GEORG ROBERT SADOWSKI

SOBRE A GEOLOGIA ESTRUTURAL DE CINTURÕES DE
CISALHAMENTO CONTINENTAIS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005585

Tese apresentada ao Concurso de Livre
Docência do Departamento de Geologia
Geral do Instituto de Geociências da
Universidade de São Paulo no conjunto
das disciplinas ligadas à Geologia Estrutural.

SÃO PAULO

1983

"Where is the wisdom we have lost in
knowledge ? Where is the knowledge
we have lost in information ? Where
is the life we have lost living ?"

T.S. ELLIOT "The Rock"

ÍNDICE

CAPÍTULO 1	1
INTRODUÇÃO	
1.1 - Histórico	1
1.2 - Métodos de Análise Utilizados	2
CAPÍTULO 2	3
CINTUROES DE CISALHAMENTO	
2.1 - Definição	3
2.2 - Ruptura Friável e Dúctil	3
2.3 - Transição Friável-Dúctil	5
2.4 - Cisalhamento e Níveis Estruturais	7
2.5 - O Fator Velocidade x Ductilidade	16
CAPÍTULO 3	20
ESTRUTURAS ASSOCIADAS A CINTURÕES DE CISALHAMENTO	
3.1 - Feições de Deslocamento	20
3.2 - Elementos Geométricos da Deformação Cisalhante	21
3.3 - Cinturões Miloníticos	24
3.4 - Terminologia de Rochas Envolvidas	26
3.5 - Texturas Protoclásticas, Blastomiloníticas, Filoníticas e Milonitos Polimetamórficos	29
3.6 - Distribuição das Faixas Miloníticas e Brechóides	30
3.7 - Tectônica de Fraturamento	36
3.8 - Transição Friável-Dúctil	38

CAPÍTULO 4

41

ALGUNS GRANDES CINTURÕES DE FALHAMENTO E DE CISALHAMENTO DÚCTIL

4.1 - A Frente Grenville	41
4.1.1 - Aspectos Gerais	41
4.1.2 - Geologia dos Blocos Justapostos e Relação Geométrica da Província Grenville com os Blocos Vizinhos	43
4.1.3 - Estruturas da Frente Grenville	44
4.2 - Zona de Falhamentos Transcorrentes no Sudeste Brasileiro	46
4.2.1 - Aspectos Gerais	46
4.2.2 - Estruturas das Zonas de Falhamento	48
4.3 - Zonas de Falhamento do Nordeste Brasileiro	49
4.3.1 - Aspectos Gerais	49
4.3.2 - Estruturas das Zonas de Falhamento	49
4.4 - Geossutura Araguaia-Paraguaia e os Grandes Empurrões Brasileiros do Brasil Central	50
4.4.1 - Aspectos Gerais	50

CAPÍTULO 5

52

ESTRUTURAS DE FABRIC MESO E MICROSCÓPICO

5.1 - Introdução	52
5.2 - Relações de Achatamento e Estiramento	52
5.3 - Dobras na Foliação Milonítica	53
5.4 - Fabric Cristalográfico	58

CAPÍTULO 6

67

ESTRUTURAS DE FRATURAMENTO REGIONAIS

6.1 - Geral	67
-------------	----

6.2 - Análise Regional	67
6.3 - Empurrões Associados	68
6.4 - Lentes Tectônicas	72
6.5 - Síntese do Mecanismo	74

CAPÍTULO 7

76

ESTRUTURAS DE FALHAMENTO INTERNAS

CAPÍTULO 8

84

ESTIMATIVAS INDIRETAS DE REJEITO E DEFORMAÇÃO NAS FALHAS

8.1 - Introdução	84
8.2 - Correlação de Comprimento com o Deslocamento	84
8.3 - Correlação da Espessura da Zona de Moagem com o Deslocamento	87
8.4 - Correlação: Arrasto por Cisalhamento Dúctil e Deslocamento	87
8.5 - Medidas de Cisalhamento na Zona Transversal	89
8.6 - Cálculo do Estiramento e Achatamento	92
8.7 - Zona de Falhamentos Sudeste	93
8.8 - Conclusões Parciais	93

CAPÍTULO 9

95

CONCLUSÕES GERAIS

AGRADECIMENTOS

98

BIBLIOGRAFIA

99

INTRODUÇÃO

1.1 - Histórico

Nas três últimas décadas inúmeros trabalhos sobre extensas zonas de falhamento foram publicados. Clássicos foram os de CHRISTIE (1960-1963), sobre o empurrão de Moine; REED e BRYANT (1964), sobre a zona de falhamento de Brevard; DALZIEL e BAILEY (1968), sobre a Frente Grenville; ANTHONIOZ (1981) sobre os milonitos profundos de várias partes do mundo; MOODY e HILL (1956) analisando falhas transcorrentes a partir de estudos no sistema das falhas de San Andreas; WILCOX, HARDING e SEELY (1973) estudando o mecanismo de falhas transcorrentes, HIGGINS (1971) analisando as classificações de rochas cataclásticas; WILSON (1965) definindo as falhas transformantes. GRAINDOR (1964 e 1975) analisando as zonas de falha na França. TAPPONNIER e MOLNAR (1979) definindo a tectônica de falhas ativas na Ásia Meridional e sua relação com os sismos locais além de muitos outros.

Mais recentemente, critérios mecânicos relativamente rigorosos têm sido introduzidos na análise de zonas de cisalhamento, trazidos da Mecânica das Rochas (JAEGER e COOK, 1969), RAMSAY e GRAHAM (1970), RAMSAY (1967), COWARD (1976) e outros. Neste contexto, um tanto mais complexo e rigoroso, conviria citar os trabalhos elaborados por ESCHER et al. (1975) que apresentaram aplicações da teoria da mecânica de cisalhamento em nível regional na zona do cinturão Nagssugtoqidian no SW da Groenlândia.

SADOWSKI (1980) expandiu o conceito de cinturões de cisalhamento de RAMSAY e GRAHAM (1970) e aplicou-os às faixas de cisalhamento Nordeste e Sudeste do Brasil.

O presente trabalho busca estabelecer uma síntese das bases e fundamentação mais completa dos conceitos necessários para definir e analisar cinturões de cisalhamento. Várias idéias aqui expostas, constaram de resumos e palestras sobre o assunto (Congresso Internacional de Geologia em Paris (1980) e palestras no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (1981).

Os métodos de análise de grandes falhamentos neste trabalho constaram de estudos de campo, de laboratório e bibliográficos. Os estudos de campo compreenderam a análise estrutural expedita em zonas de falhamento com medidas das principais feições estruturais associadas, obedecendo critérios de representatividade e homogeneidade, além de coleta de amostras, algumas destas, orientadas.

No laboratório, os trabalhos constaram de fotointerpretação geológica, interpretação de imagens de radar do tipo SLAR, do projeto RADAMBRASIL e de imagens de satélite tipo LANDSAT. As escalas das fotografias aéreas utilizadas em São Paulo foram de 1:60.000; 1:40.000 e 1:25.000 correspondentes aos vôos da USAF, ENPLASA e do IAC respectivamente e, as de radar, em 1:250.000. As fotografias de satélite foram as de escala 1:500.000 cedidas pelo INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais).

As amostras foram laminadas e analisadas sob microscópio petrográfico de luz polarizada Leitz-Wetzlar e ZEISS. Algumas lâminas foram analisadas em platina universal para medida de feições cristalográficas (eixos ópticos e orientação de cristais placóides).

Os trabalhos bibliográficos constaram de análise de parte da literatura existente sobre falhamento e sobre a evolução geológica das áreas focalizadas.

As feições estudadas pessoalmente e em mais detalhe foram a frente Grenville, o falhamento de Cubatão, a zona de falhamentos Sudeste e a zona de falhamentos do Nordeste brasileiros.

CINTURÕES DE CISALHAMENTO

2.1 - Definição

No nosso trabalho consideramos sob o termo de Macro-Cinturões de Cisalhamento as extensas faixas planares da crosta (da ordem de centenas de quilômetros) nas quais dominam estados de de formação cisalhante dúctil intensa acompanhados de de formação friável nos níveis superiores da crosta. Esta definição se asse melha a de RAMSAY e GRAHAM (1970) que reza: "Em rochas deformadas por processos orogênicos naturais é comum o estado de de formação finita variar de um local para outro. Por vezes, intensos esta dos de de formação se localizam dentro de zonas aproximadamente planares conhecidas comumente como "shear belts" (Cinturões de Cisalhamento).

RAMSAY e GRAHAM (1970) salientam ainda, que cinturões de de formação concentrada são faixas localizadas dentro de uma re gião maior deformada, donde se conclui que não devem ser extrapo lados, para toda a faixa orogênica, ou seja, são estruturas das faixas orogênicas. Seria um erro expandir tal conceito para todo o orógeno.

RAMSAY e GRAHAM (1970) citam vários exemplos encontra dos em estruturas mesoscópicas.

No entanto, SADOWSKI (1981) lembrou que tais estruturas são encontradas em escala continental na forma de zonas de inten sa de formação friável-dúctil como no cinturão de cisalhamento dúc til Nagssugtoqidian na Groenlândia, a Frente Grenville no Canadá (DALZIEL e BAILEY, 1968) na zona Brevard (REED, BRYANT, MYERS, 1970); no falhamento de Moine (CHRISTIE, 1960, 1963) e no falha mento dos Pirineus Setentrionais (DE SITTER, 1964; BONNIN, 1974).

2.2 - Ruptura Friável e Dúctil

O fundador do estudo da mecânica do fraturamento é consi derado Galileu Galilei seguido por ROBERT HOOKE, CHARLES AUGUSTIN

DE COULONB, BARRÉ DE SAINT VENANT e OTTO MOHR. A maioria destes pesquisadores, cujo nome nos é conhecido nas ciências de resistência dos materiais, desenvolveram extensos estudos sobre as propriedades de deformação dos sólidos e diferentes critérios de ruptura, dando origem às teorias de resistência.

Tais teorias de resistência afirmavam que o fraturamento ocorre no momento em que, num certo ponto de um corpo, uma cominação particular de parâmetros tais como tensão, deformação, etc., chega a um valor crítico. De acordo com esta aproximação ao problema, ignora-se o processo de propagação da fratura.

Como é conhecido, foram os estudos de GRIFFITH em 1914 a 1920 e posteriormente IRWIN em 1957, que permitiram adequar tais teorias a realidade, mostrando que a origem e propagação de uma fratura depende de vários fatores entre os quais se destaca a pré-existência de microfissuras ou de defeitos dentro da estrutura solicitada. Concluí-se que o desenvolvimento de uma fratura é precedido por uma propagação de microfissuras a partir de pontos críticos das mesmas e que, esta propagação, é precédida de uma plastificação nestes pontos. A intensidade da plastificação depende ria do tipo de material, da velocidade de aplicação do esforço, etc.

Sabemos hoje em dia, que o desenvolvimento de fissuras pré-existentes depende de alguns parâmetros básicos: (1) material, (2) forma e dimensões do corpo, (3) modo de aplicação da carga solicitante externa, (4) tempo, (5) número de ciclos de carregamento, (6) temperatura, (7) grau de reatividade do ambiente, (8) razão de deformação, (9) histórico da deformação, (10) presão confinante e outros.

Quando a coesão interna da rocha que está sendo deformada se rompe dentro do seu campo elástico, diz-se que a rocha é friável e que as condições de tensão no momento da ruptura definem os critérios de ruptura para o estado friável. Por outro lado, se no lugar da fratura, se originar em uma zona intensamente esmagada onde as fissuras se multiplicariam subparalelamente e, eventualmente, se propagariam ou, então zonas planares de deformação plástica intensa, teríamos deformações ao longo de zonas de fluxo dúctil.

Se as zonas de fraturamento friável constituírem limites de blocos, que venham a sofrer deslocamentos relativos expressivos

ao longo das mesmas, chamamos-as de falhas friáveis, ou simplesmente, falhas. No entanto, se nos limites entre blocos que se deslocam, não houver uma ruptura franca de coesão mas, preponderar o fluxo dúctil, poderemos falar de zonas de falhas dúcteis ou, simplesmente, falhas dúcteis (DONATH, 1967). Em termos microscópicos as deformações em zonas de falha dúctil são principalmente cataclase, deslizamento intracristalino e recristalização. Aqui, cataclase é definida como a perda de coesão em pequena escala (grãos individuais vão perder coesão sem o corpo maior perder coesão como um todo). HOBBS et al. (1975) designaram as zonas de deformação dúctil localizadas, através das quais blocos de rochas estão deslocados diferencialmente, (como nos casos de falhamento) sem desenvolvimento proeminente de falhas visíveis, por *zonas de cisalhamento* ("shear zones"). DENNIS (1967) apud HOBBS et al. (1975) usa o termo "zona de cisalhamento" para designar zonas tabulares constituídas de rocha falhada "penetrativamente".

A compreensão e distinção das zonas de cisalhamento dúcteis e/ou friáveis se baseia na análise da curva de tensão deformação de uma rocha dada.

O diagrama (Fig. 1) ilustra a óbvia transição entre a deformação elástica para a plástica, com escoamento, seguida posteriormente pela ruptura, no caso da curva envoltória maior. Indica, em outras palavras que, numa zona de falhamento, onde as rochas se comportam de forma dúctil, há grande possibilidade de ocorrer um arrasto de camadas antes da ruptura propriamente dita.

2.3 - Transição Friável-Dúctil

O diagrama da Fig. 1 serve também para se notar a transição existente entre os estados friável e dúctil. Esta transição foi estudada em detalhe por PATERSON (1958) no mármore Wombeyan e HEARD (1960), em calcários Solenhofen, aumentando a pressão confinante em amostras de laboratório.

Observou-se que, à pressão atmosférica, ocorreu fratura friável de forma irregular ao longo de superfícies paralelas ao eixo do corpo de prova e, parcialmente, em superfícies inclinadas sugestivas de fraturas de cisalhamento. A 18 kg/cm^2 de pressão confinante as fraturas longitudinais desapareceram, enquanto que fra

FIG 1

turamento por cisalhamento se tornou evidente. A cerca de 100-150 kg/cm^2 ocorreu ruptura ao longo de uma família de planos de cisalhamento, enquanto que a pressões confinantes maiores, as fraturas de cisalhamento apareceram ao longo de dois planos inclinados simetricamente. Aumentando o confinamento, seguiu-se uma mudança no ângulo entre os planos de cisalhamento. Quando se chegou a pressões confinantes da ordem de 300 kg/cm^2 , a deformação deixou de ser restrita a zonas de cisalhamento mas se distribuiu através de um volume maior do corpo.

Sob pressão confinante correspondente a 1 000 kg/cm^2 a deformação se distribuiu quase uniformemente em todo o corpo (Fig. 2).

FIG. 2

Tais transições, descritas e analisadas em laboratório, devem ocorrer na ordem friável $\rightarrow$ dúctil desde a superfície até em profundidade, ao longo de uma zona de falhamento expressiva. Desta forma, nas áreas de baixa pressão confinante, situadas vizinhas a superfície da crosta, teríamos, dentro de uma zona de falha, o domínio da deformação friável, a uma profundidade intermediária, teriam os o domínio das zonas de cisalhamento e, mais abaixo, as de fluxo cataclástico dúctil.

2.4 - Cisalhamento e Níveis Estruturais

Conforme nos aprofundamos no interior da crosta a pressão e a temperatura tendem a aumentar.

Em temperaturas e pressões confinantes baixas, as rochas sujeitas a compressão triaxial rompem-se por cisalhamento segundo o critério de NAVIER COULOMB: $\tau = \tau_0 + \sigma \cdot n \cdot \tan \phi$ onde τ e σ são as tensões cisalhantes e normais ao plano da fratura, τ_0 seria uma constante do material (resistência coesiva) e $\tan \phi$ o coeficiente de atrito interno que pode ser interpretado como coeficiente de fricção de deslizamento nas paredes de fissuras de GRIFFITH, sob pressão (usualmente $0,5 < \tan \phi < 1,5$). Com o aumento da pressão e/ou temperatura, a transição do comportamento friável até o dúctil é estendida e, os materiais passam a obedecer a critérios de deformação mais semelhantes ao dos metais.

Admitamos a definição de ductilidade exposta em HANDIN (1966) no Handbook of Physical Constants a saber: "Ductilidade é definida qualitativamente como a propriedade do material a sofrer grande deformação permanente sem fraturar". Sob diferentes condições o mesmo material pode ser friável. Não há medida universal de ductilidade relativa. Os materiais são considerados como muito friáveis, friáveis, moderadamente friáveis, transicionais, moderadamente dúcteis e dúcteis, quando a deformação antes da ruptura ou falhamento for menor que 1, 1 a 5; 2 a 8; 5 a 10 e mais de 10 por cento, respectivamente. GRIGGS e HANDIN (1960, p. 348), definiram ductilidade como a deformação percentual total antes da ruptura, que, corresponderia, em *sensu latu*, a total perda de coesão e resistência, sob um diferencial de tensões, com separação em duas ou mais partes e liberação da energia elástica acumulada.

Diversos pesquisadores tiveram a oportunidade de demonstrar o *efeito da pressão confinante*, temperatura, pressão de poros, velocidade de aplicação de esforços, soluções de fluídos agressivos, tempo, etc., na ductilidade das rochas (Vide BADGLEY (1965); HOBBS et al. (1975); GRIGGS e HANDIN (1960);

Experimentos pioneiros de ADAMS e seus colaboradores (1910, 1912, 1917) (apud HANDIN, 1966) mostraram que a pressão confinante, além da ductilidade (Vide Fig. 3) aumenta a resistência. Inúmeros experimentos posteriores confirmaram estas pesquisas DONATH (1963). Da mesma forma, pode-se verificar que o atrito interno diminui, tendendo os materiais rochosos para um comportamento mais próprio do estabelecido por TRESCA para os metais, como já citamos acima.

A *temperatura* por sua vez, aumenta grandemente a ductilidade e diminui a resistência, desde que não ocorram mudanças químicas das rochas. Desta forma, a rocha poderá suportar maiores ten

EFEITO DA PRESSÃO CONFINANTE NA DUCTILIDADE DAS ROCHAS. (SEG. DONATH, 1963, MODIFICADO).

FIG. 3

CURVAS DE TENSÃO DEFORMAÇÃO EM GRANITO, TESTADO POR COMPRESSÃO (EXCETO ONDE - ANOTADO) À TEMPERATURAS DIVERSAS. (GRIGGS, TURNER E HEARD 1966).

FIG. 4

sões diferenciais antes de se romper. Supõe-se que isto se deve ao fato de que o aquecimento facilita os mecanismos de deslizamento intracristalino e a recristalização (Figs. 4, 5 e 6).

FIG. 5 CURVAS DE TENSÃO - DEFORMAÇÃO EM BASALTO TESTADO A COMPRESSÃO, SOB TEMPERATURA VARIÁVEL. (GRIGGS, TURNER E HEARD 1966).

FIG.6 RESISTÊNCIA DE ROCHAS E MINERAIS A 5Kb (GRIGGS, TURNER E HEARD 1966).

Estes dois condicionantes, pressão confinante e temperatura, são definíveis na crosta dependendo das forças de corpo, tectônicas, e do gradiente térmico local. As outras condicionantes reológicas como tempo de aplicação de esforços, velocidade, agressividade soluções não fornecem tantas condições de generalização sendo mais variáveis regionalmente.

É claro que nas zonas de subducção a velocidade de aplicação de esforços podem ser estimadas a grosso modo na ordem de poucos centímetros por ano.

A simplicidade implícita na adoção destes dois fatores, levou MATTAUER (1967) e outros a adotar o conceito de andar ou nível tectônico ou estrutural, que seriam níveis na crosta, onde, devido as condições geotérmicas e de pressão definidas, domina um certo comportamento reológico das rochas que, sujeitas a condições similares de esforços, reagem apresentando um mesmo tipo de deformação.

Neste caso, ARTHAUD e MATTAUER (1969) consideram alguns tipos geológicos de deformação que seriam cisalhamento, flexão, achatamento e escoamento. A ressalva a ser feita implica que os autores utilizaram o termo cisalhamento para designar ruptura, o que obviamente não é correto uma vez que, um, não implica necessariamente no outro. Proporíamos neste caso que se usasse o termo "quebra" ("casement" em francês).

O termo flexão foi utilizado para descrever tanto a torção plana de uma barra elástica como dobramento de um pilha de elementos laminares.

Com o termo achatamento pretenderam definir a deformação homogênea de um cubo que é transformado à volume constante em um paralelepípedo retângulo ou de uma esfera que se transforma em elipsóide.

Em outras palavras, seria o que chamamos de deformação homogênea envolvendo achatamento num sentido e encurtamento em outro cuja designação variada, face aos seus diferentes tipos encontra-se melhor explícitada em outros textos (HOBBS et al., 1975).

Sob o termo fluxo, consideram que a rocha se comportaria como um fluido.

No nosso caso, preferimos a terminologia adotada por RAMSAY (1967) que é mais rigorosa na definição dos mecanismos de deformação.

No entanto, de forma relativamente empírica, o conceito de níveis estruturais proposto por MATTAUER envolve um aumento de ductilidade aproximadamente homogêneo com a profundidade resultando em deformações de quebra na região mais superficial, dobramento por flexão e achatamento no nível médio, achatamento com geração de xistosidade acompanhado de flexão no nível estrutural inferior passando a fluxo nas suas porções mais profundas (Vide Fig. 7).

A aplicação destes níveis foi demonstrada elegantemente por ARTHAUD (1970) nos seus estudos na Montagne Noire e L'Iglesiente.

Todavia, cabe lembrar, que do ponto de vista experimental e quantitativo, HANDIN et al. (1962) já conceitурaram o pro

FIG. 7 - ESTILOS DE DEFORMAÇÃO DOS NÍVEIS ESTRUTURAIS DE MATTAUER

blema dos níveis estruturais ao tentar relacionar a variação de ductilidade que sofreriam as rochas com a profundidade, baseados em resultados de ensaios a diferentes temperaturas e pressões confinantes. (Vide Figura 8).

Nesta relação da ductilidade com a profundidade HANDIN
et al. (1962) consideraram como termo médio, um ponto da crosta

FIG. 8 - RESISTÊNCIAS A COMPRESSÃO E DUCTILIDADES DE ROCHAS SECAS EM FUNÇÃO DA PROFUNDIDADE. EFEITO DE PRESSÃO CONFINANTE DE CARGA E GRADIENTE TÉRMICO ($30^{\circ}\text{C}/\text{Km}$) N-CLUIDOS (HANDIN ET AL, 1963).

continental relativamente estável e portanto com gradientes térmicos da ordem de $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ e pressão confinante, associada a pressão de carga, calculada a partir da curva de NETTLETON (1934) (Fig. 9) para rochas sedimentares (aproximadamente 230 bars/km até uma profundidade de 4,5 km, e daí em diante, a pressão subiria linearmente na razão de 0,25 kb/km).

Na escolha dos gradientes de temperaturas, foi considerado o valor de $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ que é tanto um valor médio estimado para o interior dos continentes como também para espessas camadas de sedimentos. Tal valor, no entanto, pode variar de 5 a $70^{\circ}\text{C}/\text{km}$, dependendo da unidade tectônica envolvida.

Na citada Figura pode-se observar a variação de resis

FIG.9
VARIAÇÃO DA DENSIDADE COM
A PROFUNDIDADE EM SEDIMENTOS
(NETLLETON , 1934 , MODIFICADO)

tência e ductilidade das rochas secas com a profundidade e que, a partir de 10 km de profundidade, praticamente todas as rochas sedimentares, com exceção de quartzitos e alguns dolomitos, podem ser consideradas como dúcteis (com mais de 10% de deformação específica pré-ruptura).

Uma idéia do comportamento de rochas ígneas e metamórficas nesta situação geológica pode-se vislumbrar a partir dos dados publicados no Handbook of Physical Constants (1966), por HANDIN, onde se observa que sob tais condições de gradiente térmico e pressão, com exceção de alguns quartzitos, praticamente todas as rochas incluindo basaltos, gabros, granitos e gnaisses, têm comportamento dúctil a 20 km de profundidade (ap. 5 kb e 500 a 600°C).

Se no entanto, considerarmos a situação de áreas tectonicamente ativas, como os limites das placas, com maiores tensões a temperaturas, será de se esperar condições de maior ductilidade em profundidades menores do que as exemplificadas.

Lembramos que em regiões de tectonismo tipo Cordilheira no (DEWEY e BIRD, 1970), a grande atividade térmica com geração de núcleos granitóides móveis, ou melhor, em áreas de cinturões de alta temperatura (ZWART, 1968), como no caso do Nordeste e Sudeste brasileiros, as condições de ductilidade teriam sido mais rasas.

Como exemplo atual evidencia-se que ao longo da falha de San Andreas há uma dominância de mecanismos dúcteis de deformação, justificada pela ausência de ruídos indicadores de mecanismos "stick-slip" a partir da profundidade de 15 km (SCHOLZ, 1976).

Da análise crítica dos conceitos expostos pode-se concluir, no entanto, que a profundidades entre 10 a 20 km alguns materiais terão comportamento dúctil (folhelhos, xistos, calcários) enquanto que outros serão friáveis (quartzitos, granitos), o que dificultaria a aplicação do conceito de nível estrutural. Uma sugestão de exemplo seriam os metassedimentos do Grupo São Roque apoiados sobre rochas de estrutura blastomilonítica do embasamento gnáissico. Enquanto os primeiros se deformaram, dobrando-se, os outros, sofreram alguns processos de cataclase.

2.5 - O Fator Velocidade X Ductilidade

As razões de espalhamento do fundo oceânico nos fornecem as velocidades 2 a 10 cm/ano para o movimento das placas. Movimentos horizontais expressivos entre secções da crosta continental podem ser observados ao longo de falhas transcorrentes (BENIOFF, 1962). Movimentos cumulativos de centenas de quilômetros foram reconhecidos. Das falhas transcorrentes ativas, a mais estudada é a de San Andreas ao longo da qual tem se efetuado estudos geodésicos e sismológicos, medidas de pressão de poros, etc.

Ao longo de uma das falhas do Sistema San Andreas, a de Calaveras, foram medidos deslocamentos médios da ordem de 5 cm/ano divididos entre movimentos acompanhados de ruptura frágil e de deslizamento ("slip"). Em diferentes pontos da falha, notou-se um movimento progressivo mas, irregular da ordem de 1 cm/ano ao longo de zonas de cisalhamento da ordem de decímetros a poucos metros de largura (STEINBRUGGE et al. (1960); TOCHER (1960), RADBRUGG et al. (1966); in STACEY, 1969).

Durante os terremotos de 1857 e 1906 na Califórnia Meridional, movimentos súbitos, com localmente mais de 5 m de extensão, ocorreram ao longo de centenas de quilômetros da zona de Falha. Os intervalos entre tais eventos são muito longos para permitir a estimativa estatística do movimento médio. Cada salto destes por século, nos forneceria uma média de velocidade da ordem de poucos centímetros por ano.

O terremoto do Alaska de 1964 é outro exemplo de uma ruptura brusca.

Obviamente, tais movimentos são deformações essencialmente friáveis em superfície, contudo, é possível que sejam apenas um reflexo de deformações dúcteis que ocorrem em profundidade de menos de duas dezenas de quilômetros.

Medidas de razão de deformação nas rochas próximas à falha de San Andreas forneceram valores de 10^{-14} seg.⁻¹ (Vide HOBBS et al., p. 383).

GRIGGS (1939, 1940) tinha notado que materiais sujeitos a tensões diferenciais de longa duração geralmente tendem a romper-se bem abaixo das suas tensões de escoamento ou resistências a ruptura. Por outro lado, ROBERTSON (1955) notou que a resistência ao escoamento de calcários sofria um acréscimo de cerca de 20% quando se sujeitasse as rochas a uma solicitação muito rápida, quase de impacto.

A maioria dos ensaios de laboratório mais lentos não ultrapassam a razão de deformação de 10^{-8} seg^{-1} em contraste com as baixas razões de deformação geológica, da ordem de 10^{-14} seg^{-1} (Como as medidas a partir de arqueamento na região do Lago Pleistoceno no Bonneville ou da distorção de redes de triangulação em zonas de falha). Na tentativa de estabelecer uma escala, supõe-se que na natureza, cataclase com geração de fraturas ocorre na região de 10^{-1} a 10^{+3} seg^{-1} , e que deslizamento intragranular e recristalização ocorreriam de 10^{-12} a 10^{-8} seg^{-1} . Razões de deformação variando de 10^{-8} a 10^{-10} seg^{-1} foram observadas em algumas galerias (HEARD, 1968).

Mais recentemente, HEARD (1968) demonstrou, em experiências de laboratório, a influência da razão de deformação na ductilidade de várias rochas, exemplificando claramente o grande aumento de ductilidade com a diminuição de razão de deformação até em rochas silicáticas e extremamente friáveis como granitos e quartzitos (Figura 10). O efeito se faz mais notável no ensaio de tração a diferentes razões de deformação no mármore de Yule (Figura 11).

FIG. 10. (a e b) - INFLUÊNCIA DA RAZÃO DE DEFORMAÇÃO $\dot{\epsilon}$ NA RESISTÊNCIA E DUCTILIDADE DE ROCHAS (HEARD, 1968) - ENSAIO DE COMPRESSÃO.

FIG. II VARIAÇÃO DA RESISTÊNCIA E DUCTILIDADE DO MARMORE DE YULE FACE AO VALOR DA VELOCIDADE DE DEFORMAÇÃO $\dot{\epsilon}$ (HEARD, 1968)

ESTRUTURAS ASSOCIADAS A CINTURÕES DE CIZALHAMENTO

3.1 - Feições de Deslocamento

Quando analisamos a deformação numa zona de falhamento do tipo dúctil devemos levar em conta que ocorre a somatória dos efeitos de deformação dúctil com deslocamentos e perdas de continuidade expressivas. A estes efeitos se junta ainda a formação de descontinuidades tipo fratura. Resulta daí uma assembléia de deformação cisalhante dúctil, deslocamento com descontinuidade e fraturas com ou sem deslocamento expressivo na escala considerada.

A Figura abaixo permite visualizar com mais clareza a idéia em consideração:

As estruturas dentro da zona de cisalhamento dúctil e as estruturas da zona de falha são frequentemente distintas quanto à sua dinâmica.

Além das feições dúcteis penetrativas, tais como, xistosidade de fluxo, estricção, etc. e as falhas com deslocamento nítido, observa-se ainda um componente de acomodação de blocos isolados por fraturas dentro do campo de esforços atuantes.

3.2 - Elementos Geométricos da Deformação Cisalhante

FIG. 13

FIG 14 - RELAÇÃO ENTRE AS DEFORMAÇÕES PRINCIPAIS E O CIZALHAMENTO (RAMSAY, 1967).

Para definir claramente os parâmetros e terminologia a ser utilizada consideramos os esquemas específicos propostos por RAMSAY (1967) (pp. 83 a 51) que aqui resumimos adaptando-os aos nossos objetivos (Figs. 13 e 14).

Consideramos uma zona de cisalhamento num campo de coordenadas cartesianas em que o eixo dos x coincide com a direção da faixa, z é perpendicular à mesma e y perpendicular ao plano xz.

Imaginemos a deformação como sendo plana e portanto desprezível ao longo de y. Ao mesmo tempo consideramos um quadrado no qual está inserido um círculo de raio $r = 1$. Se aplicarmos um cisalhamento ao longo da faixa de direção x segundo deslocamento

paralelo a x e no plano xy o lado AB do quadrado será deslocado para uma posição A'B' devido ao deslocamento de B para B'.

Por definição a deformação cisalhante ao cisalhamento será $\tan \psi = S = \frac{S}{1}$.

Neste momento o círculo se deformará numa elipse de eixos correspondentes à elongação quadrática máxima e mínima λ_1 e λ_3 , respectivamente iguais aos eixos maiores e menores frequentemente denominados como, X e Z, no elipsóide de deformação.

O ângulo θ é o ângulo entre o eixo maior do elipsóide e a direção do cisalhamento X.

RAMSAY (1967) desenvolveu a relação

$$\lambda_1 \text{ ou } \lambda_3 = \frac{\gamma^2 + 2 \pm \gamma (\gamma^2 + 4)^{1/2}}{2}$$

que permite calcular a quantidade de estiramento e encurtamento máximos em função do cisalhamento. Esta equação foi expressa no gráfico da Figura 14.

Para definir o ângulo entre o eixo maior e o plano de cisalhamento em função do cisalhamento temos a relação

$$\tan \theta = \frac{\gamma}{1 + \gamma^2 - \lambda_1}$$

Com os abacos de deformações das Figs. 15 e 16 pode-se determinar a posição e/ou valor do estiramento.

Exemplos clássicos de análise de deformação cisalhante nestes termos foram publicados por BAK et al. (1975); ESCHER et al. (1974); ESCHER e WATTERSON (1973) na análise da deformação do cinturão dúctil Nagssugtoqidiano na Groenlândia.

Pelas relações demonstradas nas equações acima e nas Figs. 14, 15 e 16, ocorre, dentro do cisalhamento simples, um componente de extensão nítida que faz o ângulo θ com o plano de cisalhamento. Costuma, por conseguinte, ocorrer um achatamento gerando uma foliação paralela a λ_1 , λ_2 e um estiramento paralelo a λ_1 (Vide Fig. 17). Tanto no cinturão de cisalhamento Nagssugtoqidiano como na Frente Grenville (DALZIEL e BAILEY, 1968) desenvolveram-se uma xistosidade e uma lineação nítidas e penetrativas explicáveis por este modelo.

FIG. 15- ORIENTAÇÕES DAS EXTENSÕES PRINCIPAIS, LINHAS DE CIZALHAMENTO FINITO MÁXIMO E LINHAS DE DEFORMAÇÃO LONGITUDINAL FINITA NULA.

COWARD (1976), precedido por JOHNSON (1967), entre outros, acabaram mostrando que dentro das zonas de cisalhamento dúcteis e nos cinturões mitoníticos, além do cisalhamento simples, mecanismos de cisalhamento puro com extensão e achatamento paralelo a zona de cisalhamento poderiam acontecer, havendo extremos de estiramento e achatamento de grãos com valores de k variando de 0 (obla

(COWARD, 1976)

FIG.16 - VALORES DE CIZALHAMENTO SIMPLES E EXTENSÃO NA DIREÇÃO X
PARA RAZÕES FINITAS E ORIENTAÇÕES DE λ_1 DIFERENTES

to) à infinito (prolato) (achatamento axial e estiramento axial).

Conclui-se daí, que geologicamente, uma xistosidade de fluxo e uma lineação ocorrem a um certo ângulo da direção de cisalhamento, em cinturões de cisalhamento e faixas miloníticas (cinturão Nagssugtoqidiano, Frente Grenville, zona de falhamento de Lethakane ou Botswana, falhamento de Moine na Escócia, etc.).

3.3 - Cinturões Miloníticos

HOBBS et al. (1976), HIGGINS (1971), SPRY (1972) apresentaram sínteses de conhecimento sobre cinturões miloníticos ou zonas miloníticas.

HOBBS et al. (1976) cometem certa confusão ao definir

FIG.17 RELAÇÕES ENTRE OS ELEMENTOS GEOMÉTRICOS DO CISALHAMENTO SIMPLES COM GERAÇÃO DA LINEAÇÃO X E FOLIAÇÃO XY

cinturões miloníticos da mesma forma que RAMSAY e GRAHAM (1970) de finem *cinturões de cisalhamento*. Consideram que *zonas miloníticas* são regiões planares estreitas nas quais a deformação é intensa em relação às rochas adjacentes (p. 418 de HOBBS et al., 1975) que é o mesmo termo usado como cinturão de cisalhamento em RAMSAY e GRAHAM, 1970.

Na realidade um cinturão milonítico envolve a necessidade de ocorrência de *milonitos*. Estes últimos, por sua vez, envolvem necessidade de moagem da rocha gerando uma farinha (grego - mylon) sem indícios de recristalização, o que, sem dúvida, é produto de um processo não dúctil de cataclase.

Cataclase, dentro de uma conceituação mecânica, é um mecanismo da deformação friável dependente de atrito, envolvendo tanto fratura como rotações de corpos rígidos (BORG e outros, 1960, GRIGGS e HANDIN, 1968). É um mecanismo tanto de falhamento como de fluxo macroscópico na crosta superior (STEARNS, 1969).

A cataclase, como já citado alhures, ocorre também em níveis dúcteis da crosta onde compete com a neomineralização e recristalização na geração de milonitos e blastomilonitos (HIGGINS, 1971). Neste caso, podem ocorrer, em caráter regional, estruturas cataclásticas associadas à deformação regional durante processos de dobramento, metamorfoses ou cristalização magmática, gerando estruturas denominadas de "protoclásticas" por BRÖGGER, (1890).

A existência destas estruturas em caráter regional pode levar a falsa compreensão de um processo regional de extremo falhamento (faixas rúpteis de BRAUN, (1977) ou grande cisalhamento ao sul do Craton de São Francisco de HASUI, (1983)).

Uma tentativa de distinção entre estruturas cataclásticas miloníticas e protoclásticas será abordada em itens subseqüentes.

3.4 - Terminologia de Rochas Envolvidas

O termo milonito, conforme originalmente definido por LAPWORTH, tem causado inúmeras controvérsias, muitas das quais, apesar das críticas, levam-nos a argumentos circulares.

LAPWORTH (1885) definiu os milonitos na zona de falhamento de Moine como: "microscópicas brechas de pressão com estrutura de fluxo, nas quais a pasta pulvurulenta intersticial, silicosa e caolinítica apenas cristalizou-se parcialmente". A aplicação generalizada deste nome para rochas geradas por cataclase gerou inúmeras confusões, como bem apontaram WATERS e CAMPBELL (1935); CHRYSTIE (1960); JOHNSON (1967); HIGGINS (1971) e BELL e ETHERIDGE.

(1977).

A classificação por nós adotada para rochas cataclásticas é parcialmente exposta no livro de SPRY (1972) revisada por de HSU (1955) e CHRISTIE (1963).

O termo *cataclasito* é utilizado como termo geral para rochas que sofreram essencialmente processos de cataclase.

Brecha tectônica ou de esmigalhamento seria uma brecha com fragmentos grandes e angulosos produzidos por fragmentação de rocha pré-existente. A textura original dos fragmentos ou "porfiroclastos" apresenta pouca perturbação e a matriz da rocha é muito fragmentada e pulverizada.

A classificação apresenta subdivisões em face às dimensões dos fragmentos:

brecha - usada para o caso dos fragmentos contidos se rem maiores que cerca de 5 mm;

brecha fina - para a rocha com fragmentos entre 1 e 5mm;

microbrecha - com fragmentos menores que 1 mm.

Como no campo podemos ter gradações maiores, resolvemos chamar de *macrobrecha*, a zona de brechação com fragmentos maiores que 1 m. Termos como olistólitos, olistostromas e *mêlanges* já foram definidos por HSU (1975) em casos especiais.

O termo milonito adotado por LAPWORTH (1885), nos parece adequado para aplicação, de acordo com a origem da palavra "milon" (farinha), definindo claramente (ao contrário do que argumenta HIGGINS (1971, p, 9), texturas cataclásticas de fluxo microscópicas, independentemente da rocha utilizada inicialmente como tipo por LAPWORTH.

Da mesma forma, achamos que não há necessidade de condicionar o termo à existência ou não de foliação, como expresso por SPRY (1974), desde que a recristalização seja considerada mínima e a foliação dependa apenas da razão de achatamento na rocha ou da sua natureza mais ou menos micácea, resultando, desta forma, milonitos folheados ou não. Se houver, neste caso, recristalização expressiva da massa milonítica e, permanecendo a estrutura folheada, pode-se usar o termo *filonito* (SANDER (1911), KNOPF (1931)). Por outro lado, o termo

"gauge" poderia ser aplicado a milonitos pouco consolidados.

Milonitos de bandas quartzosas ("Quartz-ribbon texture mylonites") são os milonitos quartzosos que se notabilizam por estrutura bandada submicroscópica ou microscópica, constituída por bandas ou cordões de quartzo recristalizado. Estes cordões podem ser de quartzo finamente recristalizado em textura pavimentosa ou em grãos alongados e soldados com freqüente extinção ondulante ao microscópio. Tais estruturas são aqui mencionadas na nossa análise dos milonitos da Frente Grenville. ROSS (1973), as descreve nos milonitos de Okanagan e, VAUCHEZ (1980), em granitos da Grande Kabília na Argélia.

Por serem comuns repetidas fases de movimento nas grandes zonas de falhamento (ex. San Andreas, Anatolia ou Moine) por razões de progressão do falhamento, ocorrem deformações repetidas dos milonitos, que freqüentemente estão dobrados e ondulados formando dobras intrafoliaais das bandas miloníticas inseridas dentro de planos de milonitização.

No nosso caso, tais estruturas são comuns nas falhas de Taxaquara, Cubatão, Boquira, Jundiuvira, etc. A repetição dos movimentos permite classificar os *milonitos* em *primários* e *secundá*rios sendo os *primários*, aqueles formados em um episódio a partir de uma variedade de rochas pré-existentes e, os *secundários*, formados a partir de milonitos anteriores (CHRISTIE (1960); HIGGINS (1971); SPRY (1969)).

Protomilonitos - definidos originalmente por BACKLUND (1918) seriam uma fase de transição entre a rocha não cataclasada e cataclasada. Seriam expressivos das fases iniciais da cataclase e brechação mais intensa apresentando estruturas "mortar" e/ou lenticularização de grãos. Pode também se salientar pela existência de espessas crenulações em rochas inicialmente folheadas (Vide Figs. 3 e 4 de HIGGINS, 1971).

Ultramilonitos - segundo STAUB (1951); QUENSEL (1916), SUTTON e WATSON (1950), HIGGINS (1971), são rochas com menos de 10% de porfiroclastos constituídas de pó de rochas desestruturado ou folheado.

Pseudotaquilitos - também designados como "hyalomilonitos" por SCOTT e DREVER (1954) (in SPRY, 1974) são milonitos que

contém material vítreo produzido por fusão durante a deformação.

3.5 - Texturas Protoclásticas, Blastomiloníticas,
Filoníticas e Milonitos Polimetamórficos

Tem se implantado grande confusão nos nossos meios da da a concepção errônea sobre deformação cisalhante regional, blastomilonitização, filonitização e milonitos polimetamorfizados. Muitas rochas que não são milonitos polimetamórficos mas, sim, maciços rochosos que sofreram deformação protoclástica, foram assim consideradas, dando a falsa idéia de uma milonitização generalizada seguida, aqui e ali, por uma recristalização metamórfica.

Esta confusão se nota também na literatura geralmente usada como referência básica (SPRY, 1974, HIGGINS (1971); BELL e ETHERIDGE (1977). Por exemplo, SPRY baseado em SANDER (1912) e KNOPF (1931) cita *blastomilonito*, como sendo um milonito recristalizado em que a natureza cataclástica original pode ser reconhecida com dificuldade, enquanto que HIGGINS é enfático em afirmar que o termo blastomilonito não se aplica a milonitos polimetamórficos ou mesmo a milonitos poliepisdícos monometamórficos e enfatiza, confirmando que um *blastomilonito não é um milonito metamorfizado* (HIGGINS, 1971, p. 31). Esta argumentação de HIGGINS se baseia numa análise crítica dos termos aplicados originalmente por SANDER (1912) e KNOPF (1931).

Segundo HIGGINS, blastomilonitos seriam rochas coerentes situadas granulometricamente entre um milonito ou ultramilonito fino a médio e um gnaiss ou xisto cristalino, uma vez que a textura é uma combinação de processos de deformação cataclásticas e cristaloblásticas. Portanto, HIGGINS atribui aos blastomilonitos uma origem por deformação dúctil de rochas metamórficas.

Neste caso, o termo blastomilonito de HIGGINS se aplicaria as rochas "protoclásticas" definidas por BRÖGGER (1890) e a granulitos que freqüentemente apresentam estrutura blastomilonítica (vide descrição de texturas granulíticas em SPRY (1972), p. 295 e prancha XXXI), não sendo então aplicável a milonitos recristalizados intensamente. A classificação de HIGGINS parece ser contraditória, pois embora o próprio autor critique SANDER (1912) e KNOPF (1931) por achar que a definição de milonito recristalizado é dúbia

(por ser a neomineralização tão avançada a ponto de dificultar o reconhecimento do milonito primitivo), quer, por outro lado, que distingamos os seus blastomilonitos dos milonitos polimetamórficos ou monometamórficos, tarefa que envolve a mesma dificuldade.

Conseqüentemente, dada esta confusão, sugerimos que se aplique o termo blastomilonito como designatário de uma textura, independentemente de se tratar de deformação dúctil ou de recristalização por falhamento, isolando, portanto, este termo, da conceituação genética. Neste caso poderíamos ter blastomilonitos protoclásticos e blastomilonitos propriamente ditos (na conceituação original de KNOFF e SANDER). Podendo ser milonito - gnaisses ou xistos conforme a composição mineralógica e estrutura.

Convém lembrar, ainda, que as texturas protoclásticas são as do tipo blastomilonítico originadas da deformação de rochas ígneas, gnaisses ou granulitos não completamente sólidos (em estágio de consolidação, ou melhor, em níveis estruturais profundos). Estas texturas podem ter aspecto regional e ocorrer, durante a compressão tectônica, em níveis crustais profundos, durante fases de paroxismo, que em níveis superiores, correspondem a dobramentos de caráter regional.

Finalizando, o último termo controvertido é o filonito, que tanto tem sido definido como resultante da deformação cisalhante de uma rocha previamente xistosa como resultante de recristalização de um milonito (KNOFF, 1983), ou então, como resultante de pura e simples milonitização de uma rocha de grão grosseiro. Cremos que o termo deve ser usado como designativo de estrutura até que se descubra a origem mais provável. No primeiro caso, seria um xisto ou filito cataclástico, no segundo, um filonito diaforético (KNOFF) e, no terceiro, um milonito filonítico.

3.6 - Distribuição das Faixas Miloníticas e Brechóides

A distribuição de milonitos ao longo de zonas de falhamento não é um fenômeno generalizado. São comuns trechos completos sem milonitização visível, ocorrendo os milonitos em lentes e bolsões de distribuição relativamente esparsa, função do tipo de rocha afetada e das condições de deformação (velocidade, da defor

mação, nível estrutural, etc.).

Na vertical, complicações adicionais resultam da diferença de ductilidade das rochas afetadas pelo falhamento. Abaixo de cerca de 20 km, seria de se esperar o domínio relativo de texturas blastomiloníticas, protoclásticas e filoníticas.

A maioria das nossas falhas antigas foi exposta a níveis de erosão que corresponderiam a profundidades consideráveis no tempo em que as falhas foram ativas. Frequentemente, se observa uma malha de zonas de cisalhamento envolvendo fragmentos losangulares ou lenticulares de rochas pouco distorcidas. Outras vezes, notamos estruturas miloníticas e blastomiloníticas praticamente se justapondo. Exemplos clássicos são as falhas de Cubatão e de Além Paraíba. Variações, tanto no estilo, como nos produtos de falhamento, ocorrem através das zonas de falha, principalmente, quando elas apresentam um expressivo componente de rejeito de mergulho.

A foliação milonítica é nítida quando observada nas rochas cataclásticas associadas a granitóides ou gnáissicas. Observa-se, em escala mesoscópica, uma laminação milonítica acompanhada de uma lineação definida por bandas de moagem e agregados de quartzo alongados.

As fotografias anexas mostram várias das texturas citadas, observáveis em alguns dos cinturões de cisalhamento estudados.

Fotomicrografia 1 - Quartzito impuro da Formação Onaping coletado a cerca de 1400 m da frente Grenville. Nicois cruzados. Aumento de 20 x.

Fotomicrografia 2 - Idem, coletado a 400 m da frente Grenville. Nicois cruzados. Aumento de 20 x.

Fotomicrografia 3 - Quartzito impuro da Formação Onaping coletado a 150 m da frente Grenville. Nicois cruzados. Aumento de 20 x.

Fotomicrografia 4 - Idem, coletado na zona de moagem. Notar cordões de quartzo recrystalizados. Nicois paralelos.

Fotomicrografia 5 - Cataclasito de granito com porfiroclastos de feldspato. Falha de Taxaquara - Trevo de Itapevi - São Paulo. Nicóis cruzados. Aumento de 20 x.

Fotomicrografia 6 - Idem. Nicóis paralelos.

Fotomicrografia 7 - Ultramilonito da falha Taxaquara. Amostra do trevo de Itapevi - São Paulo. Nícois paralelos. Aumento de 20 x.

3.7 - Tectônica de Fraturamento

No nosso trabalho tivemos a oportunidade de analisar as estruturas disruptivas associadas aos falhamentos de Patos, Taxaquara, Ribeira, Cubatão e Além Paraíba. Todas estas falhas são de natureza transcorrente e deveriam se encaixar dentro dos padrões de fraturamento exemplificados por EMMONS (1969), TCHALENKO (1970), TCHALENKO e AMBRASEYS (1970), WILCOX et al. (1973) e outros.

De forma extremamente básica, RIEDEL (1929) definiu, para uma zona de cisalhamento, quatro famílias de fraturas secundárias que se desenvolveriam em função aos esforços de compressão e tração associados a um binário. Tais fraturas foram designadas T, R, R_1 , e P. A primeira (T) é de tração; R e R_1 são de cisalhamento sintético e antitético formando um conjugado de aproximadamente 60° e simétrico em relação a T. P seria uma fratura simétrica a R em relação à direção de cisalhamento maior e também sintética. Portanto, teríamos três famílias de fraturas cisalhantes secundárias excluindo a zona de transcorrência e suas paralelas, das quais, apenas as fraturas R_1 seriam antitéticas (Figura 18).

Recentemente, LATJAI (1975) mostrou em laboratório, a existência de uma família de fraturas de esmagamento perpendiculares a direção de compressão máxima.

Alguns autores costumam considerar como aplicável a disposição e gênese de fraturas propostas por MOODY e HILL (1956) que se mostrou abrangente e adaptável a várias situações. Os pressupoostos contidos neste método e a tendência simplista de, com na base do mesmo, definir a direção de compressão regional em áreas de evolução por vezes polifásica, sem as devidas restrições, obrigamos a considerá-lo com cautela.

No caso das falhas transcorrentes, os dois sistemas R e R_1 segundo WILCOX et al. (1973) são verticais. Uma das famílias (R) apresenta um ângulo de 10 a 30° com a direção principal do falhamento enquanto que a outra, R_1 , 70 a 90° . Estes sistemas conjugados se apresentam ora como juntas, ora como falhas, ou ambas. O ângulo diedro de R e R_1 seria de 60 a 70° e seu bissetor seria di

FIG. 18

reção de máxima compressão, conforme se deduz do critério de NAVIER-COULOMB e experimentos de laboratório.

Estudos perpetrados em modelos por EMMONS (1969); MANDL et al. (1977); CLOOS (1955); OERTEL (1962); MORGENSTERN e TCHALENKO (1967); FREUND (1974); GROSHONG e RODGERS (1978) mostraram, além das fraturas citadas, que as zonas de falhas são acunhadas em seção transversal e, por vezes delimitadas por empurrões, e que a principal tensão de compressão está orientada a 45° do limite da zona de cisalhamento.

Descobriu-se, também, que as fraturas de RIEDEL se formam logo antes que seja atingida a resistência de pico a rutura continuando a se formar depois (MORGENSTERN e TCHALENKO (1967), As fraturas P se formam durante e após o pico, ocorrendo também simultaneamente, a rotação das fraturas já formadas segundo o sentido imposto pela zona de cisalhamento.

Além das expostas por RIEDEL, outras duas famílias de fra

turas foram encontradas, as fraturas Y, paralelas à zona de falha, e as X, simétricas a R^1 em relação a direção da zona de cisalhamento. O quadro geral resultante de fraturas seria, por conseguinte, o da Fig. 19.

FIG. 19 - SISTEMAS DE FRATURAS NA ZONA DE CIZALHAMENTO

3.8 - Transição Friável-Dúctil

Se o material envolvido no cisalhamento for anisótropo e um tanto dúctil, poderemos ter o desenvolvimento de dobras ou de uma clivagem S.

Neste caso, segundo VIALON (1979) o tipo de estrutura que se desenvolverá será função das possibilidades de dilatação da zona de cisalhamento e do ponto de aplicação do esforço em relação à sua anisotropia.

Neste contexto são duas as condições a serem levadas em conta, segundo VIALON (Fig. 20).

Com dilatância livre da zona de cisalhamento - em um ma

(SEGUNDO VIALON ,1979)

fig.20

terial incompetente aparecerão dobras de arrasto reviradas no sentido do cisalhamento S_c juntamente com uma clivagem S_1 . Primeiro ocorrerá espessamento e a seguir, o achatamento da zona. Tal mecanismo corresponde apenas a uma fraca compressão normal aos limites da zona de cisalhamento. Em um material mais competente, ou drenado por deformações anteriores da mesma fase, criam-se fratu-

ras elementares P.

Zona de cisalhamento "comprimida" (dilatância perpendicular ao plano de cisalhamento impossível ou limitada) - o que corresponde a existência de uma intensa compressão normal aos limites da zona de cisalhamento. Neste caso, sendo o material envolvido incompetente, formar-se-ão dobras de crenulação com assimetria de arrasto invertida em relação ao cisalhamento S_c e uma clivagem S_2 .

Tem-se então rápido bloqueio e achatamento imediato da citada zona ocorrendo um fluxo extensional. Nas mesmas circunstâncias, no caso de um material mais competente, aparecem as fraturas de RIEDEL (mais frequentemente R) com um deslocamento com componente de falha normal, ainda sintética ao movimento de cisalhamento segundo S_c .

CAPÍTULO 4

ALGUNS GRANDES CINTURÕES DE FALHAMENTO E DE CISALHAMENTO DÚCTIL

Neste item discutiremos três de alguns sistemas de cisalhamento dúctil e falhamento que tivemos a oportunidade de estudar.

O primeiro é o cinturão de cisalhamento que limita a Frente Grenville no Canadá, o segundo é o conjunto componente do sistema de falhamentos transcorrentes dos Estados de São Paulo, Paraná e Rio de Janeiro, e o terceiro é a Zona Transversal nordestina constituída pela associação das grandes falhas de Patos, Pernambuco e suas correlatas. Citações adicionais são feitas quanto as grandes falhas de empurrão da faixa Brasília e sobre a sutura Tocantins-Araguaia. Todos estes cinturões brasileiros representariam intensa ativação durante e logo após o Ciclo Brasileiro.

4.1 - A Frente Grenville

4.1.1 - Aspectos Gerais

A Frente Grenville, no leste canadense, constitui-se numa zona de intensa deformação e de elevado gradiente metamórfico, que numa extensão da ordem de 1 600 km, coloca lado a lado, a província tectônica Grenville com as províncias Nain, Churchil(faixa de dobramento Labrador); a Superior e Sul (Fig. 21).

A Frente Grenville foi designada por DEWEY e BURKE(1973) como uma cripto-sutura acima da qual teria ocorrido fusão parcial da placa litosférica superior engendrando uma série de corpos anortosíticos (Vide Fig. 22). A cicatriz da sutura em profundidade estaria a leste da borda da Frente.

Esta estrutura foi objeto de estudo e controvérsia por inúmeros autores entre os quais citamos STOCKWELL (1964); WYNNE-EDWARDS (1968); DALZIEL e BAILEY (1968), entre outros.

Ela é expressa geologicamente pelos seguintes aspectos notáveis:

a. Justaposição linear de províncias tectônicas distin

FIG 21- RELAÇÃO DA PROVINCIA GRENVILLE COM OUTRAS PROVINCIAS PRECAMBRIANAS (SEG. DEWEY E BURKE, 1973).

- tas em estrutura e idade.
- b. Alinhamento de anortositos na província Grenville.
- c. Anomalia gravimétrica linear.
- d. Anomalia magnetométrica linear.
- e. Espessamento local da crosta definido por métodos sísmicos e gravimétricos.
- f. Justaposição brusca de faixas metamórficas distintas.
- g. Faixa de esmagamento tectônico mais intenso.
- h. Evidências de acentuado efeito térmico nas suas proximidades.
- i. Existência de milonitos e blastomilonitos na sua extensão.
- j. Padrões paleomagnéticos distintos da província Grenville em relação a outros blocos, indicando grande deslocamento horizontal pré-Grenvilliano (IRVING e McGLYNN, 1976).

FIG.22 - MODELO TRANSVERSAL DA PROVINCIA GRENVILLE DE DEWEY E BURKE (1973, MODIFICADO).

4.1.2 - Geologia dos Blocos Justapostos e Relação Geométrica da Província Grenville com os Blocos Vizinhos

A província Grenville apresenta idades radiométricas entre 900 a 1 400 m.a., apresentando segmentos retrabalhados com idade Arqueana. Seu embasamento metamórfico é constituído essencialmente por rochas de fácies anfibolito e granulito e é cortado por granitóides e grandes corpos de anortosito.

As idades dos anortositos foram definidas, de forma indireta, por associação de diferentes parâmetros, envolvendo relações com as encaixantes e dados paleomagnéticos tendo se estimado idade

des de cerca de 1 400 m.a. (Elsoniano).

Os estudos sobre o paleomagnetismo da província Grenville, desenvolvidos por IRVING e McGLYNN (1976), permitem supor que a mesma colidiu com as suas vizinhas a oeste entre 1 400 e 1 100 m. a. ao longo de uma possível zona de subducção.

As províncias Churchill e Sul são consideradas de idade Huroniana (cerca de 1 800 m.a.) e contém uma sequência metassedimentar de baixo grau, na qual se inclui importante formação ferrífera, constituindo a faixa de dobramentos do Labrador. Esta, apresenta-se disposta transversalmente à Frente Grenville. Na região do Mount Wright, os metassedimentos de fácies xisto verde baixo são transpostos e redobrados pela Frente Grenville passando ali pela isógrada da biotita, que os corta transversalmente, fato que tem sido objeto de controvérsias.

A província Sul, constituída por vulcânicas, sedimentos e metassedimentos de baixo grau constitui o Huroniano propriamente dito. Estes sedimentos e vulcânicas passam de um fácies de metamorfismo anquimetamórfico e um estilo de deformação em dobras flexurais suaves para um fácies anfibolito de alto grau e deformação intensa de fluxo, em uma transição de cerca de 2 km de largura.

A província Superior, de idade Arqueana (2,6 m.a. aprox.) composta por gnaisses, anfibolitos e granitóides, além de metassedimentos, sofre nos arredores da Frente certo retrometamorfismo e intensa deformação.

A província Nain, sofreu nos arredores da Frente, intensa tectônica de empurrão.

4.1.3 - Estruturas da Frente Grenville

Embora haja estudos ao longo de toda a Frente Grenville, por motivos de facilidade de acesso e por interesses econômicos, a maioria dos dados estruturais se concentra na região sul, próximo a Sudbury e no contato com a província do Labrador na região de Mount Wright.

Na primeira, observa-se o contato com a província Sul

(Southern Province), Huroniana, e com a província Superior cuja idade é Arqueana. Na segunda, a interpenetração das estruturas da província ferrífera do Labrador com as da Frente Grenville. Foi apenas a primeira área que o autor teve a possibilidade de estudar in situ.

Ao longo da Frente temos as seguintes feições estruturais de interesse:

a. Uma transição metamórfica, claramente visível a sudeste de Sudbury (GRANT et al., 1962; STOCKWELL, 1964; DALZIEL e BAILEY, 1968) onde arenitos e siltitos anquimeta-mórficos intercalados por "sills" de diabásio huronianos correspondentes as formações Onaping e Nipissing, passam a quartzitos impuros, xistos e anfibolitos e, finalmente, a gnaisses do fácies almandina-cianita anfibolito. A transição metamórfica é acompanhada de um gradual aumento da quantidade de deformação numa distância de aproximadamente 1,5 km, na região de Coniston.

b. São comuns falhas transcorrentes com as do Nordeste do Lago Timagami (apud DALZIEL e BAILEY, 1968); e de empurrão, no extremo norte da Frente.

c. Uma combinação de transições metamórficas e estruturas de falhamento (DALZIEL e BAILEY, 1968).

d. Uma transição metamórfica acompanhada de intenso redobramento das estruturas ferríferas da faixa Labrador (Mount Wright) que continuam para além da Frente (DUFFEL e ROACH, 1959; DALZIEL et al., 1969).

e. DALZIEL e BAILEY (1968) citam que, em quase todas as localidades visitadas ao longo da Frente Grenville desde o Lago Huron até a faixa de dobramentos do Labrador, observam-se rochas miloníticas (assim designadas genericamente no sentido de "cataclásticas" e, não de milonitos) com direções NE-SW e apresentando a foliação milonítica, mergulhando para a província Grenville, portadora de uma clara lineação de estiramento de quartzo e grãos porfiroclásticos de feldspato, paralela ao rumo de mergulho da foliação. Esta ocorrência de rochas de textura blastomilonítica se observa inclusive nas zonas de transição. Sua visualização espacial é complicada em diversos locais pela ocorrência de milonitos

A foliação blastomilonítica com intensa lineação de estiramento de mergulho seria, a nosso ver, da mesma natureza que aquela descrita por BAK et al. (1975) ao longo do cinturão de cisalhamento dúctil de Stroemfjord no Nagssugtoqidian do oeste da Groenlândia, como também, a descrita por CHRISTIE (1964), no falhamento Moine, e, que corresponde a foliação de achatamento acompanhada da lineação de estiramento próprias de uma zona de cisalhamento simples (descritas no capítulo anterior).

4.2 - Zona de Falhamentos Transcorrentes no Sudeste Brasileiro

4.2.1 - Aspectos Gerais

Envolvendo os Estados do Paraná, São Paulo, Minas Gerais, Rio de Janeiro e Espírito Santo, desenvolve-se um extenso cinturão de cisalhamentos heterogêneos essencialmente transcorrentes (Fig. 22b). É constituído por um feixe de falhas com direção média NE-E no qual se destacam, por serem melhor estudadas, as falhas de Jacutinga, Jundiuvira, Taxaquara e Cubatão-Além Paraíba. Outras, menos conhecidas em detalhe, embora dignas de nota, são as falhas de Monteiro Lobato, Buquira, Jaguari, Natividade, Freires, Caucaia, Cipó, etc.

Destes, um dos lineamentos tectônicos mais notáveis é o de Cubatão-Além Paraíba, analisado em diferentes trechos e inicialmente definido por ALMEIDA (1953). Foi estudado no trecho paulista por COUTINHO (1972), SADOWSKI (1974, 1977, 1982), SILVA (1981, 1982) e, por ROSIER (1965) e CAMPANHA (1980) no Rio de Janeiro. Os mapas da CPRM estendem a falha de Cubatão ao falhamento de Lancinha no Paraná e ALMEIDA et al. (1975) estendem o lineamento Além Paraíba até o Estado do Espírito Santo. A ligação deste último com a falha de Cubatão se visualiza no Mapa Geológico do Estado de São Paulo (1981), embora pareça incerta. Do exposto, poderia se supor para o Sistema Cubatão-Além Paraíba uma extensão da ordem de mais de 900 km. Todavia, tal linearidade não está suficientemente provada podendo todo o conjunto ser apenas um reticulado complexo de falhas.

ALGUNS DOS FALHAMENTOS
DO SUDESTE

FIG. 22 A

FIG.22B COMPARAÇÃO ENTRE O SISTEMA TIBETANO HIMALAIO DE FALHAMENTOS E O SISTEMA TOCANTINS - S. FRANCISCO

Algumas destas falhas cortam granitos pós-tectônicos do evento Brasileiro e são recobertas por sedimentos da Bacia Paleozóica do Paraná devendo, portanto, ter idade mínima pré-Devoniana.

Estas falhas seccionam formações da faixa de dobramentos Ribeira e embasamento, ao longo de direções ENE, isolando blocos de forma alongada e sub-lenticular.

Algumas, como no caso das falhas de Cubatão e Jundiuvira, apresentam, embutidas no seu interior, blocos alongados de metas sedimentos de grau de metamorfismo mais baixo que os migmatitos e granulitos adjacentes.

4.2.2 - Estruturas das Zonas de Falhamento

1. Apresentam-se constituídas por milonitos, ultramilonitos e blastomilonitos.

2. Algumas apresentam milonitos com feições nítidas de moagem, frequentemente dobrados e com intensas lineações sub-horizontais (Taxaquara, Jaguari, Cubatão, Além Paraíba).

3. No caso dos falhamentos de Cubatão e Jundiuvira, além do embutimento de blocos de baixo grau de metamorfismo, observa-se, localmente, milonitos com baixo ângulo de mergulho simulando feições de empurrão, como também uma lineação de corrugação de mergulho (Falha de Cubatão próximo à Pedreira Cubatão).

4. As passagens entre rochas granitóides e granulíticas de textura blastomilonítica para os cinturões de cisalhamento miloníticos frequentemente levam a considerar estas texturas como parcialmente originárias de processos de falhamento. Tal aspecto levou à suposição, expressa por alguns autores, de serem milonitos polimetamórficos sem levar em conta que poderiam ser apenas o reflexo de moagem parcial e deformação progressiva afetando diferentes níveis estruturais durante a deformação regional.

5. Estruturas de transposição e dobras cerradas próximas e na zona de falha, afetando as encaixantes e aos milonitos, são descritas.

6. Espessuras de milonitos da ordem de centenas a milha

res de metros têm sido observadas esparsamente.

4.3 - Zonas de Falhamento do Nordeste Brasileiro

4.3.1 - Aspectos Gerais

No Nordeste brasileiro domina um sistema de falhas sub verticais e essencialmente transcorrentes, das quais, as mais notá veis são os falhamentos de Patos, Pernambuco e Cariris Velhos, com direções aproximadamente EW e que cortam e arrastam subtransversal mente as estruturas pré-cambrianas, gerando o que EBERT (1962) defi niu de "zona transversal" (Fig. 37).

Estas falhas e seus sistemas secundários cortam forma ções brasileiras e anteriores ou seu embasamento, isolando blocos sublenticulares alongados na direção NE. Apresentam extensões da ordem de mais de 750 km, desaparecendo sob os sedimentos da Bacia do Maranhão, devendo ter, portanto, idades mínimas correspondentes ao Paleozóico Inferior. São estruturas extremamente nítidas em imagens de radar e de satélite.

4.3.2 - Estruturas das Zonas de Falhamento

1. A deformação dúctil das formações geológicas afetadas é extremamente notória em escala local e continental.

2. A foliação dominante é subvertical sendo representada por milonitos e blastomilonitos com lineações essencialmente sub-horizontais.

3. Apresentam sistemas de fraturas conjugadas de RIEDEL nítidas regionalmente, além de feições de empurrão (SANTOS, (1971); SIQUEIRA e MELLO (1971)).

4. Mostram evidências de reativação mesozóica expressiva segundo movimentos normais em vários lugares (falha de Ibimirim). Na continuação do falhamento de Pernambuco, temos o granito cratôni co mesozóico do Cabo.

5. EBERT (1962) descreve recristalização total de tre chos dos sistemas de falhamentos.

6. RIES e SCHACKLETON (1977) citam a virgação de dobras de geração F3 de rochas brasileiras e estiramento máximo horizontal na zona de falhamento de Patos.

7. SADOWSKI (1980) atribui ao cisalhamento, fenômenos de achatamento e estiramento de caráter regional, na zona transversal.

8. Apresentam ainda anomalias gravimétricas compatíveis com a sua extensão. A falha de Pernambuco, provavelmente, apresenta correspondente africano na falha de Ngouranderê (RAND, 1977).

4.4 - Geossutura Araguaia-Paraguaia e os Grandes Empurrões Brasileiros do Brasil Central

4.4.1 - Aspectos Gerais

Intensa estruturação por falhamento de empurrão corta o Brasil Central com vergência para o oeste na borda do Craton Amazônico e para leste na borda do Craton do São Francisco. Constitui, respectivamente, a geossutura Tocantins Araguaia (ALMEIDA, 1974) e os extensos empurrões da faixa Brasília no sertão goiano e mineiro. Não trataremos aqui dos empurrões do outro lado do Craton do São Francisco, na região NE do Estado de Minas Gerais e oeste da Bahia (Mapa geológico do Brasil, 1:2.500.000, 1982).

A geossutura Tocantins Araguaia consiste numa extensa faixa da ordem de poucos quilômetros de largura ao longo da qual podemos observar que se concentram estruturas de empurrão e de transposição generalizadas, com vergência para o craton Amazônico e, uma série de corpos básicos e ultrabásicos embutidos em filitos e ardósias. Seu comprimento é da ordem de mais de 700 km. A leste, ocorre uma série de estruturas dômicas (Xambioá, Lontra, Colmeia) associadas a provável dobramento cruzado além de um aumento significativo do grau de metamorfismo representado pela ocorrência de xistos e gnaisses do Grupo Estrôndo (HASUI et al., 1977; ABREU, 1978).

SADOWSKI (1980) considera esta geossutura como associada a um evento de colisão e subducção em borda de placa ao longo de antiga zona de BENIOFF com mergulho para leste e cujo travamento poderia ter dado origem as grandes falhas transcorrentes que cortam a

faixa e a crosta da placa sobrejacente sobre a qual se alojou posteriormente a bacia do Maranhão. No entanto, outras complicações, como a influência da faixa do Gurupi, ocorrem regionalmente, sugerindo evolução tectônica de junções tectônicas triplas sob a área ocupada pela Sinéclise do Maranhão.

No que diz respeito aos grandes empurrões da faixa Brasileira mapeados inicialmente pela PROSPEC (Mapa geológico do Brasil, 1982), um dos mais notáveis é o associado à janela de Caldas (DRAKE Jr., 1981) segundo o qual rochas do Grupo Araxá foram lançadas sobre ocorrências do Grupo Bambui indicando deslisamentos subhorizontais da ordem de 200 km de extensão rumo ao craton do São Francisco.

Não é intenção do autor abordar em detalhes estas estruturas dada a insuficiência de dados disponíveis. Todavia, convém mencioná-las dentro do contexto tectônico global uma vez que são indicativas de intensa tectônica horizontal no Brasileiro.

Relações tectônicas entre a evolução da sutura Tocantins Araguaia e os falhamentos transcorrentes a leste, deveriam ser pesquisados por comparações com o sistema Himalaio-Tibetano como definido por TAPPONNIER e MOLNAR (1977). (Vide Fig. 22b).

ESTRUTURAS DE FABRIC MESO E MICROSCÓPICO

5.1 - Introdução

Na escala meso e microscópica, além da sistemática dos diferentes tipos de milonitos já citada no Capítulo 3, algumas das preocupações maiores têm sido: a definição do sentido dos movimentos nas zonas de falha, o grau de achatamento através da análise dos parâmetros X, Y e Z dos eventuais elipsóides de deformação, a distância de influência da deformação mais acentuada em relação a zona de deformação principal, as fases de metamorfismo, o padrão cristalográfico típico dos eixos c de quartzo e, a posição espacial das lineações e dobras associadas às rochas miloníticas (Vide HOBBS et al., 1975; DALZIEL e BAILEY (1968); JOHNSON (1967); BRUNEL (1980); COWARD (1976); ROSS (1973), etc.

5.2 - Relações de Achatamento e Estiramento

Conforme já observamos em itens anteriores, é comum descrever-se nos milonitos a existência de intensas lineações desenvolvidas na foliação e definidas por alongados cordões de agregados minerais ou ovóides de agregados ou porfiroclastos cercados pela matriz mais fina. Lineações como estas são visíveis nos milonitos das falhas de Taxaquara, Cubatão, no lineamento de Além Paraíba, nas transcorrências do Nordeste e na Frente Grenville.

Algumas destas estruturas não constituem problemas aparentes e não serão motivo especial da nossa atenção. Todavia, o comportamento dos porfiroclastos é um aspecto notável. JOHNSON (1967) observou que muitos milonitos apresentam porfiroclastos elipsoidais com terminações alongadas, constituídas de agregados de feldspato ou quartzo moídos ou, recristalizados em sombras de pressão, que se acunham para o bandamento; fraturas de partição por tração normais à foliação milonítica, e "boudinage", indicando forte achatamento ou compressão normal à foliação.

Teoricamente, a forte alongação ao longo do bandamento

milonítico ocorreria, durante a milonitização, com estiramento dos minerais e partículas rochosas ao longo do eixo maior do elipsóide de deformação, o qual se situaria sub-paralelo ao bandamento. Seria, por conseguinte, possível de se definir localmente, o elipsóide de deformação através das formas e orientações dos porfiroclastos.

No entanto, observa-se que, em alguns milonitos, como nos da Frente Grenville, não há uma orientação óbvia dos eixos maiores dos porfiroclastos, o que sugere uma extensão em diferentes direções, paralela ao bandamento, resultando um elipsóide oblato (tectonitos S na terminologia de FLINN).

Este caso, foi notado nos milonitos do falhamento de Moine onde o valor de k de FLINN oscilou de 0 até ∞ (JOHNSON, 1967) e onde os elipsóides passaram desde a forma discóide até a de prolatos. Também foi descrito na Frente Grenville, onde granadas pré-cinemáticas, medidas nos milonitos recrystalizados e nas rochas vizinhas, apresentaram formas de esferóides oblatos com eixo de simetria normal ao plano de cisalhamento,

Por outro lado, descrições detalhadas de zonas miloníticas dentro da mesma falha de Moine, mostram ocorrência genérica de um estiramento paralelo a lineação, crescente com a proximidade da zona de máxima deformação e moagem (WEATHERS et al. (1979); CHRISTIE (1963)).

Da mesma maneira, analisando o padrão de deformação dos milonito-gnaisses da zona de falhamento Além Paraíba, na região de Três Rios, observamos valores de deformação para grãos maiores e de cordões de quartzo expressos por $1 \leq k \leq \infty$, indicando deformação de estricção dominante, paralela a lineação local e aos eixos de dobras (Fig. 23).

SCHAKLETON (1977) descreve relações de estiramento $X : Y : Z$ de 1:3:9 no cinturão de cisalhamento de Patos.

5.3 - Dobras na Foliação Milonítica

Em vários casos, observou-se a existência de dobras nos milonitos com eixos paralelos a lineação e planos axiais subparalelos ao traçado regional da foliação. Descrevem-se dobras isoclí-

FIG-23 RELAÇÕES DE ACHATAMENTO E ESTIRAMENTO EM MILONITO GNAISSES DA FALHA ALEM PARAIBA

nais, cerradas e, por vezes, "eye-folds", que afetam a milonitização. Frequentemente são descritas dobras do tipo intra-folial. O paralelismo dos eixos com a direção de rejeito e com a lineação é até o presente, um assunto controvertido.

Bons exemplos são o cinturão de cisalhamento de Moine (CHRISTIE, 1963; JOHNSON, 1967), o da Frente Grenville, a falha de Jaguari e a zona de falhamento Além Paraíba (DALZIEL e BAILEY (1968) (Figs. 24, 25 e 26).

Neste último caso, nota-se dobras do bandamento milonitico e uma xistosidade plano axial superimposta.

Próximo a zona de falha do Cubatão, as rochas xistosas e gnáissicas vizinhas, mostraram vários eixos de dobras paralelos a lineação e estrias do falhamento. Ocorre, todavia, em alguns locais, uma corrugação de alto ângulo de caimento nos xistos embutidos na zona de falha, provavelmente associada a arrasto no falhamento. (Fig. 27).

No falhamento de Taxaquara, a norte de São Paulo, onde as feições de recristalização não são tão expressivas como na de Além Paraíba, Grenville e Moine, os milonitos apresentam nítida foliação e evidências de achatamento de alguns porfiroclastos dentro do plano de moagem com fissuramento dos mesmos e preenchimento das fraturas de tração por quartzo secundário. Estes milonitos apresentam dobras "chevron" e ondulações da foliação milonítica cujo mergulho varia de vertical até 45° . Ondulações podem estar associadas a progressão do movimento da falha, após a formação de uma das foliações miloníticas.

Inúmeras tentativas de explicação para dobramentos dos milonitos e dos eixos paralelos a lineação têm sido aventadas por diversos autores, tais como, redobramento polifásico dos milonitos, e progressão do falhamento com rotação dos eixos paralelamente a direção de estiramento, dentro do plano de milonitização (HOBBS et al., 1975, DALZIEL e BAILEY, 1968).

A nosso ver, a existência de estruturas de achatamento, por compressão transversal à zona milonítica e de estruturas de cisalhamento simples, próprias destas áreas, permite considerar a ocorrência de superposições de eventos de cisalhamento puro e de

EIXOS DE DOBRAS E LINEAÇÕES
NOS MILONITOS PRIMARIOS DO
FALHAMENTO DE MOINE (CHRISTIE 1963).

LEGENDA

- EIXOS DE DOBRAS
- LINEAÇÕES

FIG. 24

PROJEÇÃO DOS MÁXIMOS RESULTANTES DOS
DADOS ESTRUTURAIS DA FRENTA GRENVILLE.
(DALZIEL E BAILEY, 1968).

LEGENDA:

- o - POLO DA FOLIAÇÃO MILONÍTICA
- x - POLO DO PLANO AXIAL DAS DOBRAS ISOCLINAIS
- Δ - LINEAÇÃO DE ELONGAÇÃO MINERAL
- - EIXO DA DOBRA ISOCLINAL

FIG. 25

EIXOS DE DOBRA E LINEAÇÕES NA ZONA DE FALHAMENTO ALEM PARAIBA (CAMPAHA 1980, MODIFICADO).

LEGENDA:

○ - CONTORNOS DE ISOFREQUÊNCIA DE LINEAÇÕES DE ESTIRAMENTO DOS MILONITO

• - EIXOS DE DOBRA.

FIG. 26

FIG.27 - EIXOS DE DOBRAS E LINEAÇÕES NOS XISTOS DE CUBATÃO (SADOWSKI, 1974).

cisalhamento simples como aventado por JOHNSON (1967).

Este achatamento pode ser um mecanismo que pode influenciar a precisão das medidas de deslocamento em grandes cinturões dúcteis, baseadas em estimativas da deformação cisalhante.

Resta lembrar, ainda, que heterogeneidades geométricas e de resistência dentro da zona de cisalhamento, tais como, contorno irregular da fratura, cunhas mais rígidas, etc., podem proporcionar dobramentos das faixas miloníticas.

5.4 - Fabric Cristalográfico

No que diz respeito ao fabric cristalográfico, nossos trabalhos se concentraram na análise dos comportamentos dos eixos c de quartzo. Medimos os fabrics de amostras da Frente Grenville e da falha do Cubatão (Figs. 28 a 32) e estudamos aqueles obtidos por CHRISTIE no falhamento de Moine, DALZIEL e BAILEY na Frente Grenville e outros (Figs. 33, 34 e 35).

Em rochas miloníticas quartzosas, a distribuição dos padrões de eixos c de quartzos se dá segundo guirlandas simples ou cruzadas e dentro de simetrias rômbricas ou eventualmente monoclinicas. Tais fabrics são de ocorrência extremamente comum e foram descritos em granulitos da Saxônia por SANDER (1930), nos granulitos holandeses (SAHAMA, 1936), em quartzitos finlandeses (HIETANEN, 1938), nos quartzitos do Dalradian na Escócia (WEISS et al., 1957) nos quartzito-tectonitos apalachianos (BALK, 1952) nos gnaisses do embasamento do Kênia (WEISS, 1959), nos quartzitos milonitizados do falhamento de Moine (CHRISTIE, 1963); nos quartzito-tectonitos na Frente Grenville (DALZIEL e BAILEY, 1968); na zona de falhamento de Cubatão e nos quartzitos da Frente Grenville pelo autor, conforme podemos observar nos diagramas das figuras citadas.

As estruturas em guirlanda única geralmente, se distribuem num plano subperpendicular à lineação de estiramento, que nos milonitos, por vezes, corresponde a um plano de simetria ac (perpendicular ao eixo b), enquanto que os polos máximos dos eixos c de quartzo se colocam entre 30 e 40°, simetricamente em relação ao plano de foliação.

Fig. 28 - Diagrama $\tilde{\Pi}$ dos eixos $[0001]$ dos quartzos no Gnaise Oftalmítico cataclasado da falha do Cubatao.

DIAGRAMA DE ISOFREQUÊNCIA DE EIXOS DE QUARTZO

FRENTE GRENVILLE

AMOSTRA SU-1b

FREQUÊNCIAS

FIG.29

OBS: A 1400m DA ZONA DE DEFORMAÇÃO PRINCIPAL.

DIAGRAMA DE ISOFREQUÊNCIA DE EIXOS DE QUARTZO

FRENTE GRENVILLE

AMOSTRA SU-3b

FREQUÊNCIA

FIG. 30

OBS : A 400m DA ZONA DE DEFORMAÇÃO PRINCIPAL.

DIAGRAMA DE ISOFREQUÊNCIA DE EIXOS DE QUARTZO

FRENTE GRENVILLE

AMOSTRA SU-5a

FREQUÊNCIAS

FIG. 31

OBS : A 150m DA ZONA DE GNAISSE

DIAGRAMA DE ISOFREQUÊNCIA DE EIXOS DE QUARTZO

FRENTE GRENVILLE

AMOSTRA SU-9A

FREQUÊNCIAS:

OBS : DENTRO DA ZONA DE DEFORMAÇÃO PRINCIPAL.

FIG. 32

FIG. 33 - DIAGRAMAS DE MICROFABRIC DE EIXOS c DE QUARTZO
DA FRENTE GRENVILLE, MEDIDOS PRÓXIMO AO ÁPICE
DE DOBRA

Fig. 34 - Eixos C de quartzo no milonito do falhamento de Moine (CHRISTIE, 1963)

Fig. 35 - Eixos c de quartzo no milonito; cinturão blastomilonítico da Grande Kabília, Algéria (VAUCHEZ, 1980)

Tentativas variadas para uma explicação deste padrão de distribuição de fabric cristalográfico foram feitas, mas, até o presente, apesar da grande quantidade de dados publicados, de laboratório e de medição de amostras típicas coletadas no campo, não se chegou a um consenso satisfatório. Todavia, certos aspectos comuns devem ser visualizados:

Em primeiro lugar, uma orientação determinada de grãos envolve processos de ordenação dentro da distribuição caótica de grãos quebrados e moídos segundo processos de tectônica friável. Para que possa ocorrer uma orientação visualiza-se basicamente dois mecanismos: o primeiro, seria análogo a deformação de corpos rígidos ou placas imersas em um fluido perfeitamente viscoso, e que na rocha, se daria por deslisamentos intragranulares e rotações; e, o segundo, estaria associado a processos de recristalização (GAY (1968) e HOBBS et al., 1975). Estes dois processos genéricos se baseiam em mecanismos de deformação plástica, dúctil.

Em segundo lugar, o padrão de guirlanda obtido, foi atribuído por CHRISTIE (1963) e JOHNSON (1967), a mecanismos de cisalhamento correntes inclusive em dobramentos de cisalhamento (GANGOPADHAY e JOHNSON, 1964). HOBBS et al. (1975) citam que TULLIS et al. (1973) produziram tais fabrics através da deformação axial simétrica de quartzitos.

No caso da Frente Grenville, amostras de quartzitos, cada vez mais próximos a Frente, têm mostrado através dos diagramas das Figs. 29 a 32, gradual "vorticização" da orientação dos eixos de quartzo com a aproximação de zona de máxima deformação da Frente em distâncias de cerca de 1 400, 400, 150 e 25 m. O diagrama da Fig. 29, se refere aos quartzitos dobrados em dobras de Classe 1 (RAMSAY, 1967) no fácies xisto verde baixo de metamorfismo (Foto 1). Os diagramas das Figs. 30, 31 e 32 são de amostras dentro da zona mais deformadas, co, dobras de Classe 3 e fortemente transpostas (Vide Fotos 2 e 3).

CAPÍTULO 6

ESTRUTURAS DE FRATURAMENTO REGIONAIS

6.1 - Geral

As estruturas de fraturamento analisadas correspondentes à zona transversal nordestina e a zona de falhamentos do Sudeste mostram características similares com outras grandes zonas de cisalhamento do mundo. Duas escalas de ocorrência podem ser enfocadas: a escala mesoscópica de ocorrência de juntas dentro da zona de cisalhamento e a escala macroscópica, até continental, de ocorrência de falhas maiores associadas.

Os trabalhos experimentais, (EMMONS, 1969; WILCOX et al., 1973, etc.) acima citados, tem mostrado existência de correlação com as estruturas dentro de zonas de falhamento a exemplo das fraturas R, R¹, X, Y e P (DASHT e BAYAZ, TCHALENKO e AMBRASEYS, 1970) ou as foliações de crenulação citadas por VIALON (1979). Trabalhos de análise regional de falhamentos como os de MOODY e HILL (1956); MOODY (1973); CHOROWICZ e MUKONKI (1980); BAK et al. (1975), etc. são exemplos da grande diversidade de abordagem destas estruturas, causadas por certo empirismo associado a tentativa contínua de diagnosticar os mecanismos ainda pouco compreendidos.

6.2 - Análise Regional

A falta de dados com medidas de elementos de fabric e o baixo grau de conhecimento local de falhamentos tem proporcionado a aplicação um tanto indiscriminada do modelo de MOODY e HILL (1956) que passou a ser tratado como panacéia como no caso de E. MELLO (1975); A.A. MELLO et al. (1977) que, entre outros, aplicam este modelo à zonas de falhas nordestina, enquanto HENNIES et al. (1967); HASUI (1973) o usam no Sudeste. Dentro desta óptica de aplicação, falha como a de Senador Pompeu no Nordeste, com estrias de mergulho e características de empurrão (BRITO NEVES, 1973, comunicação pessoal) foi designada como essencialmente transcorrente de segunda ordem e sinistral. Por conseguinte, consideramos que o modelo de MOODY e HILL somente deveria ser cogitado

como tentativa de explicação a ser verificada e, não, como uma pré-suposição quase certa.

6.3 - Empurrões Associados

Há notórios indícios de associação de falhas transcorrentes com grandes falhas de empurrão, como pode ser visualizado na Escócia, onde o sistema de falhas transcorrentes sinistrais paralelo a falha de Great Glen apresenta relacionamento espacial e possivelmente mecânico com a zona de falhamento de Moine (Fig. 36); como também, as falhas transcorrentes de direção sub-EW do Nordeste com as falhas NNE-NE do Ceará e Rio Grande do Norte (Fig. 37). No mapa geológico do Brasil, 1:2.500.000 (1982) nota-se a relação das falhas transcorrentes de Jacutinga, Jundiuvira, Além Paraíba com estruturas de cavalgamento.

FIG. 36 FALHAMENTO DE MOINE E TRANSCORRENCIAS VIZINHAS.

Alguns tipos de empurrões são, como já citamos alhures, associados ao processo de transcorrência ao longo de irregularidades da zona de fraturamento ou então nas do tipo *convergente* (WILCOX et al., 1973). Outros, no entanto, se situam dentro das zonas de cisalhamento, ou melhor, entre os binários de falhas subparalelas, onde a componente de compressão oblíqua a zona proporciona empurrões como os da região de Arcoverde e interior da Zona Transversal. Finalmente, há as grandes zonas de empurrão fora da zona de falhamento associadas provavelmente ao mesmo sistema de esforços. *Tal caso seria o do falhamento de Moine cujo movimento para W-NW justificaria as componentes sinistrais dos falhamentos do sistema Great Glen* (nossa observação). Exemplo similar seria a relação entre o sistema de falhas de empurrão Senador Pompeu, Jaguaribe, Tauá, Orós, etc. com rejeito oblíquo e vergência para leste, com a transcorrência dextral EW de Patos.

Nestes casos, falhas longitudinais as estruturas vizinhas a transcorrências obsequentes com muita probabilidade poderiam ser empurrões e não transcorrências de ordem n como proposto em modelos tipo MOODY-HILL.

Nesta interpretação, pode-se considerar que uma sequência de deformações foi iniciada pelos grandes falhamentos de empurrão e finalizada por transcorrências que virgariam os empurrões de alto ângulo (Vide sequência de deformação dúctil - ruptura dos itens anteriores). Similarmente, embora sejam poucas as provas apresentadas, o mesmo teria ocorrido no Sudeste (Estados do Rio de Janeiro, Espírito Santo e Sudeste de Minas Gerais).

No Nordeste observa-se que a borda SW do Bloco Piranhas de BRITO NEVES (1975) apresenta uma virgação estrutural cuja natureza não é clara podendo ser: uma zona de imbricamento por falhas de empurrão ou a terminação em "splay" de falhas, ou uma ondulação na zona de falhamento de Patos (Fig. 38). Esta área é delimitada a NW por um feixe de falhas transcorrentes dextrais que se desenvolvem subparalelamente a Serra dos Bastiões e que designamos de *Lineamento Bastiões*. O lineamento dos Bastiões parece representar a porção lateral transcorrente de possíveis falhamentos de empurrão oblíquo Jaguaribe e Orós. A natureza da virga

FIG. 37 - ZONA DE FALHAMENTO DO NORDESTE

LOCALIZAÇÃO DO ESQUEMA

FONTE : PROJETO JAGUARIBE - CPRM
(MODIFICADO)

LEGENDA

- ↔ TRAÇO AXIAL E PLUNGE
- ↗ DIREÇÕES DE FOLIAÇÃO
- ⇌ FALHA TRANSCORRENTE
- ▽ FALHA DE COMPONENTE INVERSO
- $\frac{B}{A}$ FALHA DE COMPONENTE NORMAL
- ▨ COBERTURAS SEDIMENTARES
- ▤ DOMO GNAISSO - GRANITÓIDE
- ▥ PLUTONS
- ▧ COMPLEXO METAMÓRFICO

FIG 38 -

ção que propomos designar Virgação Aurora (visto a cidade do mesmo nome lhe ser central) não está esclarecida, mas constitui anomalia expressiva do lineamento de Patos.

O conjunto de feições de empurrão associadas ao falhamento de Patos leva a supor a possibilidade de um espessamento expressivo da crosta na sua extensão, a ser verificado.

O lineamento de Pernambuco constitui o limite meridional da zona transversal e apresenta menor expressão em termos de deformações regionais penetrativas que o de Patos. Apresenta uma curvatura convexa para o lado da bacia de Jatobá cuja falha limite, falha de Ibimirim, tem sido associada a reativação mesozóica de trecho do lineamento.

6.4 - Lentes Tectônicas

Muitas das fraturas situadas dentro da zona transversal, paralelas à mesma, são dextrais, devido ao processo de propagação da direção de cisalhamento paralelamente à sua extensão, descrito para outras falhas similares no mundo (WILCOX et al., 1973 - processo de "breaching"), ou então são falhas sinistrais curvas (provavelmente por arrasto) com direções Nordeste e em ângulos da ordem de 40° com a zona principal de cisalhamento. O conjunto isola lentes cuja direção de alongamento apresenta-se NE constituindo ângulos de 25 ou 30° com a zona de cisalhamento principal.

Estruturas semelhantes são definidas na zona de falhamentos do Sudeste, com relações angulares parecidas em relação a uma direção principal média, N60E, gerando lentes de alongamento Nordeste.

As fraturas que contornam estas lentes não parecem ser as fraturas R, R^1 , P ou T de RIEDEL, podendo, no entanto, eventualmente, ser expressões macroscópicas das fraturas X e Y. Estas formas lenticulares são comuns na zona de falha San Andreas do W dos Estados Unidos e na falha Alpina na Nova Zelândia. Enquanto as componentes paralelas ao cisalhamento principal são explicáveis, como já visto, as oblíquas, geralmente antitéticas, tem sido explicadas por MOODY e HILL (1956) e McKINSTY (1953) como de segunda ordem. No entanto, convém lembrar que mecanismos de rotação nas.

zonas de cisalhamento tendem a distorcer os ângulos entre as frturas.

TCHALENKO (1970) mostra que tais fraturas oblíquas podem ser as antitéticas R^1 de RIEDEL que sofreram rotação durante o cisalhamento. A Figura 39 ilustra um mecanismo possível da geracão destas estruturas.

FIG. 39 - FORMAÇÃO DAS LENTES DE CISALHAMENTO POR ROTAÇÃO DE FRATURAS ANTITÉTICAS

Por outro lado, VIALON (1979) definiu, com base em experimentos, as direções de mobilização de fraturas em meios anisotropos. Este seria o caso aparentemente mais similar aos nossos.

Examinando a região transversal, podemos notar que as direções originais da deformação do Seridô na zona de falha de Patos seriam N05 a 20E constituindo, portanto, a anisotropia local. Quanto a região Sudeste, tanto o quadro de distribuição das falhas, como as direções estruturais mudam de mapa para mapa (como é o caso dos mapas da CPRM, Projeto SUDELPA, SANTOS-IGUAPE, INTEGRAÇÃO DO VALE DO RIBEIRA, SUDESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO e do IPT (Mapa Geológico do Estado de São Paulo, 1:500.000, 1981) e do DNPM (Folha do Rio de Janeiro, 1:1.000.000)).

Levantamentos recentes feitos por docentes da Universi

dade de São Paulo (CAMPOS NETO et al., 1983), nas regiões de Piracia e Igaratã em São Paulo, mostram que estruturas de escala regional e tectonicamente importantes deixariam de ser reconhecidas por mapeamentos anteriores por motivos diversos, o que prejudica de sobremaneira nossas interpretações.

Apesar do exposto e do verdadeiro "mar de falhas" definido nos mapas geológicos do Sudeste, o esboço estrutural da região do projeto Santos-Iguape (CPRM, 1977) caracteriza uma série de grandes lentes isoladas por cisalhamento entre as falhas de Cubatão e Taxaquara. Na folha do Rio de Janeiro do DNPM (1:1.000.000) observa-se outro sistema de lentes entre a falha de Jacutinga e Taxaquara-Além Paraíba.

Creemos ser possível que estes conjuntos de lentes isoladas por cisalhamento, no Nordeste e Sudeste brasileiro, sejam resultantes de grandes cinturões de cisalhamento de escala continental (KATZ, 1982 e BATHAM (1982)) do tipo falhamento transformante.

6.5 - Síntese do Mecanismo

Na busca de uma explicação para a estruturação acima mencionada observamos que ela já foi definida para grandes cisalhamentos continentais associados a falhas transformantes tais como San Andreas (WILCOX et al., 1973), Chaman no Paquistão (LAWRENCE et al., 1981), Alpina, no Pacífico e, em cinturões de cisalhamento dúctil como o de Ajiaj na Saudi Arábia (DAVIES et al., 1982).

Para a explicação destas estruturas tentamos nos basear em critérios de rutura definidos. Tivemos que admitir, em primeiro lugar, que a deformação inicial deveria ser do tipo dúctil devendo ocorrer rupturas quando diferentes tipos de materiais atingirem a solicitação extrema ou o ponto de rutura. Neste momento, inicia-se o desenvolvimento das fraturas citadas. O momento da rutura variaria com o nível estrutural da crosta afetada, sendo dominante nos níveis inferiores, a deformação dúctil. Por conseguinte, a deformação na "zona transversal" do Nordeste, no nível atualmente exposto, correspondeu a um nível relativamente profundo com dominância da deformação dúctil, principalmente ao longo do lineamento de Patos.

Se aplicarmos o modelo proposto por VIALON ao Nordeste, onde região do Seridó sofreria um esforço a alto ângulo com a anisotropia, primeiro deveria ocorrer cisalhamento puro ao longo da mesma, com achatamento das dobras pré-existentes e estiramento acompanhado de "boudinage" ao longo dos eixos. No caso extremo desta deformação, poder-se-iam formar as feições de empurrão de alto ângulo em profundidade. A seguir viria a virgação das estruturas por deformação dúctil, reorientando-as em direções EW na zona de Patos e NE-EW-NW na de Pernambuco secundariamente. Nos trechos finais de deformação dúctil, com a anisotropia reorientada, poderiam se gerar estruturas de crenulação e dobramento da mesma, principalmente na zona do cinturão dúctil segundo um dos mecanismos da Fig. 20.

Nas zonas sujeitas a rutura friável passariam a se gerar as fraturas e juntas já citadas.

CAPÍTULO 7

ESTRUTURAS DE FALHAMENTO INTERNAS

No tocante as estruturas internas às zonas de cisalhamento, ou vizinhas as mesmas, observamos que, as mais notáveis, e que também melhor exprimem o sentido do componente horizontal dos movimentos são as estruturas de arrasto dúctil. As imagens de radar (SLAR) do Nordeste são exemplares. Nelas, podemos observar os componentes dextrais de arrastos quilométricos das falhas NNE-NE do bloco Piranhas, a deformação por arrasto dextral dúctil do Seridó e, os arrastos de falhas sinistrais secundárias dentro da zona transversal. O mesmo pode se visualizar, embora com menos detalhe, no Sudeste ao longo dos falhamentos de Cubatão, Ribeira, Além Paraíba (dextral), Rio Preto (dextral), Jundiuvira (dextral), etc.

Quanto as juntas associadas às estruturas em consideração, tanto na zona transversal do Nordeste ao longo dos falhamentos de Patos e vizinhas (a falha de Senador Pompeu, Jaguaribe e outras) como na zona Sudeste, as juntas dominantes observadas são as antitéticas de RIEDEL R¹ e as juntas simétricas a estas designadas como X. Estas juntas são identificáveis, via de regra, dentro da zona de última milonitização principal. Na zona de falhamentos Sudeste, o autor tem conduzido um programa de análise de juntas recentemente publicada (SILVA et al., 1982).

A única ressalva a ser feita à publicação acima, cabe quanto a discrepância aparente, com base nos estéreogramas de CAMPANHA (1980), do sistema de juntas antitéticas com a zona de cisalhamento dextral da falha de Além Paraíba. Realmente, observando-se a imagem de SLAR e as fotos aéreas da região pode-se notar que as juntas antitéticas assim como as falhas de componente sinistral transversais que cortam a faixa cataclástica apresentam direções NW de fraturas antitéticas coerentes com o cisalhamento dextral. A provável dualidade de interpretação se baseia na interferência de grandes fraturas NNE de rejeito sinistral de idade possivelmente posterior. As foliações medidas formam guirlandas do tipo AC e juntamente com as lineações, determinam um plano AB paralelo à zona de cisalhamento. Os pouco planos de movimento definidos pe

la método de ARTHAUD (1969) são subhorizontais com movimento subhorizontal caindo levemente para NE (Vide Fig. 40).

Para a zona de falhamento *Ribeira*, além de nítido arrasto dextral, visível em fotografia aérea e em imagem LANDSAT na região da Barra do Batatal próximo a Iporanga, observam-se nítidas juntas antitéticas R^1 (Fig. 41).

Os sistemas de arrasto associados a juntas antitéticas próprias de movimento dextral também foram definidas no falhamento de Cubatão.

No falhamento de *Taxaquara* não observamos arrastos claros, sendo apenas sugestivos de movimento dextral nos metassedimentos da região vizinha ao granito São Francisco próximo à borda da bacia. Sua continuidade a leste de São Paulo tem sido muito especulada (falha do Jaguari, Alto da Fartura, Tietê, etc.). Foi pressuposto um movimento dextral (HASUI, 1973). O levantamento das juntas ao longo da estrada entre Itapevi e Maílasqui, dentro da zona de falha, permitiu definir um sistema transversal à lineação mas, com componentes de cisalhamento podendo ser parte de um sistema de antitéticas R^1 rotacionadas. No entanto, um sistema de juntas N65W 45SW (a foliação milonítica é predominantemente N80E) não pode ser explicado (Fig. 42).

Na tentativa de definir melhor a cinemática deste falhamento, efetuaram-se algumas medidas, ainda insuficientes, de juntas com estrias, conjugadas, lineações, etc. chegando-se ao diagrama da Fig. 43. O conjunto de dados mostra sistemas de juntas de direção aproximada NS e componente sinistral que poderiam ser do tipo RIEDEL R^1 . A aplicação do método de ARTHAUD (1969) permitiu definir alguns planos de movimento que esboçam uma guirlanda cujo eixo cairia cerca de 15° para 160° , e que associado com feições dextrais dos milonitos, permitiria defini-lo como eixo de encurtamento levemente oblíquo a normal da zona de cisalhamento, acoplado a um estiramento máximo ao longo das estrias subhorizontais da superfície cataclástica, que seriam quase representativas do eixo X, enquanto que, Y, estaria no plano de cisalhamento.

O método de ARTHAUD foi por nós reaplicado, na zona de falha do Cubatão num trecho onde a direção de falhamento é sub-pa

FIG40 - LINEAMENTO DE ALEM PARAIBA (ESTRUTURA INTERNA)

FIG 41 - LINEAMENTO RIBEIRA (TRECHO FOLHA ELDORADO)

FIG 42 - DIAGRAMA DE ISOFREQUÊNCIA DAS JUNTAS NA ZONA DE FALHA DE TAXAQUARA - REGIÃO SÃO JOÃO NOVO - AMADOR BUENO

LEGENDA:

- ▲ - PLANOS DE MOVIMENTOS
- - FOLIAÇÃO MILONÍTICA
- ⊙ - LINEAÇÕES DE MOAGEM
- ⊗ - EXTRIAS NO PLANO DE FOLIAÇÃO
- ↔ - EIXOS DOBRAS FOLIAÇÃO

FIG 43 - DIAGRAMA SCHMIDT SINOPTICO DE ESTRUTURAS PENETRATIVAS DENTRO DA ZONA DE MILONITO DA FALHA DE TAXAQUARA - LOCAL: TREVO DE ITAPEVI - RODOVIA CASTELO BRANCO - (1km RUMO ITAPEVI).

- ISOFREQUÊNCIA DE 80 PLANOS DE MOVIMENTO -

- - ESTRIAS DE MAIOR CONCENTRAÇÃO ESTATÍSTICA.
- ▲ - POLOS DE MÁXIMOS DE FOLIAÇÃO CATACLÁSTICA - Sc -
- - POLO DE GUIRLANDA DE PLANOS DE MOVIMENTO - GM - (PROVÁVEL EIXO $X=B=a$).
- - POLO DE OUTRA GUIRLANDA POSSÍVEL.

FIG 44 - DIAGRAMA DE ISOFREQUÊNCIA DE ELEMENTOS CINEMÁTICO DA FALHA DE CUBATÃO - REGIÃO DE JUQUÍÁ.- S.P.

ralela à direção da falha de Taxaquara, próximo à Juquiá, sendo a foliação cataclástica dominante N75E 70NW (Fig. 44). Ali o eixo da guirlanda obtido foi X com atitude cerca de N80E 5°SW paralelo a um dos sistemas dominantes de estrias. Esta atitude corresponderia, a grosso modo, a direção do eixo X no falhamento de Cubatão, o que difere um pouco do resultado obtido por SILVA (1981) quando realizou os trabalhos dentro deste projeto.

Quanto às juntas, na zona de falha do Cubatão dominam as juntas antitéticas.

O conjunto de dados, mais os arrastos visíveis em várias partes do falhamento de Cubatão, além das feições de empurrão, permitem definir um falhamento do tipo dextral. Outros detalhes e discussões correlatas foram apresentadas em outros trabalhos (SILVA et al., 1983; SILVA (1981); SADOWSKI (1974, 1977) e HASUI e SADOWSKI (1976).

CAPÍTULO 8

ESTIMATIVAS INDIRETAS DE REJEITO E DEFORMAÇÃO NAS FALHAS

8.1 - Introdução

Quando não se dispõe de nível guia é difícil a estimativa de rejeito. MENARD (1962) e RANALLI (1977), propuzeram examinar a possibilidade de correlação do rejeito horizontal com o comprimento das falhas transcorrentes.

SADOWSKI (1980) propôs a medição da quantidade de cisalhamento de arrasto dentro da região afetada como medida de rejeito mínimo.

COWARD (1976) desenvolveu funções para estimativa da deformação em "nappes" e cavalgamentos.

A relação da espessura da zona de moagem com o deslocamento também tem sido pesquisada (ENGELDER, 1973).

8.2 - Correlação de Comprimento com o Deslocamento

RANALLI (1977) apresentou um diagrama bi-log da relação supracitada (Fig. 45) em que foram lançados os comprimentos e deslocamentos finitos máximos de cerca de mais de cem falhas direcionais conhecidas no mundo. A equação obtida correlacionando o comprimento X com o deslocamento Y foi:

$\log Y = 1.3 + 1.17 \log X$ com um erro padrão de $\log Y$ em relação a reta de ajuste por mínimos quadrados de $S = 0,33$.

Portanto, para uma falha de 1 000 km o rejeito estimado por esta equação seria:

$$\log Y = 1.3 + 1.17.3 = 2.21 \pm 0,33$$

Donde se calcula que Y pode ter em média 162 km, e por erro, valores máximos e mínimos entre 347 e 76 km.

Embora seja clara a correlação entre $\log Y$ e $\log X$ a dispersão dos dados pode ser da ordem de magnitude. A relação exposta segundo RANALLI não deveria ser utilizada para fins de previ

FIG 45 - CORRELAÇÃO ENTRE COMPRIMENTO E DESLOCAMENTO EM FALHAS DE REJEITO DIRECIONAL. (RANALLI, 1977).

são para alguma falha uma vez que representa apenas uma tendência mundial média. No entanto, vamos tentar aplicar este parâmetro conjuntamente com outros e por conseguinte, o usaremos como auxiliar para estimativas de rejeito de algumas falhas brasileiras.

Falha	Comprimento aproximado	Deslocamento máximo finito aplicando a relação de RANALLI (1977) (km)	
		média	extremos
Patos	400 km		$\pm \bar{s}$
		$\mu 56$	117 26
Pernambuco	730 km ou >1 100 km	112	240 42
		178	380 83
Cubatão	>820 km ?	129	275 60
Taxaquara	>230 km	29	62 14

O comprimento da falha de Pernambuco é especulativo principalmente se considerarmos como válida a sua extensão no lineamento de Ngouranderê na África (RAND, 1977) neste caso passaria, com certeza, a mais de 1 100 km.

A falha de Cubatão é de extensão discutível. HASUI (1983) e ALMEIDA consideram a extensão do lineamento de Além Paraíba com o de Cubatão.

Realmente o exame dos mapas geológicos do Estado de São Paulo (1981) permite supor uma possível junção próxima a região de Angra dos Reis, que todavia, em imagem de radar, não aparece claramente.

Embora pareça extraordinário, o prolongamento da falha

de Cubatão-Além Paraíba se daria segundo o lineamento Ribeira ou seguiria para o Paraná como o falhamento de Lancinha (mais provável, dada a inércia mecânica de uma estrutura já tão extensa). Neste caso, a falha de Cubatão-Além Paraíba-Lancinha poderia ter uma extensão maior que 820 km (cerca de mais de 150 km no Paraná, 610 km em São Paulo e arredores de Angra dos Reis e 210 km no Rio de Janeiro, até próximo a Campos).

8.3 - Correlação da Espessura da Zona de Moagem com o Deslocamento

Tal correlação tem sido demonstrada em pequena escala no laboratório por diferentes autores (ENGELDER (1973) e outros). Chegou-se à conclusão que este fator seria significativo durante a propagação de fissura, quando ocorre espessamento da zona moída. No entanto, observa-se que uma vez alcançado certo valor do deslocamento, a espessura da zona de moagem permanece constante.

8.4 - Correlação: Arrasto por Cisalhamento Dúctil e Deslocamento

SADOWSKI (1980) apresentou uma aplicação do cálculo do cisalhamento dúctil na área de arrasto para definir um deslocamento mínimo. Neste método podemos aplicar as equações e abacos propostos por RAMSAY (1967); RAMSAY e GRAHAM (1970); COWARD (1976) e SANDERSON (1982) e explanadas em item anterior deste trabalho.

Assumindo uma deformação plana sem mudança de volume da rocha (o que é sem dúvida, uma simplificação), a deformação pode ser considerada uma função do cisalhamento na direção paralela a zona principal de falhamento designada como γ mais um achatamento e estiramento (λ). Por conseguinte, a equação de deformação (NADAI, 1963) e MATTHEWS et al. (1971): in SANDERSON (1982) será

$$\begin{vmatrix} x_1 \\ y_1 \\ z_1 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} \sqrt{\lambda} & 0 & \gamma/\lambda \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1/\sqrt{\lambda} \end{vmatrix} \begin{vmatrix} x \\ y \\ z \end{vmatrix}$$

em que x e y e z são coordenadas cartesianas, xy estão no plano limitante da zona de cisalhamento e z lhe é perpendicular (Fig. 46); λ é a alongação quadrática e γ , o cisalhamento.

A deformação neste caso se simplifica para um modelo bidimensional e, a razão de deformação e orientação do elipsóide de deformação podem ser calculadas segundo o procedimento normal de resolução de matrizes.

Portanto, λ_1 e λ_2 podem ser calculados:

$$\lambda_1 = \psi + \sqrt{\psi^2 - 1} \quad \text{e} \quad \lambda_2 = \psi - \sqrt{\psi^2 - 1}$$

$$\text{onde } \psi = (\lambda^2 + \gamma^2 + 1/2\lambda)$$

O ângulo θ^1 entre a direção de alongação principal finita e o eixo dos x é dado por:

$$\tan 2\theta^1 = \frac{2\gamma}{\lambda + \gamma^2 - 1}$$

$$\text{e a razão de deformação} \quad R = \left[\frac{1 + \gamma \cot \theta^1}{1 - \gamma \tan \theta^1} \right]^{1/2}$$

Para medição de γ utilizamos o método proposto por RAMSAY e GRAHAM (1970) em que se mede o ângulo α^1 que uma linha do corpo faz com a zona de cisalhamento (Fig. 47), conhecendo o ângulo anterior à deformação α em que $\cot \alpha^1 = \cot \alpha - \gamma$

$$\text{e } \gamma = \cot \alpha - \cot \alpha^1.$$

fig. 46

$$\cot \alpha' = \cot \alpha - \delta$$

$$\tan 2 \theta' = \frac{2}{\tan \theta}$$

fig. 47

A aplicação destas medidas é válida para zonas onde não houve perda de continuidade na escala ou trecho considerados. Para casos de situações onde ocorrem vários arrastos sucessivos, pode-se calcular a deformação cumulativa entre diversos segmentos e acrescentar-se no fim a porção descontínua (Fig.12 e Fig. 48).

Por outro lado o modelo de cisalhamento simples por definição não leva em conta a deformação paralela ao plano de cisalhamento (paralela ao eixo x) mas, considerando SANDERSON (1982), proporemos o encaminhamento de soluções adiante.

8.5 - Medidas de Cisalhamento na Zona Transversal

As medidas foram tomadas de acordo com o esquema das Figs. 48 e 49. Neste caso, três zonas podem ser consideradas, aquela do bloco Norte, a região transversal e aquela situada ao Sul da zona principal.

No Bloco Norte, medimos o arrasto em relação à direção mais setentrional do anticlinal do Equador e do granito de Aldeia, considerando um ângulo pré-deformação com o cinturão de cisalhamento de Patos, da ordem de $\alpha = 105^\circ$.

As medições foram realizadas segundo dois segmentos paralelos à zona de cisalhamento, designadas a e b, devido a certa

fig. 48

a = Zona de deformação mais intensa em relação a b

fig. 49

heterogeneidade na deformação em que o segmento a é mais deformado que o segmento b. (Vide Fig. 48).

No Bloco transversal, as medidas são mais complexas, uma vez que existe um componente adicional de rotação causado pelo deslocamento ao longo da falha de Pernambuco e subparalelas, além de não se conhecer com certeza a posição das estruturas pré-falhamento. Todavia, há formas de estimar se a posição era, pelo menos, próxima a NNE, como no Seridó. Basta, para isto, levar em conta que a rotação das estruturas é máxima nas zonas dos cinturões de cisalhamento e, mínima, (embora não isenta) na região central do bloco transversal, de acordo com a figura acima (Fig. 48). Nesta região observam-se desde estruturas de direção N20 a 30°E até uma porção média N45°E constituindo ângulos de cerca de 40° com a faixa ($\alpha = 14^\circ$). Estes ângulos são nitidamente rotacionados em sentido horário por ação do falhamento dextral de Cariris-Velhos.

Finalizando, para evitar uma pseudo precisão que no nosso contexto seria inútil, consideramos para a região transversal

um ângulo $\alpha^1 \approx 150^\circ$ e um α da ordem de 110° numa largura de cerca de 110 km dentro da faixa de 140 km, descontados 15 km de cada lado, face o efeito de arrasto (Vide Fig. 48).

No Bloco Sul e ao longo do falhamento de Pernambuco, a falta de elementos para definir a virgação sofrida pelo Bloco Sul torna difícil o cálculo.

Os valores medidos no Bloco Norte, os arrastos do falhamento de Patos permitem calcular os deslocamentos mínimos sumarizados abaixo:

TABELA II

Arrastos nº:	Espessura da Zona de cisa lhamento (km)	α	α^1	$\bar{y}$ médio	Parcial S km	Total S km
Anticlinal						
Equador	a = 5,5	105°	170°	5,400	30	
	b = 9,5	105°	140°	0,924	9	39
	a+b = 15	105°	160°	2,480	37	
Granito de Aldeia	a = 6	105°	170°	5,400	32	40
	b = 14		130°	0,571	8	
	a+b = 20		155°	1,877		~ 38

Para o interior da zona transversal, sem envolver cisalhamento externo à mesma e descontando 10 km para as zonas de deformação intensa das bordas, o cisalhamento seria da ordem de 1,37 o que corresponderia a um deslocamento de 160 km.

Se aplicarmos o efeito cumulativo das bordas para um α^1 de 170° , em 20 km teríamos um deslocamento da ordem de 110 km.

Por outro lado, se supormos o Bloco ao Sul da zona transversal, como apresentando uma deformação similar à zona de Patos, (o que é improvável dada a maior extensão desta falha) acrescentaríamos mais 40 km.

Desta forma, a deformação cisalhante acumulada na zona transversal seria de no mínimo a soma dos valores estimados:

Zona de Patos - Bloco Norte	40 km
Zona transversal - centro	160 km
Bordas internas - Zona transversal	110 km
Deslocamento mínimo - Borda Sul da falha de Pernambuco	<u>40 km</u>
Total:	350 km

Tal valor permitiria supor antiga continuidade entre os xistos Cachoeirinha do interior da zona transversal e os xistos Seridó ao Norte.

8.6 - Cálculo do Estiramento e Achatamento

Dos dados estimados podemos calcular as razões de de formação, taxas de alongamento e estiramento dentro do cinturão dúctil de Patos e dentro da zona transversal segundo os abacos das Figuraa 15 e 16.

Para uma aplicação necessitamos o valor do ângulo θ , ou seja, o ângulo entre o eixo maior do elipsóide de deformação e a zona de cisalhamento. Para diferentes valores de γ sabemos que : $\tan 2\theta \approx \frac{2}{\gamma}$

TABELA IV					
	γ	θ'	$\sqrt{\lambda_1}$	$\sqrt{\lambda_2}$	R_s (razão axial)
zona a	5,4	10°	5,6	0,18	31
Falhamento de Patos	0,571	37°	1,33	0,76	1,8
	0,524	33°	1,57	0,63	2,5
Zona transversal	1,37	28°	1,9	0,53	3,6

Daí concluímos que no bloco transversal um componente de estiramento deve ter estirado as dobras pré-existentes de um valor da ordem de duas vezes como também tê-las achatado para a metade. Nestes casos será de se esperar a geração de uma clivagem regional que se observa nos granitos em imagem de radar.

8.7 - Zona de Falhamentos Sudeste

Nesta região, dada a complexidade da geologia e a falta de mapeamentos compatíveis uns com os outros, as inferências são mais difíceis. No entanto, algumas estimativas foram efetuadas ao longo do falhamento de Além Paraíba no Rio de Janeiro, do lineamento Ribeira no Sudeste de São Paulo, fornecendo valores de deslocamento horizontal mínimos de 50 km na falha de Além Paraíba próximo a Além Paraíba e 10 km no lineamento Ribeira próximo a barra do Batatal.

8.8 - Conclusões Parciais

Os deslocamentos mais coerentes no conjunto geral de da dos são os dos falhamentos de Patos e Pernambuco.

O falhamento de Patos segundo a relação de RANALLI (1977) teria um deslocamento horizontal finito médio de 56 km e valores máximos e mínimos, associados a erro padrão, da ordem de 117 a 26 km. Segundo os valores de cisalhamento dúctil, o valor mínimo, computando somente o deslocamento relativo ao Bloco Norte, seria de 40 km, mas, computando ambas as bordas: de 95 km; o que é compatível com a dispersão de dados existentes. Por conseguinte, não se ria de todo errado admitir para a falha de Patos um deslocamento médio mínimo de cerca de uma centena de quilômetros (e máximo de cerca de 117 km).

Para a falha de Pernambuco, o deslocamento segundo a relação de RANALLI, considerando-a como extensão antiga da falha de Ngouranderê, é da ordem de 83 a 330 km. Se, no entanto, esta extensão não se verifica (por algum erro de ajuste dos continentes) o deslocamento seria de 42 a 240 km. Deslocamentos da ordem de 20 km, que foram medidos próximo ao limite da bacia do Maranhão,

(BRITO NEVES, 1983, comunicação pessoal), provavelmente são valores atenuados próximos à extremidade da falha. Nossa estimativa de deslocamento para a borda Sul, considerando a zona transversal fixa, na falta de dados, foi de 40 km, mas, admitindo o deslocamento como simétrico, este seria de 80 km no mínimo, compatível com o valor mínimo superior (a falha foi mais extensa que o visível).

Para toda a zona transversal, o deslocamento mínimo de 350 km, implicaria, segundo a relação de RANALLI, numa zona de cisalhamento da ordem de 2 000 km, o que implicaria necessariamente a extensão da zona transversal na África.

CAPÍTULO 9

CONCLUSÕES GERAIS

1. Cinturões de cisalhamento são zonas tabulares, dobradas ou não, que constituem anomalias de altas intensidades de cisalhamento.

2. Os cinturões de cisalhamento podem ser ou, zonas de falhamento friável quando afetam as profundidades correspondentes aos níveis estruturais superiores da crosta, ou, podem ser dúcteis, quando afetam os níveis inferiores. Geralmente, quando apresentam expressão continental, afetam todos os níveis.

3. Os cinturões de cisalhamento podem apresentar estruturas de fraturamento e moagem friável, estruturas de dobramento e estiramento dúctil, além de estruturas de fluxo cataclástico.

4. No interior e proximidades dos cinturões de cisalhamento podem ocorrer texturas blasto-miloníticas e protoclasticas, que deverão, no caso das estruturas profundas, se desenvolver nos níveis inferiores.

5. As texturas blastomiloníticas não devem ser entendidas somente como sinônimo de milonitos recristalizados formando-se também na fácies granulito, em zonas afetadas por deformação cisalhante em profundidade, como também em ígneas cristalizadas sincinematicamente (sinorogenicamente).

6. As falhas podem ser falhas propriamente ditas (fraturas e falhamento friáveis), falhas de cisalhamento dúctil, falhas recristalizadas. Existem ainda as zonas de moagem por compressão e cisalhamento puro sem grande deslocamento diferencial ao longo do plano de deformação extrema (SADOWSKI, 1982).

7. O fabric dos cinturões de cisalhamento é complexo e ainda não de todo elucidado. Dobras com eixos paralelos as lineações de estiramento e, guirlandas de eixos c de quartzo em planos ac com simetria monoclínica e rômica são comuns.

8. A distribuição das fraturas de RIEDEL R , R^1 , T e P e das fraturas X e Y , embora provada em laboratório, nem sempre é de fácil distinção no campo face à progressão dos movimentos e rotação conseqüente dos planos.

9. A existência de dobras em milonitos é fato observado comumente e ocorre em falhas em progressão, como a de San Andreas, face as heterogeneidades dentro da zona de falha e a sucessão de regimes de deformação de cisalhamento puro e simples. Contar fases em zonas de falhas extensas pode ser totalmente inútil para a sua compreensão dadas as características progressivas, segundo pulsações, destes movimentos.

10. Dobras decepadas por transposição e dobras rotacionadas e boudinadas ("eye folds") e "chevrons" no bandamento milonítico, são comuns.

11. Feições de empurrão ou de falhas de gravidade são comuns nas bordas e no interior das zonas de falhamento transcorrente, sendo função de irregularidades locais dos blocos ou do regime distensivo ou compressivo associado (WILCOX et al., 1973).

12. A definição indireta dos movimentos nos cinturões de cisalhamento deve ser feita de preferência regionalmente, com a análise de feições macroscópicas de arrasto (se possível com auxílio de imagem de radar, satélite ou aerofotografias) e, localmente, pelo deslocamentos de pequenos guias, análise de estiramentos, análise dos sistemas de juntas e estrias associados, análise dos diedros retos, análise dos diedros agudos, etc.

13. A análise geométrica das deformações da zona de cisalhamento e vizinhanças pode fornecer idéias de valores mínimos de deslocamento somando o efeito de arrasto de blocos vizinhos e analisando a posição das feições menores como clivagens e dobras.

14. A aplicação do modelo de MOODY e HILL (1956) deve ser feita com reservas, necessitando que se conheça previamente os elementos cinemáticos de algumas das falhas componentes do sistema, pois sua aplicação indiscriminada pode levar a soluções precipitadas, relacionando falhas de diferentes gerações e provenientes de esforços de diferentes naturezas dentro de modelos simplistas e ainda empíricos.

15. Na região Sudeste o sistema de falhas existentes, encontra-se em estado inicial de conhecimento não se conhecendo suficientemente bem se ocorrem realmente algumas poucas falhas principais com sua malha secundária, ou se se trata de um reticulado

complexo de fraturas com deslocamento individual de metros ou poucas dezenas de quilômetros apenas. As especulações mais comuns, levam em conta a falha de Taxaquara ou a de Cubatão como contíguas com a de Além Paraíba e a de Cubatão-Além Paraíba se estendendo pelo lineamento Itapeuna-Lancinha totalizando mais de 900 km. As feições de arrasto analisadas e as medidas efetuadas na zona de falha de Cubatão e Além Paraíba não permitem concluir com relativa certeza o rejeito e quantidade de movimentos.

16. Uma das fases de desenvolvimento do falhamento de Além Paraíba teria sido transcorrente dextral com no mínimo 40 km de deslocamento.

17. Da mesma forma o falhamento de Cubatão teria apresentado componente dextral (apenas em função das juntas antitéticas uma vez que o eixo de encurtamento definido é subperpendicular ao plano de falha). Nada impede que tenha tido outros regimes de ativação anteriores.

18. O rumo de deslocamento da falha de Lancinha e Itapeuna não está esclarecido.

19. A falha de Taxaquara parece ser transcorrente dextral mas o sistema de juntas associado é pouco elucidativo.

20. A associação das falhas transcorrentes com grandes empurrões se observa na área do falhamento de Moine e Great Glen, na Frente Grenville (sudeste), no Nordeste brasileiro (falhas de Senador Pompeu, Aiauba, etc., e o falhamento transcorrente de Patos).

21. As dimensões de Zona Transversal do Nordeste são indicativas de uma antiga zona de falha transformante ou então efeito de uma zona de subducção oblíqua. Outros exemplos seriam as falhas Alpina e San Andreas ou então o Herciniano na península Ibérica conforme modelo descrito por BATHAM (1983).

Este último modelo deveria ser pesquisado também na zona de falhamentos do Sudeste brasileiro.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar agradeço a comunidade pelo ensejo que me proporcionou de desenvolver os meus trabalhos.

Aos meus pais, filhos, companheira e amigos agradeço o carinho e afeto que me dedicaram reforçando minhas energias para o estudo.

Ao Professor Doutor Viktor Leinz, infelizmente falecido, agradeço pelo encorajamento recebido nos tempos de estudante.

Ao Professor Doutor Victor de Mello e família agradeço o apoio moral e prático que recebi na execução do trabalho.

Também aos Professores Doutor Fernando Flávio Marques de Almeida, Doutor Umberto Cordani e Doutor Yociteru Hasui devo direta e indiretamente, boa parte da minha cultura científica.

Ao meu professor de Geologia Estrutural, Professor Doutor Reinholt Ellert, devo os primeiros passos nesta disciplina. Obrigado.

O Professor Doutor Ian W.D. Dalziel que no Lamont Doherty Geological Observatory da Columbia University me guiou à Frente Grenville no Canadá e introduziu, em conjunto com outros colegas, à Geologia Estrutural escocesa e a Tectônica de Placas, devo sinceros agradecimentos.

Meus colegas, Professores Mario da Costa Campos Neto, Agenor Pereira da Silva, Marcos Egydio da Silva e, recentemente, o Professor Doutor Benjamim Bley de Brito Neves, me apoiaram tanto nas discussões como no fornecimento de subsídios aos meus trabalhos.

À Sra. Nair de Campos Louzada e Sr. José Ponchirolli que cuidaram com esmero da datilografia deste trabalho e ao pessoal da Gráfica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo sob orientação do Sr. Jaime Alves da Silva que cuidou da sua impressão, agradeço o tempo e dedicação.

E, a todos os colegas e amigos que deixei de citar, peço que aceitem minha gratidão.

BIBLIOGRAFIA

- ABREU, F.A.M. - 1978 - Estratigrafia e Evolução Estrutural do Segmento Setentrional da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia - Tese de Mestrado em Ciências - Univ.Federal do Pará - 90 p.
- AGRAWAL, V.N. - 1981 - Preliminary note on the deformation sequence in the mylonite zone of the Serra das Russas (PE) - Atas do X Simpósio de Geologia do Nordeste - Recife, pp. 361-364.
- ALGARTE, J.P.; KAEFER, L.Q.; MORGENTHAU, A. e CUNHA, H.C. - 1972 - Projeto Sudeste do Estado de São Paulo - CPRM, São Paulo - Mapa Geológico.
- ALMEIDA, F.F.M.de - 1974 - Sistema Tectono Marginal do Craton do Guaporé - In: Congr.Bras.de Geologia, 28º, Simpósio de Geologia Regional, Porto Alegre, v.4, pp.9-17.
- ALMEIDA, F.F.M.de; HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R. - 1975 - O Lineamento de Além Paraíba - An.Acad.Bras.Cienc., 47(3/4): p.575. Rio de Janeiro.
- ANDERSON, E.M. - 1951 - The dynamics of faulting: London, Oliver and Boyd, 206 pp.
- ARTHAUD, F. - 1969 - Methode de determination graphique des directions d'allongement, de raccourcissement et intermediaire d'une population de failles - Bull.Soc.Geol.France (7); 11, pp.729-737.
- ARTHAUD, F. - 1970 - Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens: les nappes de la Montagne Noire et l'anticlinorium de l'Iglesiente - Publ.Univ.Sciences Techn. Languedoc, série Géol. Struct.nr.1, 175 pp.
- BACKLUND, O.O. - 1924 - O milonitakh i tektonitakh - Mineralogicheskoe Obschestvo - Lenigrad Zapiski, ser.2, v.52, pp.145-168.
- BADGLEY, P.C. - 1965 - Structural and tectonic principles - Harper and Row - New York, 521 pp.
- BADHAM, J.P.N. - 1982 - Strike slip orogens an explanation for the Hercinides - The Journ.of the Geol.Soc.of London - vol.139, part 4, pp.495-506.
- BAER, A.J. - 1976 - The Grenville Province in Helikian times, a possible model of evolution - Phil.Trans.R.Soc.Lond., A., 280, pp.499 - 515.
- BAK, J.; KORSTGARD, J. e SOERENSEN, K. - 1975 - A major shear zone within the Nagssugtoqidian of West Greenland - Tectonophysics nr. 27, pp.191-209.

- BALK, R. - 1952 - Fabric of quartzites near thrust faults - Journ. Geology, 60, pp.415-435.
- BELL, T.H. e ETHERIDGE, M.A. - 1973 - Microstructure of mylonites and their descriptive terminology - Lithos, 6, pp.337-348.
- BENIOFF, H. - 1962 - Movements on major transcurrent faults - in Run corn, S.K. (editor) - Continental Drift, p.103.
- BONNIN, J. - 1974 - Failles transformantes en milieu Continental - en Journées de Toulouse - 28 et 29 novembre 1974 - pp.105-117.
- BORG, I.; FRIEDMAN, M.; HANDIN, J. e HIGGS, D. - 1960 - A study of cataclastic flow - in Rock deformation: Geol.Soc.Amer.Mem.79, pp.133-191.
- BRASIL, DNPM - 1982 - Mapa Geológico do Brasil, Escala 1:2.500.000. Organizado por Schobbenhaus, C. - 4 folhas.
- BRASIL, DNPM - 1979 - Carta Geológica do Brasil ao milionésimo: Fo lha Jaguaribe - SB.24, Folha Fortaleza - SA.24. Texto explicativo de J.R.A.Dantas - Brasília 74 pp.
- BRAUN, O.P.G. e BAPTISTA, M.B. - 1978 - Considerações sobre a Geologia Pre-cambriana da região Sudeste e parte da região Centro Oeste do Brasil - Anais da Reunião Preparatória para o Simpósio sobre o Craton de São Francisco e suas Faixas Marginais - Publ. Esp.Núcleo da Bahia, SBG, pp.225-350.
- BRITO NEVES, B.B.de - 1975 - Regionalização geotectonica do Precambriano Nordeste - Tese de Doutorado, Inst.Geociências da USP, São Paulo, 198 pp.
- BRUNEL, M. - 1980 - Quartz fabrics in shear-zone mylonites: evidence for a major imprint due to late strain increments - Tectonophysics, 64, pp.T33-T44.
- CAMPANHA, G.A.C. - 1980 - O Lineamento de Além Paraíba na Área de Tres Rios (RJ) - Dissertação de Mestrado - Inst.de Geociências da USP, São Paulo, 109 pp.
- CAMPOS NETO, M.C.; BASEI, M.A.S.; ARTUR, A.C.; SILVA, M.E.; MACHADO, R.; DIAS NETO, C.M.; FRAGOSO CESAR, A.M. e SOUZA, A.P. - 1983 - Geologia das folhas de Piracaia e Igaratá - in 1ª Jornada Sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000, pp.55-80.
- CHOROWICZ, J. e MUKONKI, M.N.B. - 1980 - Lineaments anciens, zones transformantes récentes et Géotectonique des fosses de L'Est Africain - Rapport Ann.1979 du Mus.Roy.Afr.Centr., pp.143-167.

- CHRISTIE, J. - 1963 - The Moine Thrust Zone in the Assynt Region Northwest Scotland - University of California Publ. in Geol. Sciences, vol. 40, nr. 6, pp. 345-440, Berkeley
- CHRISTIE, J.M. - 1960 - Mylonitic rocks of the Moine Thrust Zone in the Assynt Region Northwest Scotland - Trans Edin. Geol. Soc., 18: pp. 79-93.
- CLOOS, E. - 1955 - Experimental analysis of fracture patterns - Geol. Soc. America Bull., v. 66, nr. 3, pp. 241-256.
- COUTINHO, J.M.V. - 1971 - O falhamento de Cubatão - In: XXV Congr. Bras. Geologia, Bol. Esp. nr. 1, pp. 130-131 (Resumo).
- COWARD, M.P. - 1976 - Strain within ductile shear zones - Tectonophysics 34, pp. 181-197.
- CPRM - 1981 - O pre-cambriano da região Sul-Sudeste do Estado de São Paulo e Este-Nordeste do Estado do Paraná - texto sob responsabilidade de BATOLLA, F.; FERREIRA DA SILVA, A.T.S.; ALGARTE, J.P. - Atas do 3º Simpósio Regional de Geologia - vol. 1, pp. 94 a 108.
- CPRM/DNPM - 1978 - Projeto Santos-Iguape - Relatório Final - Geologia - São Paulo, v. 1 - Inédito.
- CPRM/DNPM/BADEP/IGUFB - 1977 - Projeto Leste do Paraná - Relatório Final, v. 1, 228 pp. Inédito.
- DALZIEL, I.W.D.; BROWN, J.M. e WARREN, T.E. - 1969 - The Structural and Metamorphic History of the rocks adjacent to the Grenville Front near Sudbury, Ontario, and Mount Wright, Quebec - Special Paper - The Geol. Assoc. of Canada, nr. 5, pp. 207-224.
- DALZIEL, I.W.D. e BAILEY, S.W. - 1968 - Deformed garnets in a mylonitic rock from the Grenville Front - American Journal of Sci., vol. 266 - pp. 542-562.
- DAVIES, F.B. - 1982 - Pan-African Granite Intrusion in Response to tectonic volume changes in a ductile Shear Zone from Northern Saudi Arabia - Journal of Geology, v. 90, pp. 467-483.
- DE SITTER, L.U. - 1964 - Structural Geology - McGraw Hill, New York, 2nd ed. 551 pp.
- DEWEY, J.F. e BIRD, J.M. - 1970 - Mountain belts and the new global tectonics - J. Geophysical Res., v. 75(14), pp. 2625-2647.
- DEWEY, J.F. e BURKE, K.C.A. - 1973 - Tibetan, variscan and precambrian basement reactivation: Products of Continental Collision - J. of Geology, v. 81, pp. 683-692.

- DONATH, F.A. - 1967 - Role of experimental rock deformation in dynamic structural geology - NSF Advanced Science Seminar in rock mechanics - Baston College - Special Report.
- DOWNING, K.N. e COWARD, M.P. - 1981 - Okahandja Lineament and its significance for Damaran Tectonics in Namibia - Geologische Rundschau, Bd 70, H.3, pp.972-1002.
- DRAKE JR., A.A. - 1981 - The Serra de Caldas Window, Goiás - in Tectonic Studies in the Brazilian Scield - Prof. Paper, USGS - pp. A1-A11.
- DUFFEL, S. e ROACH, R.A. - 1959 - Mount Wright, Quebec - New found land - Geol.Surv.Can., map.6-1959.
- EBERT, H. - 1962 - Baustil und regional metamorphose in präkambrischen grund gebirge brasiliens - Tschermaks Min.u.Petr.Mitt., Vienna, 8(1), pp.49-81.
- EMMONS, R.C. - 1969 - Strike slip rupture patterns in sand models - Tectonophysics, v.8,nr.1, pp.71-87.
- ENGELDER, J.T. - 1973 - The influence of quartz fault-gouge on sliding mode of and stick-slip stress drops - Trans.Am.Geoph.Union, 54(4), p.465.
- ESCHER, A.; ESCHER, J.C. e WATTERSON, J. - 1975 - The reorientation of the Kang Amiot dike Swarm, west Greenland - Can.J.Earth Sci., v, 12, pp.158-173.
- FREUND, R. - 1974 - Kinematics of transform and transcurrent faults - Tectonophysics, 21, pp.93-134.
- GANGOPADHYAY, P.K. e JOHNSON, M.R. - 1961 - A study of quartz orientation and its relation to movement in shear folds - Geol.Mag., v. 99, pp.69-84.
- GRIGGS, D.T. - 1939 - A theory of Mountain Building - Am.J.Sci., 237 (9), pp.611-650.
- GRIGGS, D.T. - 1940 - Experimental flow of rocks under conditions favoring recrystallization - Geol.Soc.Am.Bull.51, pp.1001-1022.
- GRIGGS, D.T. e HANDIN, J. - 1960 - Observations on fracture and a hypothesis of earthquakes - In: Rock Deformation - Geol.Soc.America, Mem. 79, pp.347-364.
- GROSHONG, R.H. e RODGERS, D.A. - 1978 - Left lateral strike-slip fault model - In: J.Wickham e R.Denison (Editores), Structural Style of the Arbuckle Region - Geol.Soc.Am.Field Trip.3.

- HANDIN, J. - 1966 - Strength and ductility: In Handbook of Physical Constants - Geol. Soc. Amer. Mem. 97, pp. 224-289.
- HANDIN, J.R.V.; HAGER, M.; FRIEDMAN, M. e FEATHER, J.N. - 1963 - Experimental Deformation of sedimentary rocks under confining pressure: Pore pressure texts. Am. Ass. Petroleum Geologists Bull. v. 47, pp. 717-755.
- HASUY, Y. - 1973 - Tectonica da área das Folhas de São Roque e Pilar do Sul - Tese de Livre-Docência - Inst. de Geociências da USP, 190 pp.
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M. e SILVA, J.M.R. da - 1977 - Estratigrafia da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia no Centro Oeste do Brasil - Bol. IG, São Paulo, USP, v. 8, pp. 107-118.
- HASUI, Y. - 1983 - Aspectos geológicos essenciais da Seção Caconde-Caraguatatuba e suas implicações na reconstituição da organização e evolução do precambriano do Leste Paulista - In: 1ª Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000 - pp. 227-252.
- HEARD, H.C. - 1960 - transition from brittle fracture to ductile flow in Solenhofen limestone as a function of temperature, confining pressure, and interstitial fluid pressure: In: Rock Deformation. Geol. Soc. America Mem. 79, pp. 193-226.
- HEARD, H.C. - 1968 - Experimental Deformation of rocks and the problem of extrapolation to nature - NSF Advanced Science Seminar in Rock Mechanics for College Teachers of Structural Geology - 594 pp.
- HIETANEN, A. - 1938 - On the petrology of the Finish quartzites - Comm. Geol. Finlande Bull. nr. 122
- HIGGINS, M.W. - 1971 - Cataclastic rocks - U.S.G.S. - Prof. Paper, nr. 687, 97 pp., Washington.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D. e WILLIAMS, P.F. - 1975 - An Outline of Structural Geology - John Wiley and Sons Inc., New York, 571 pp.
- HSU, K.J. - 1955 - Granulites and mylonites of the region about Cucamonga and San Antonio Canyons, San Gabriel Mountains, California, Univ. of California Publs. Geol. Sci., 30 pp. pp. 223-352.
- HSU, K.J. - 1974 - Melanges and their distinction from olistostromes - In: Modern and Ancient geosynclinal sedimentation - R.H. Dot e R.H. Shauer (editores). Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ. 19.

- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS - 1981 - Mapa Geológico do Estado de São Paulo em 1:500.000 - São Paulo.
- IRVING, E. e McGLYNN, J.C. - 1975 - Proterozoic magnetostratigraphy and the tectonic evolution of Laurentia - Phil.Trans.R.Soc.London A. pp.37-69.
- JAEGER, J.C. e COOK, N.G.W. - 1969 - Fundamentals of Rock Mechanics - Methuen e Co.London, 513 pp.
- JOHNSON, M.R.W. - 1967 - Mylonite zones and mylonite banding - Nature, 213(5073), pp.246-247.
- KATZ, M. - 1981 - A Shear Mobile Transform Belt in the Precambrian Gondwanaland of Africa-South America - Geologiesche Rundschau - Band 70, Heft.3, pp.1012-1019.
- KNOFF, E.B. - 1931 - Retrogressive metamorphism and phyllonitization - Am.J.Sci., 221(121), pp.1-27.
- LAPWORTH, C. - 1885 - The highland controversy in British Geology; its causes, course and consequences - Nature, 32, pp.558-559.
- LATJAI, E.Z. e LATJAI, V.N. - 1974 - The evolution of brittle fracture in rocks - Journ.Geol.Soc.of London, v.130, pp.1-18.
- LAWRENCE, R.D.; KHAN, S.H.; DE JONG, K.A.; FARAH, A. e YEATS, R.S. - 1980 - Thrust and strike slip Fault Interaction Along the Chaman Transform Zone, Pakistan - XXVI International Geologic Congress - preprint - Sessão: Tectonica, Paris.
- MATTAUER, M. - 1973 - Les deformations des matériaux de l'écorce terrestre - Ed.Hermann, p.493.
- MCKINSTRY, H.E. - 1953 - Shears of the Second Order - American Journ. of Sci., v.251, pp.401-414.
- MELLO, A.A. - 1979 - Geologia Estrutural - In: Projeto Rio Jaguaribe - CPRM-DNPM. Série Geologia, nr.4, Seção Geol.Básica, nr.1, 149 pp.
- MELLO, A.A.; COSTA, A.C.; MENDES, V.A. e HAMA, M. - 1977 - Elementos tectono estruturais do Nordeste Meridional - Atas do VIII Simpósio de Geologia do Nordeste - Campina Grande, PB, pp.343-362.
- MELLO, E. - 1975 - Falhas transcorrentes no Nordeste brasileiro - Seminário do Curso de Tópicos de Geologia Estrutural - Instituto de Geociências da USP, 32 pp.
- MENARD, H.W. - 1962 - Correlation between length and offset on very large wrench faults - Journ.Geophys.Res.67, pp.4096-4098.

- MOODY, J.D. - 1973 - Petroleum exploration - Aspects Wrench Fault Tectonics - Bull. of the Am. Ass. of Petroleum Geol., v.57, nr.3; pp.449-476.
- MOODY, J.D. e HILL, M.J. - 1956 - Wrench Fault Tectonics - Bull. Geol. Soc. Am. 67, pp.1207-1248.
- MORGENSTERN, N.R. e TCHALENKO, J.S. - 1967 - Microscopic structures in kaolin subjected to direct shear - Geotechnique, v.17, pp.309-328.
- NETTLETON, L.L. - 1934 - Fluid mechanics of volt done - Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v.18, pp.1175-1204.
- OERTEL, G. - 1962 - Stress, strain, and fracture in clay models of geologic deformation - Geotimes, 6, pp.26-31.
- PATERSON, M.S. - 1958 - Experimental Deformation and Faulting in Wombeyan Marble - Bull. Geol. Soc. Am., 69, pp.465-476.
- RAMSAY, J.G. - 1967 - Folding and Fracturing of Rocks - McGraw-Hill, New York, 568 pp.
- RAMSAY, J.G. e GRAHAM, R.H. - 1970 - Strain variation in shear belts - Canadian J. of Earth Sci., 7, pp.786-813.
- RANALLI, G. - 1977 - Correlation between length and offset in strike slip faults - Tectonophysics, v.37, pp.T1-T7.
- RAND, H.M. - 1977 - Analise gravimétrica e magnetométrica da estrutura subsuperficial da faixa costeira do Nordeste Brasileiro - Anais do XXX Congr. Bras. Geol., v.5, pp.2336-2346.
- REED, J.C.; BRYANT, B. e MYERS, W.B. - 1970 - The Brevard zone: A Reinterpretation - In: Studies of Appalachian Geology - Central and Southern - John Wiley and Sons Inc.
- RIEDEL, W. - 1929 - Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen - Zentralblatt f. Mineral. und Pal., 1929B, pp.354-368.
- RIES, A.C. e SHACKLETON, R.M. - 1977 - Preliminary note on structural sequences and magnitude and orientation of finite strains in the precambrian pf Northeast Brazil - Actas do VIII Simpósio de Geologia do Nordeste - Boletim do Núcleo Nordeste da Soc. Bras. de Geol. nr.6, pp.397-400, Campina Grande, PB.
- ROBERTSON, E.C. - 1955 - Experimental study of the strength of rocks - Bull. Geol. Soc. Am., 66, pp.1275-1314.
- ROD, E. - 1958 - Application of principles of wrench fault tectonics of Moody and Hill to Northern South America - Bull. Geol. Soc. Am. v.69, pp.933-936.

- ROSIER, G.F. - 1965 - Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha do Estado de Minas Gerais - DNPM/DGM, Bol.222, Rio de Janeiro.
- ROSS, J.V. - 1973 - Mylonitic rocks and flattened garnets in the Southern Ocanagan of British Columbia - Canadian J. of Eart. Sci., nr.10, pp.1-17.
- SADOWSKI, G.R. - 1976 - Ativação de plataforma na América do Sul e as zonas de fratura do Atlantico Sul - Anais do XXIX Congr. Bras. Geol. v.2, pp.13-23.
- SADOWSKI, G.R. - 1980 - Brazilian precambrian ductile shear belts - apresentado durante o XXVI Congresso Internacional de Geologia - Sessão nr.5, Tectonica - Bol. Resumos v.1, p.385.
- SADOWSKI, G.R. - 1982 - Algunas consideraciones sobre la cartografia geologica de rocas fraturas meteorizadas - Atas do 1º Congreso Suramericano de Mecanica de Rocas - 1ª Sesion - Conferencia II, p.1-9.
- SAHAMA, T.G. - 1936 - Die Regelung von Quarz und Glimmer in den Gesteinen der Finnisch-Lapplandischen Granulit formation - Comm. Géol. de Finlande, Bull.113, pp.1-110.
- SANDER, B. - 1911 - Ueber Zusammenhange Zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen - Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt., 30, pp.381-384.
- SANDER, B. - 1930 - Gefugekunde der Gesteine - Springer-Verlag-Wien, 352 pp.
- SANDERSON, D.J. - 1982 - Models of Strain Variation in Nappes and thrust sheets: a review - Tectonophysics, 88, pp.201-233.
- SANTOS, E.J. dos - 1971 - As feições estruturais da Folha Arcoverde, Pernambuco e o mecanismo dos falhamentos da Zona Transversal - Min. Met. 53(313) pp.35-40.
- SCHOLZ, C.H.; WYSS, M. e SMITH, S.W. - 1976 - Seismic and aseismic slip on the San Andreas fault - J. Geophysical Res., 74(8), pp.2049-2069.
- SILVA, M.E. - 1981 - Analise Estrutural das Faixas Ectiníticas Associadas ao Falhamento de Cubatão entre as regiões de Juquiã e Pedro Barros, Estado de São Paulo - Dissertação de Mestrado - Inst. de Geociências da USP, 118 pp.
- SILVA, M.E.; SADOWSKI, G.R. e TROMPETTE, R.R. - 1982 - Modelo Geométrico e Cinemático para os falhamentos de Idade Brasileira da Faixa de Dobramento Ribeira, Estado de São Paulo, Brasil - Actas V Congr. Latino Americano de Geol., Tomo II, pp.11-21.

- SIQUEIRA, L.P. e MELLO, A.A. - 1971 - Lineamento Pernambuco, uma falha transcorrente? - In: XXV Congr. Bras. Geol., São Paulo, Bol. Esp. nr. 129.
- SPRY, A. - 1962 - Metamorphic Textures - Pergamon Press, Oxford, 350 pp.
- STACEY, F.D. - 1969 - Physics of the Earth - Space Science Text Series - John Wiley and Sons, 324 pp.
- STEARNS, D.W. - 1969 - Fracture as a mechanism of flow in naturally deformed layered rocks; in: Research in Tectonics, Conf. (Kink bands and Brittle Deformation) - Proc. Geol. Surv. Canada Paper 68-52, pp. 79-92.
- STOCKWELL, C.H. - 1964 - Fourth Report on structural provinces, orogenies, and time-classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield - Geol. Surv. Canada, Paper, 64-17, part II, pp. 1-21.
- SUDENE - 1969 - Carta Geológica da Província Scheelitífera da Borborema - Dep. de Rec. Nat., 2 folhas.
- TAPPONIER, P. e MOLNAR, P. - 1977 - Active Faulting and Tectonics in China - Journ. Geoph. Res., v. 82, nr. 20, pp. 2905-2930.
- TCHALENKO, J.S. - 1970 - Similarities between shear zones of different magnitudes - Geol. Soc. Amer. Bull. v. 81, nr. 6, pp. 1625-1640.
- TCHALENKO, J.S. e AMBRASEYS, N.N. - 1970 - Structural Analysis of the Dasht-e-Bayaz (Iran) earthquake features - Geol. Soc. of Amer. Bull., 81, pp. 41-60.
- VAUCHEZ, A. - 1980 - Ribbon texture and deformation mechanisms of quartz in a mylonitized granite of Great Kabylia (Algeria) - Tectonophysics, 67, pp. 1-12 - Elsevier Scient. Publ. Co.
- VIALON, P. - 1979 - Les deformations continues-descontinues des roches anisotropes - Eclogae Geol. Helv., v. 72/2, pp. 531-549.
- WATERS, A.C. e CAMPBELL, C.O. - 1935 - Mylonites from the San Andreas fault zone - Am. J. Sci. 5th. Ser., 29, pp. 473-503.
- WEATHER, S.M.; BIRD, J.; COOPER, R. e KOHLSTEDT, D. - 1979 - Differential stress Determined from Deformation Induced Microstructures of the Moine Thrust Zone - Journ. of Geoph. Res., v. 84, nr. B.13 - pp. 7495-7509.
- WEISS, L.E. - 1959 - Structural analysis of the Basement System at Turoka, Kenya, Overseas - Geol. and Min. Resources, v. 7, nr. 1-2, pp. 3-35 e 123-153.

- WEISS, L.E. e MCINTYRE, D.B. - 1957 - Structural geometry of Dalra_udian rocks at Loch Leven, Scottish Highlands - J.Geol.65, pp. 575-602.
- WILCOX, R.E.; HARDING, T.P. e SEE LEY, D.R. - 1973 - Basic Wrench Tectonics - Bull.Am.Assoc.Petrol.Geol.v.57,nr.1,pp.74-96.
- WILSON, J.T. - 1965 - A new class of faults and their bearing on continental drift - Nature, 207 (4995), pp.343-347.
- WYNNE, E. - 1964 - The Grenville Province and its tectonic significance - Proc.Geol.Assoc.Can.Min.Assoc.Can., pp.1-4-
- ZWART, H.J. - 1967 - The Duality of orogenic belts - Geologie en Mijnbouw, 46(8):283-309.