. ANAIS DO XXX CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Recife, SBG, v.1, p. 368-381.
- Hewett, T.A. 1993. Fractal Methods for Fracture Characterization. In: *Computer Applications in Geology*, Tulsa, AAPG p. 249-260.
- Hirabayashi, T.; Keisuke, I.; Yoshii, T. 1992. Multifractal Analysis of Earthquakes. *Pure and Appl. Geoph.*, v.138, n.4, p. 591-609.
- Hirata, T. 1989. Fractal Dimension of Fault Systems in Japan: Fractal Structure in Rock Fracture Geometry at Various Scales. *Pure and Appl. Geoph.*, v.131, ns.1-2, p157-169.
- Hoek, E.; Diederichs, M. 1989. DIPS, Users Manual - Advanced Version, Toronto, University of Toronto, 125p.
- Isaaks, E.; Srivastava, R. 1989. *An Introduction to Applied Geostatistics*. New York, Oxford University Press, 561p.
- Jamison, W.R.; Stearns, D.W. 1982. Tectonic Deformation of Wingate Sandstone, Colorado National Monument. *AAPG Bull*, v.66, n.12, p.2584-2608.
- Johnson, A.M. 1995. Orientations of faults determined by premonitory shear bands. *Tectonophysics* v.247, p. 161-238.
- Kanninen, M.F.; Popelar, C.H. 1985. *Advanced Fracture Mechanics*. New York, Oxford University Press.
- King, G.C.P. 1983. The Accomodation of Large Strains in the Upper Lithosphere of the Earth and Other Solids by Self Similar Fault Systems: The Geometric Origin of b-Value. *Pure and Appl. Geoph.*, v.121, p. 761-816.
- King, G.C.P.; Sammis, C.G. 1992. The Mechanisms of Finite Brittle Strain. *Pure and Appl. Geoph.*, v.139, n.4, p. 611-640.
- Knott, S.D. 1993. Fault seal analysis in the North Sea . *AAPG Bull*. v.77, n.5, p. 778-792.
- Korvin, G. 1992. *Fractal Models in The Earth Sciences*. Amsterdam, Elsevier, 396 p.
- Lindsay, N.G.; Murphy, F.C.; Walsh, J.J.; Watterson, J. 1993. Outcrop studies of shale smears on fault surfaces. In *Spec. Publs Int. Ass. Sediment.*, 15, p. 113-123.
- Magnavita, L.P.; Souza, M.S. 1995. Caracterização de sistemas de fraturas através de análise multifractal. V SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, Gramado, SBG, p. 414-415.
- Maltmann, A. 1987. Shear zones in argillaceous sediments - an experimental study. In Jones, M.E. and Preston, R.M.F. (eds). *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*, London, GSSP, n.29, p.77-87.
- Mandelbrot, B.B. 1983. *The fractal Geometry of Nature*. New York, Freeman.
- Marques, A. 1990. Evolução tectono-sedimentar e perspectivas exploratórias da Bacia de Taubaté, SP. *Bol. Geoc. Petrobrás*, v.4, n.3, p. 253-262.

- Marret, R.; Almendinger, R.W. 1991. Estimates of strain due to brittle faulting: sampling of fault population. *J. Struct. Geol.*, v.13, n.6, p. 735-738.
- Marret, R.; Almendinger, R.W. 1992. Amount of extension on "small faults": an example from the Viking Graben. *Geology*, v.23, n.6, p 539-542.
- McCaffrey, K.J.W.; Johnston, J.D. 1996. Fractal analysis of a mineralised vein deposit: Curraghinald gold deposit, County Tyrone. *Mineralium Deposita*, 31, p. 52-58.
- McClay, K.R.; Waltham, D.A; Scott, A.D.; Abousetta, A. 1991. Physical and seismic modelling of listric normal fault geometries. In: Roberts, A.M. , Yielding, G. e Freeman, B. (eds.) *The Geometry of Normal Faults*. London, Geol. Soc. Sp. Publ., n.56, p. 231-239.
- Miall, A.D. 1988. Reservoir Heterogeneities in Fluvial Sandstones: Lessons from Outcrop Studies. *AAPG Bull.*, v.72, n.6, p. 682-697.
- Munthe, K.L.; Omre, H.; Holden, L.; Damslet, E.; Heffer, K.; Olsen, T.; Watterson, J. 1993. Subseismic Faults in Reservoir Description and Simulation. *SPE 26500*, p. 843-850.
- Nelson, R.A. 1985. *Geologic analysis of naturally fractured reservoirs* (Contributions in Petroleum Geology and Engineering; v.1). Gulf Publishing Company, 320p.
- Nicol, A.; Watterson, J.; Walsh, J.J.; Childs, C. 1996. The shapes, major axis orientation and displacement patterns of fault surfaces. *J. Struct. Geol.* (no prelo).
- Okubo, P.G. & Aki, K. 1987. Fractal Geometry in the San Andreas Fault System. *J. Geoph. Res.*, v.92, n.B1, p. 345-355.
- Park, R.G. 1983. *Foundations of Structural Geology*. Glasgow, Blackie & Sons, 135p.
- PCI . 1995. Remote Sensing Corp., Canada.
- Peacock, D.C.P. 1996. Field examples of variations in fault patterns at different scales. *Terra Nova*, v.8, p.361-371.
- Perkins, H. 1961. Fault closure-type fields, southeast Louisiana. *Gulf Coast Assoc. of Geol. Soc Trans.*, v.11, p. 177-196.
- Petit, J-P.; Laville, E. 1987. Morphology and Microstructure of Hydroplastic Slickensides in Sandstone. In Jones, M.E.; Preston, R.M.F. (eds). *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*, London, GSSP, n.29, p. 107-121.
- Pickering, G. ; Bull, J.M.; Sanderson, D.J. 1995. Sampling power-law distributions. *Tectonophysics*, v. 248, p. 1-20.
- Pittman, E.D. 1981. Effect of Fault-Related Granulation on Porosity and Permeability of Quartz Sandstones, Simpson Group (Ordovician), Oklahoma. *AAPG Bull.*, v.65, n.11, p. 2381-2387.
- Pollard, D.D.; Aydin, A. 1988. Progress in understanding jointing over the past century. *GSA Bull.*, v.100, p. 1181-1204.

- Power, W.L.; Tullis, T.E. 1995. Review of the fractal character of natural fault surfaces with implications for friction and the evolution of fault zones. In: Barton, C.C.; La Pointe, R. , *Fractals in the Earth Sciences*, New York, Plenum Press, p. 89-105.
- Purcell, W.R. 1949. Capillary pressures - their measurements using mercury and the calculation of permeability therefrom. *AIME Petroleum Transactions*, v.186, p. 39-48.
- Pyrak-Nolte, L.J.; Myer, L.R. & Nolte, D.D. 1992. Fractures: finite-size scaling and multifractal. *Pure and Appl. Geoph.*, v. 138, n.4, p. 679-706.
- Remacre, A.Z. 1990. Geoestatística e/ou fractal. IV SEMINÁRIO NACIONAL: O COMPUTADOR E SUA APLICAÇÃO NO SETOR MINERAL, Belo Horizonte, IBRAM, 14p.
- Riccomini, C. 1989. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. Tese de Doutorado, São Paulo, IG/USP, 256p.
- Roque, N.C.; Chemale Jr., F.; Pelluci, R.; Cupertino, J.A. 1994. Mecanismo de falhamento nos arenitos da bacia de Tucano, Bahia. *Geosciências*, Rio Claro, UNESP, v.13, n.2, p. 421-441.
- Sammis, C. ; King, G.; Biegel, R. 1987. The kinematics of gouge deformation. *Pure and Appl. Geoph.*, v.125, p. 777-812.
- Sammis, C.G.; Biegel, R.L. 1989. Fractals, Fault-Gouge and Friction. *Pure and Appl. Geoph.*, v.131, n.1-2, p. 255-271.
- Sammis, C.G.; Steacy, S.J. 1995. Fractal fragmentation in crustal shear zones. In: Barton, C.C.; La Pointe, R. (eds). *Fractals in the Earth Sciences*, New York, Plenum Press, p. 179-203.
- Smith, D. 1966. Theoretical considerations of sealing and non-sealing faults. *AAPG Bull.* v.50, n.2, p. 343-374.
- Suppe, J. 1985. *Principles of Structural Geology*. Prentice Hall, 537p.
- Teixeira, A. ; Matias, L.; Noal, R.; Moretti, E. 1995. Qual a melhor definição de SIG. *GIS*, ano 3, n.11, p. 20-24.
- Transvalor. 1993. *ISATIS - The Geostatistical Key*, Versão 2.0, France.
- Turcotte, D.L. 1992. *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*. Cambridge University Press.
- Turcotte, D.L.; Huang, J. 1995. Fractal Distributions in Geology, Scale Invariance, and Deterministic Chaos. In: Barton, C.C. ; La Pointe, R. (eds). *Fractals in the Earth Sciences*, New York, Plenum Press, 261p.
- Underhill, J.R.; Woodcock, N.H. 1987. Faulting mechanisms in high-porosity sandstones, New Red Sandstone, Arran, Scotland. In: Jones, M.E.; Preston, R.M.F. (eds). *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*, London, Geol. Soc. Spec. Publ., n.29, p. 91-105.
- Velde, B. ; Dubois, J. ; Touchard, G.; Badri, A. 1990. Fractal analysis of fractures in rocks: the Cantor's Dust method . *Tectonophysics*, v. 179, p. 345-352.

- Villemin, T.; Angelier, J.; Sunvoo, C. 1995. Fractal distribution of fault length and offsets: Implications of brittle deformation evaluation - The Lorraine Coal Basin. In: Barton, C.C.; La Pointe, R., *Fractals in the Earth Sciences*, New York, Plenum Press, p. 205-226.
- Walsh, J.J.; Watterson, J. 1988a. Analysis of relationship between displacements and dimensions of faults. *Math. Geol.*, v.10, n.3, p. 239-247.
- Walsh, J.J.; Watterson, J. 1988b. Dips of normal faults in British Coal Measures and other sedimentary sequences. *J. Geol. Soc.*, v.145, p. 859-873.
- Walsh, J.J.; Watterson, J. 1991. Geometric and kinematic coherence and scale effects in normal fault systems. In: Roberts, A.M., Yielding, G.; Freeman, B. (eds.) *The Geometry of Normal Faults*. London, Geol. Soc. Sp. Publ., n.56, p. 193-203.
- Walsh, J.J.; Watterson, J. 1993. Fractal analysis of fracture patterns using the standart box-counting technique: valid and invalid methodologies. *Journal of Struct. Geol.*, v.15, n.12, p. 1509-1512.
- Watterson, J.; Veen, F. 1994. Systematics of faults and fault arrays. In: Helbig, K. (ed.). *Modelling the Earth for oil exploration*. Pergamon, p. 205/316.
- Watterson, J.; Walsh, J.J.; Gillespie, P.A.; Easton, S. 1995. Scaling systematics of faults sizes on a large-scale range fault map. *J. Struct. Geol.* (no prelo).
- Weber, K.J. 1986. How heterogeneity affects oil recovery. In: *Reservoir characterization*, p. 487-544.
- Weidmann, O.H.; Formoso, S. 1987. Aspectos estruturais e sua relação com as acumulações de hidrocarbonetos. SEMINÁRIO DE TECTÔNICA DA PETROBRÁS, p. 442-458.
- Westaway, R. 1994. Quantitative analysis of populations of small faults. *J. Struct. Geol.*, v.16, n.9, p. 1259-1273.
- Wong, T.F.; Davis, C. 1992. Grain crushing and pore collapse as controlling mechanisms for the brittle-ductile transition. *Eos* v. 73, p. 515.
- Xiao, H.; Suppe, J. 1989. Role of compaction in listric shape of growth normal faults. *AAPG Bull.*, v.73, n.6, p. 777-786.
- Yielding, G.; Badley, M.E. ; Freeman, B. 1991. Seismic reflections from normal faults in the northern North Sea. In: Roberts, A.M. , Yielding, G.; Freeman, B. (eds.). *The Geometry of Normal Faults*. London, Geol. Soc. Sp. Publ., n.56, p. 79-92.
- Yielding, G., Walsh, J.; Watterson, J. 1992. The prediction of small-scale faulting in reservoirs. *First Break*, v.10, n.12.
- Zhang, J.; Wong, T.F.; Davis, D.M. 1990. Micromechanics of pressured-induced grain-crushing in porous rocks. *J. Geoph. Res.* v.95, p. 341-352.

Apêndice I - FOTOGRAMETRIA E GEOPROCESSAMENTO DE IMAGENS DE AFLORAMENTO APLICADOS AO ESTUDO DE HETEROGENEIDADES ESTRUTURAIS.

I.1. Introdução

O estudo detalhado de afloramentos com o objetivo de se visualizar a geometria de feições geológicas normalmente é feito com o auxílio de fotomosaicos. Entretanto, quase sempre esses fotomosaicos apresentam diversos tipos de distorções, o que deteriora substancialmente a geometria original das estruturas expostas no afloramento.

As principais distorções, discutidas com detalhe em Fonseca & Carrasco (1995) são:

- a) Geométricas - São provocadas pelas lentes do equipamento fotográfico, sendo normalmente maiores quando utilizadas lentes grande-angulares.
- b) Escala - Ocorre uma variação de escala ao longo das fotos, produzida quando a câmara fotográfica não é posicionada a uma distância constante do afloramento.
- c) Paralaxe - Ocorre quando a câmara fotográfica não é posicionada ortogonalmente ao afloramento. É um problema grave em afloramentos inclinados e com superfície irregular, como o estudado neste trabalho.
- d) Rotação - Ocorre quando a câmara fotográfica não é posicionada horizontalmente. Num corte de estrada, o fenômeno é comum quando a estrada apresenta um leve declive, que pode fazer com que o fotógrafo a interprete como sendo a linha horizontal.
- e) Sobreposição - Quando não se tem a sobreposição mínima entre fotos adjacentes.
- f) Luminosidade - Produzida pela variação da luz durante a aquisição das fotos.
- g) Cromaticidade - Distorções de cor produzidas durante a revelação dos negativos e ampliação das fotos em papel.

A soma dessas distorções produz os efeitos indesejáveis observados na figura I.1, um dos fotomosaicos originais utilizados no presente trabalho. Destaca-se como feição indesejável o “sorriso”, provocado principalmente pelas distorções de escala e paralaxe.

A correção das distorções, com a finalidade de se obter um verdadeiro mapa-base, com resolução adequada ao objetivo proposto, foi feita utilizando-se a metodologia de Fonseca & Carrasco (1995), com algumas modificações. Os referidos autores utilizaram pioneiramente a metodologia na confecção de fotomosaico e rastreamento de heterogeneidades deposicionais em afloramentos das formações Pirambóia (SP), Açú (RN) e Sergi (BA).

I.2. Aquisição das fotos

O afloramento foi fotografado no mês de março, época chuvosa na região, o que contribuiu para que as estruturas de interesse ficassem mais visíveis, sem a indesejável cobertura de poeira de épocas mais secas.

As fotos foram tomadas com filme comum ASA 100 e objetiva de 50 mm, procurando-se manter uma distância fixa da base do afloramento, um posicionamento o mais ortogonal possível e uma superposição de 60% entre fotos adjacentes. Foram obtidas 23 fotos da face sul e 31 fotos da face norte.

I.3. Topografia do afloramento

O levantamento topográfico teve como objetivo a obtenção de coordenadas (X,Y,Z) de diversos pontos do afloramento, a fim de alimentar o programa de geoprocessamento. Do levantamento topográfico também resultaram as bases dos mapas geológicos ilustrados nas figuras 4.5 e 4.6.

Com o auxílio de um topógrafo, foram obtidas as coordenadas (X,Y,Z) de pelo menos 6 pontos por fotografia que compõe o fotomosaico (figura I.2a), preferencialmente situadas sobre estruturas de interesse (falhas ou marcos estratigráficos, e intersecção de ambos). Desses pontos, 2 foram comuns com a foto anterior, e 2 com a posterior.

Esses pontos foram marcados sobre as fotografias com uma caneta de retroprojeter. No total, foram topografados 150 pontos, atividade que tomou cerca de 6 horas de trabalho de campo.

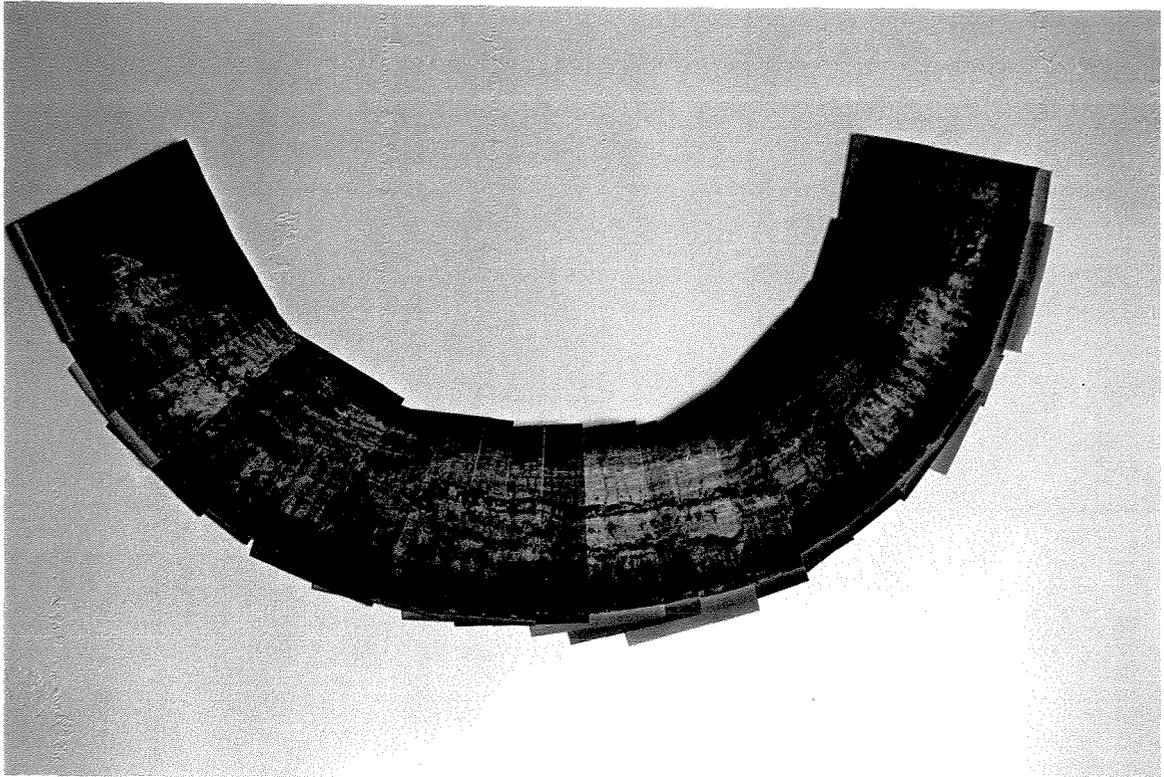


Figura I.1 - Fotomosaico não corrigido

I.4. Digitalização e processamento das fotos

As fotografias com os pontos de controle foram digitalizadas em um *scanner*, impondo-se uma resolução de cerca de 800 pontos (que corresponde a uma resolução média de 2 cm para o afloramento em estudo). As fotos foram gravadas em formato TIF, com um volume de 2,5 Mb por foto.

Durante a digitalização, foram excluídas partes sem interesse das fotografias, como o céu ou coberturas vegetais, a fim de se economizar espaço computacional.

As fotografias digitalizadas foram então processadas em um editor de imagens, com o objetivo de melhorar a saturação de cor, contraste e intensidade de luz. No caso do

afloramento estudado, haviam problemas como o excesso de verde e vermelho produzido pela vegetação e oxidação, respectivamente.

I.5. Geração do arquivo xyz

A obtenção do mosaico georeferenciado exige a projeção do afloramento sobre um plano predefinido. No presente caso, foi escolhida a projeção das faces do afloramento sobre um plano vertical paralelo à direção do corte de estrada (Figura I.3).

Para isso houve a necessidade de se transladar e rotacionar as coordenadas (UTM) originais dos pontos de controle. A translação foi feita com o objetivo de se criar um sistema de coordenadas local:

$$\begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} X_{(59)} \\ Y_{(1)} \\ 610 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} X_{novo} \\ Y_{novo} \\ Z_{novo} \end{bmatrix} \quad (I.1)$$

sendo:

$X_{(59)}$ - coordenada X do ponto 59 (menor UTM em X)

$Y_{(1)}$ - coordenada Y do ponto 1 (menor UTM em Y)

610 - altitude do ponto mais baixo do afloramento.

A rotação foi feita no ângulo $\Theta = 17,71^\circ$ (direção da face do afloramento), com o objetivo de deixar o sistema de coordenadas paralelo à face do afloramento.

$$\begin{bmatrix} X_{final} \\ Y_{final} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} X_{novo} & Y_{novo} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \cos\theta & \sin\theta \\ -\sin\theta & \cos\theta \end{bmatrix} \quad (I.2)$$

As coordenadas resultantes ficaram sendo:

X_{Final} (comprimento)

Y_{Final} (irregularidade do afloramento)

$Z_{Novo} = Z_{Final}$ (altura do afloramento)

I.6. Geoprocessamento

As etapas anteriores forneceram todos os dados necessários à confecção do fotomosaico georeferenciado. Para isto foi utilizado o programa de geoprocessamento PCI, baseado num sistema de informações Geográficas (SIG). Este programa comercial é normalmente utilizado em sensoriamento remoto. A atividade foi realizada nas instalações do Cenpes/Petrobrás.

O SIG é um sistema integrado capaz de capturar, armazenar, manipular, analisar e exibir informações referentes às relações em uma natureza geográfica (Teixeira *et al*, 1995).

No SIG foram definidos os mapas de referência para ambas as faces do afloramento, onde X_{final} corresponde à abcissa (distância) e Z_{final} à ordenada (altura). As fotografias digitalizadas e os pontos de controle foram introduzidos no SIG, sendo então as imagens corrigidas geometricamente com base nos pontos de controle, através de um polinômio interpolador de segunda ordem.

Com todos os pontos ajustados ao mapa de referência, é obtido automaticamente o mosaico (Figura I.2b). Quanto maiores tiverem sido os cuidados na aquisição das fotos, e maior o número de pontos de controle, melhor é o ajuste. Com isso, são eliminadas as distorções de escala, de paralaxe e de rotação do mosaico original.

Após o ajuste geométrico, é feita uma homogeneização de cores, resultando num mosaico único, sem emendas visíveis.

O produto final é um mosaico georeferenciado, com uma resolução que permite a observação detalhada de estruturas, em sua verdadeira geometria. A interpretação pode ser feita tanto sobre a impressão em papel, utilizando-se papel *overlay*, quanto em tela, numa estação de trabalho.

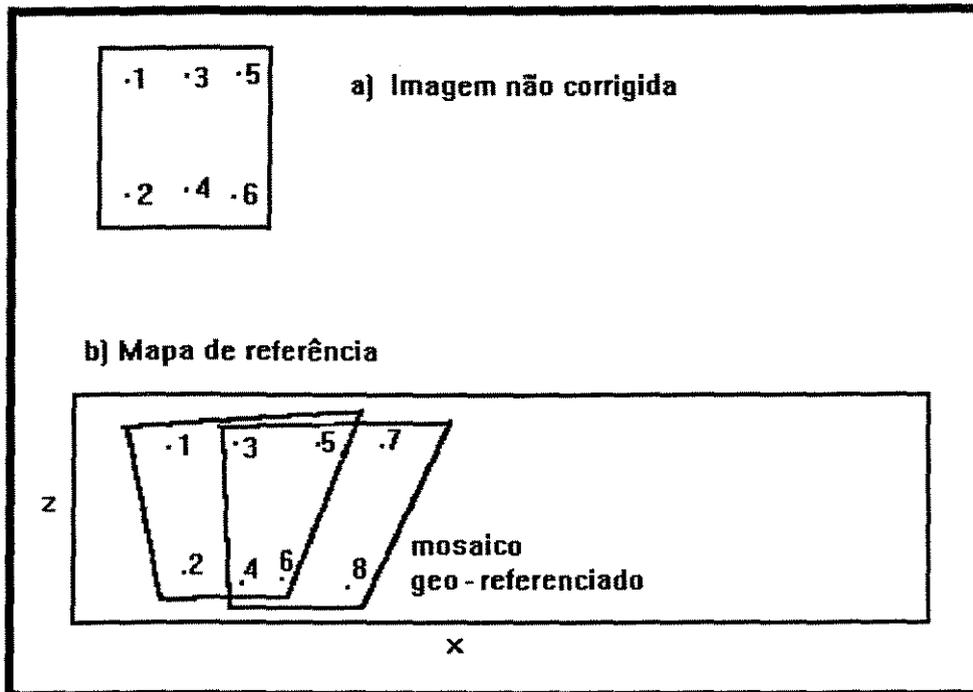


Figura I.2 - Confeção do fotomosaico geo-referenciado

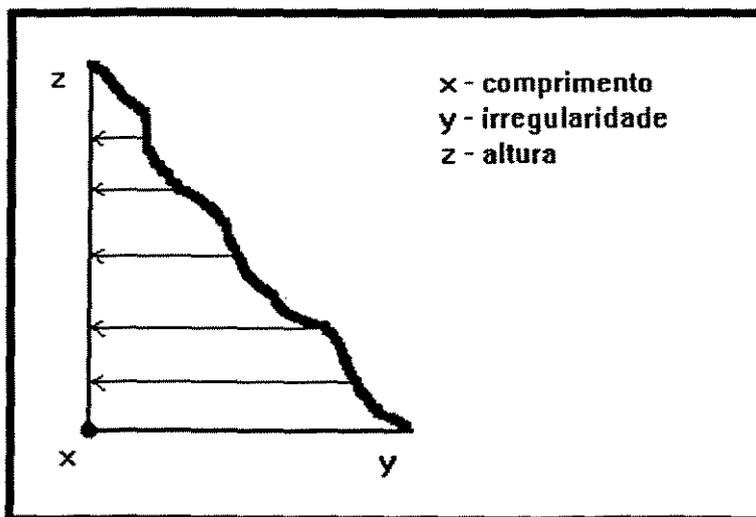


Figura I.3 - Projeção da face do afloramento sobre um plano vertical.

Apêndice II - ALGUNS CONCEITOS DE ESTATÍSTICA E GEOESTATÍSTICA UTILIZADOS

II.1. Coeficiente de Correlação

O coeficiente de correlação de *Pearson* de uma regressão de X , dado Y , é dado por :

$$R = \frac{E[(X - m_X)(Y - m_Y)]}{\sqrt{\text{Var}(X)\text{Var}(Y)}} \quad (\text{II.1})$$

sendo E o valor esperado, m_X e m_Y as médias dos valores X e Y , e Var as suas variâncias. Se $R = 0$, X e Y são independentes. Se $R = 1$ ou $R = -1$, X e Y estão linearmente relacionados (positivamente ou negativamente). Frequentemente, como no caso da presente dissertação, o coeficiente de correlação é expresso ao quadrado (R^2), a fim de eliminar valores negativos. Numa regressão linear, uma reta é bem ajustada quando R^2 se aproxima de 1.

II.2. Semivariograma

É uma medida da variabilidade espacial de um atributo (Isaaks & Srivastava, 1989) :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2}E\{[Z(x+h) - Z(x)]^2\} \quad (\text{II.2})$$

sendo $Z(x+h)$ o valor do atributo num ponto situado à uma distância h do ponto x , A função variograma pode ser colocada em um gráfico de h versus $\gamma(h)$, que é utilizado no estudo de continuidade espacial de um atributo qualquer.

II.3. Madograma

É o semivariograma de ordem 1, com expressão dada por:

$$\gamma_1(h) = \frac{1}{2} E\{|Z(x+h) - Z(x)|\} \quad (\text{II.3})$$