

Alberto Pio Fiori  
Romualdo Wandresen

# Tensões e deformações em Geologia

oficina de textos

O campo da Geologia Estrutural é bastante amplo e aborda uma diversidade de temas nem sempre de fácil domínio por parte de estudantes de graduação e mesmo de pós-graduação. Com a crescente tendência, manifesta em recentes publicações científicas, de aprofundamento dos conhecimentos das tensões aplicadas nas rochas e dos mecanismos de deformação, a caracterização das estruturas geológicas passa a requerer informações que não são obtidas apenas pelas análises geométricas, exigindo, para tanto, conhecimentos adicionais de mecânica das rochas e de resistência dos materiais. A transição dos estudos geométricos e qualitativos para estudos quantitativos sobre a natureza e a magnitude dos esforços e as consequentes deformações leva a uma crescente necessidade de incorporar à Geologia Estrutural a análise das tensões e das deformações, as propriedades físicas e mecânicas das rochas e uma adequada manipulação de princípios físicos e matemáticos.

Dentro dessa linha, é fundamental que os profissionais e estudantes interessados na história deformacional das rochas possam dispor de uma literatura adequada para o aprendizado dos conceitos básicos de mecânica das rochas, resistência dos materiais, análise da deformação, análise das tensões, entre outros temas importantes, e possam aplicá-los a estudos geológicos e geotécnicos. As obras disponíveis em português nessa área do conhecimento, de modo geral, carecem de conceitos atualizados, de ilustrações de boa qualidade e de textos claros e acessíveis, especialmente no que diz respeito a expressões matemáticas. Além disso, muitos temas envolvendo conhecimentos de Geologia Estrutural, especialmente no campo da mecânica das rochas e da resistência dos materiais, não são adequadamente abordados.

Salvo raras exceções, esses livros apresentam as equações de forma acabada, pouco se dedicando às suas deduções. Apesar de cansativa, essa atividade representa um processo importante no aprendizado e compreensão, especialmente na avaliação das limitações e de como e quando podem ser aplicadas corretamente. Uma vez entendido o procedimento dedutivo, o interessado poderá realizar modificações e adaptações, adequando-as às situações específicas, conforme as necessidades do estudo. Além disso, não raramente, as equações apresentam incorreções que podem induzir a erros grosseiros caso o usuário não disponha de meios para verificar sua correta formulação.

O presente livro é uma tentativa de superar essas deficiências e procura abordar de forma clara diversos temas que recaem na Geologia Estrutural, com ênfase nas tensões, nas deformações, na mecânica das rochas e na resistência dos materiais. O tratamento matemático é propositadamente detalhado, com as equações deduzidas passo a passo de forma a permitir ao leitor uma adequada compreensão dos procedimentos e o desenvolvimento de um raciocínio analítico compatível.

O livro foi subdividido em três partes, que compreendem 13 capítulos. A parte I, intitulada *Análise das tensões e ruptura das rochas*, compreende os Caps. 2 a 6 e se ocupa da deformação rúptil. A parte II trata da *Análise da deformação: modelos e superposição de deformações*, abrangendo os Caps. 7 a 12, nos quais se enfatiza a deformação dúctil ou plástica em diversos modelos. A parte III enfoca as *Tensões e deformações no campo elástico*, consubstanciadas no Cap. 13. Esse não é um campo de estudos usual em Geologia, mas encontra

ampla aplicação em Geotecnia; associado a estudos de pressão de fluidos e de fraturamento das rochas, mostra-se um campo em franco desenvolvimento, com importantes aplicações práticas, especialmente na análise das tensões e das deformações de reservatórios de gás e de óleo.

O Cap. 1 trata de *Conceitos básicos* e representa a introdução necessária para a compreensão dos capítulos subsequentes sobre a análise das tensões e das rupturas das rochas. A *Análise das tensões* é tratada no Cap. 2 e enfoca diversos temas, como tensões uniaxial e biaxial, tensões principais, Círculo de Mohr, pressão de fluidos e esforço deviatórico. A compreensão desse capítulo é fundamental para o melhor entendimento dos Caps. 3, 4 e 5 subsequentes. No Cap. 3 enfoca-se a *Envoltória de ruptura composta e os campos de fraturamento*. No espaço de Mohr, a envoltória de ruptura composta compreende parte da parábola de Griffith e parte da reta de Coulomb, e, assim constituída, permite a análise das tensões e das rupturas das rochas nos campos de tração e de compressão, incluindo o papel preponderante das pressões de fluido e confinante no controle dos tipos de fraturamento. Nesse contexto são feitas as delimitações teóricas e as análises do fraturamento hidráulico, do fraturamento por cisalhamento tracional, do fraturamento por cisalhamento compressional e o limite de ocorrência de fraturas abertas na crosta. Já o Cap. 4 trata de *Profundidades máximas e campos de fraturamento*, em que são analisadas as profundidades máximas de ocorrência dos diversos campos de fraturamento relacionados aos sistemas de falhas normais, transcorrentes e de cavalgamento. A determinação dessas profundidades baseia-se no fato de um dos três eixos principais de tensão ser vertical e de magnitude igual à pressão litostática na profundidade considerada, tendo importante aplicação na pesquisa mineral, especialmente no que diz respeito a jazidas hidrotermais e à prospecção de água subterrânea.

*Reativação de falhas e formação de novas estruturas* é o tema focado no Cap. 5, no qual são analisadas as condições necessárias do campo de tensões para promover a reativação de rupturas preexistentes e/ou a formação de novas rupturas em uma massa rochosa já fraturada. A análise é feita levando em consideração duas envoltórias separadamente: a envoltória de ruptura composta e a reta de Coulomb. O Cap. 6 trata do *Fluxo de fluidos através de rochas fraturadas*, enfocando questões como fluxo vertical, fluxo horizontal, transporte de fluidos e atitude de falhas e o fluxo de fluidos em sistemas regulares de juntas.

A parte II do livro trata da *Análise da deformação: modelos e superposição de deformações*, iniciando, no Cap. 7, com *Conceitos básicos de deformação*. Modelos de deformação como *cisalhamento puro*, *cisalhamento simples* e *transtração e transpressão* são tratados nos Caps. 8, 9 e 10, respectivamente, os quais discutem as geometrias e as principais equações próprias de cada modelo. Muito importante do ponto de vista prático é a estimativa da deformação em perfis transversais às zonas de cisalhamento pela técnica da integração da deformação, que possibilita a avaliação indireta do deslocamento dúctil associado a essas zonas, a exemplo das grandes falhas do Pré-Cambriano do nosso território. A *Superposição sequencial de deformações em duas dimensões* é tratada no Cap. 11, e a *Superposição sequencial de deformações em três dimensões*, no Cap. 12. Nesses dois capítulos, o tratamento matemático é feito por meio de matrizes – ou, mais especificamente, matrizes de deformação – que são de compreensão e manuseio relativamente fáceis. As equações que permitem a quantificação da deformação, a exemplo da mudança de comprimento de linhas, modificações angulares, mudanças de área e de volume, rotação e magnitude dos eixos principais de deformação, razão de defor-

mação e equações da elipse ou elipsoide da deformação finita, são desenvolvidas passo a passo, permitindo uma fácil manipulação e dedução de equações semelhantes, quaisquer que sejam as combinações e quantidades de deformações superpostas.

Na prática, a quantificação da deformação não é, de modo geral, tarefa fácil. No entanto, muitas informações importantes podem ser obtidas por observações no campo, em lâminas delgadas, em mapas geológicos de dolexões de estruturas em zonas de cisalhamento e por meio do ângulo entre as foliações S e C, do achatamento de oólitos e seixos, do espessamento de ápices e do adelgaçamento de flancos de dobras, entre outros métodos que, com a ajuda das equações propostas e de técnicas de integração de deformação e de balanceamento de seções, permitem uma adequada avaliação do processo deformacional e um importante aprofundamento nos conhecimentos geológicos das áreas de estudo.

A parte III enfoca as *Tensões e deformações no campo elástico*. Nos materiais elásticos, as deformações, tanto de alongamento como de encurtamento, são muito pequenas (menos que 1%), porém, o que é muito importante, são linearmente relacionadas às tensões. Para a adequada descrição dessa relação de linearidade é necessário o conhecimento de diversos parâmetros, tais como módulo de Young – ou módulo de elasticidade –, módulo de rigidez, coeficiente de Poisson e diversos outros, como módulo de compressibilidade, coeficiente de Muskhelishvili e parâmetro de Lamé. As equações gerais de tensão e de deformação, a deformação devido à carga litostática, os efeitos da pressão confinante e da tensão diferencial são assuntos tratados nesse capítulo. Destaque é dado à energia acumulada na deformação elástica, campo de conhecimento praticamente inexplorado em Geologia, cujas equações fornecem as componentes da energia no processo de deformação relacionadas à mudança de volume e à distorção do corpo.

Este livro é abundantemente ilustrado para facilitar a compreensão das expressões matemáticas, dos elementos geométricos e dos modelos de deformação e de tensão enfocados. Foi especialmente escrito para estudantes dos cursos de graduação e pós-graduação em Geologia, Engenharia e Geografia e profissionais de diversas áreas de conhecimento interessados na aplicação de conceitos de mecânica das rochas e de resistência dos materiais no campo da Geologia Estrutural, buscando oferecer uma visão simples, prática e atualizada dos temas abordados.

Os autores desejam expressar agradecimentos aos professores doutores Eduardo Salamuni e Elvo Fassbinder, do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná, pelas profícuas discussões e importantes sugestões de revisão.

Curitiba, maio de 2013

Alberto Pio Fiori

Romualdo Wandresen

# Apresentação

**A**movimentação de massas rochosas e a distribuição espacial das rochas na natureza, mais especificamente das estudadas pela Geologia Estrutural e pela Tectônica, sempre tiveram a reconstituição e o entendimento abordados em nível qualitativo. Foi há cerca de meio século que se começou a buscar mais ativamente subsídios na Resistência de Materiais, na Mecânica de Rochas e na Reologia para se avançar na quantificação de esforços e deformações e na modelagem de processos e mecanismos.

No Brasil, esse tema não tem se desenvolvido no volume e no nível mostrados por publicações internacionais, achando-se ainda aberto um vasto campo de investigação. Em alguns livros-texto de Geologia Estrutural, são encontrados resumos que dão apenas uma pálida ideia do assunto. Esta obra de Fiori e Wandresen, com enfoque pioneiro, entre nós, sobre tensões e deformação, vem contribuir para esse desenvolvimento e preencher a lacuna.

Assim, por exemplo, entre nós são familiares os elipsoides de tensão e deformação e os critérios para identificar suas orientações, mas não as magnitudes dos tensores que completam a caracterização dos campos envolvidos. Os autores desta obra mostram que, com base nesses parâmetros de caracterização e com o uso de equações apropriadamente desenvolvidas, é possível determinar com razoável segurança o comportamento de um corpo rochoso submetido a determinadas condições de tensão, temperatura, pressão, resistência mecânica, presença de fluidos, entre outras.

A primeira parte do livro trata da tensão e da deformação rúptil (Caps. 1 a 6). Um aspecto a destacar é o círculo de Mohr com uma envoltória composta pela parábola de Griffith e pela reta de Coulomb, permitindo a análise das tensões e rupturas das rochas nos campos de tração e de compressão. Ele possibilita delimitar três tipos de ruptura e os respectivos campos de tensão: fraturamento hidráulico, fraturamento por cisalhamento tracional e fraturamento por cisalhamento compressional. Também é possível definir o limite de ocorrência de fraturas abertas nos maciços rochosos. Em todos esses casos, é levado em conta o papel fundamental da pressão de fluidos no fraturamento. Além disso, o conhecimento dos campos de esforços associados aos tipos de fraturamento permite a determinação das profundidades de ocorrência desses fraturamentos na crosta, associados aos regimes de falhas normais, transcorrentes ou de cavalgamento, bem como prever as condições necessárias do campo de tensões para promover a reativação de rupturas preexistentes e/ou a formação de novas rupturas em uma massa rochosa já fraturada.

A segunda parte trata de modelos de deformações plásticas por cisalhamento puro, cisalhamento simples, transtração e transpressão, rotação e mudanças de volume, assim como de superposições em duas e três dimensões com caracterização de fases superpostas (Caps. 7 a 12).

A terceira parte aborda tensões e deformações no campo elástico (Cap. 13). Esse não é um campo de estudos usual em Geologia, mas encontra ampla aplicação na Geologia do Petróleo e em geotecnia de grandes obras de Engenharia. O desafio desse tema é a relação com os dois anteriores. Parâmetros como módulo de Young (módulo de elasticidade), módulo de rigidez, coeficiente de Poisson, módulo de compressibilidade, coeficiente de Muskhelishvili e parâmetro de Lamé são empregados nas equações gerais de tensão e de deformação,

permitindo quantificar as deformações com base nas tensões ou determinar as tensões com base nas deformações. Nesse capítulo, vale destacar o cálculo da energia acumulada no processo de deformação elástica, campo de conhecimento com interessantes aplicações, mas ainda praticamente inexplorado na Geologia.

Pelas características dos temas abordados, o livro tem necessariamente um viés matemático, essencial para estudos nos campos da Matemática e da Física aplicadas à Geologia. Embora possa parecer tedioso em algumas partes e familiar em outras, esse aspecto matemático é apresentado de modo sequenciado para facilitar ao leitor o entendimento do raciocínio. De modo geral, a base matemática empregada pode ser encontrada em livros introdutórios de Física e de cálculos, com exceção da álgebra matricial, empregada em alguns capítulos por se tratar de uma poderosa e natural linguagem de vetores e tensores.

Estudantes de Geologia e de Engenharia, em nível de graduação ou pós-graduação, bem como profissionais dessas áreas e outros interessados em tensões e deformações das rochas, encontrarão uma coleção de conceitos, técnicas e equações úteis para aplicações práticas e soluções de problemas relacionados ao tema.

Prof. Dr. Yociteru Hasui

Professor de Geologia Estrutural e Geotectônica (aposentado)  
Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho (Unesp)

# CONCEITOS BÁSICOS

**A** análise dinâmica procura interpretar os esforços atuantes sobre um conjunto de rochas ao longo do tempo geológico sob regimes de deformação rúptil, dúctil e seus termos intermediários. São exemplos as bacias sedimentares, orógenos, maciços e cadeias de montanhas. Ela começa pela descrição de texturas e estruturas e seus aspectos geométricos (análise descritiva), passa pela leitura e interpretação dos indicadores cinemáticos (análise cinemática) e chega à compreensão final da relação entre as tensões e a deformação (objetivo deste livro).

A reconstituição da história geotectônica ou estrutural é útil para se conhecer, entre outros aspectos, o potencial de prospectos econômicos. O conhecimento da história tectônica de um terreno particular fornece valiosos argumentos para a reconstituição da geometria parcialmente exposta à visão do geólogo. Uma das dificuldades para essa reconstituição, porém, é a limitação dos dados estruturais disponíveis, que revelam apenas parte da geometria de uma estrutura. Informações adicionais podem vir da reologia, da história deformacional e do campo das paleotensões a que as rochas foram submetidas.

A Geotecnia, ramo importante da Geologia, ocupa-se especialmente do comportamento mecânico das rochas e sua resposta às escavações e operações de carregamentos em obras de engenharia e, por isso, o conhecimento do comportamento reológico e do campo de tensões atual a que estão submetidas é de fundamental interesse.

Translação, rotação, distorção e dilatação são respostas das rochas às tensões e forças que atuam sobre elas. Força é definida como uma grandeza física que muda, ou tende a mudar, o estado de repouso ou o estado de movimento de um corpo (*primeira lei de Newton*). Tensão é uma propriedade física que tende a deformar o corpo, permanentemente ou não, dependendo da sua resistência à deformação.

O estudo das deformações é, antes de tudo, o entendimento de magnitudes e orientações, e pode ser desenvolvido independentemente de qualquer consideração sobre as rochas afetadas. A descrição das forças e das tensões, por outro lado, requer conhecimentos das propriedades físicas e mecânicas dos materiais rochosos submetidos à tensão. Por exemplo, uma dada rocha pode responder às solicitações como um sólido elástico em determinadas condições reológicas e como um fluido viscoso em outras condições.

A descrição e a análise das tensões e deformações constituem a base da quantificação em Geologia Estrutural, úteis em contextos como restauração de seções geológicas de regiões deformadas e determinação da direção e distância do transporte de massas rochosas do sítio original até o estágio final de deformação, entre outros.

A análise de deformação diz respeito à geometria dos corpos no seu estágio final de deformação, mas é de interesse a reconstituição do estágio inicial ou pré-deformação. A análise

## ANÁLISE DAS TENSÕES

Neste capítulo, o enfoque recai sobre a análise das tensões aplicadas às rochas. Serão examinados diversos temas, como tensão atuante em um ponto, tensões uniaxial e biaxial, tensões principais, tensões máximas de cisalhamento, círculo de Mohr, atrito entre sólidos e atrito interno, envoltória de Mohr, materiais coesivos e não coesivos, polo do círculo de Mohr e esforço deviatórico.

A força de gravidade terrestre está sempre presente e depende da posição de uma massa de rocha ou de um ponto qualquer no campo gravitacional. A força gravitacional é dada pela equação  $F = mg$ , em que  $m$  é a massa, e  $g$ , a aceleração da gravidade. Para aplicações em Geologia, pode ser considerada constante e igual a  $10 \text{ m/s}^2$ .

Outras importantes forças que atuam nos solos ou nas rochas são denominadas forças superficiais, porque atuam em superfícies ou em planos dentro desses materiais. São “empurrões” ou “puxões” exercidos em um grão mineral ou em um bloco de falha ou, ainda, em uma placa litosférica. A magnitude da força superficial depende da área da superfície afetada, e não implica necessariamente que a superfície em questão deva ser um limite de material de qualquer espécie. Ela é classificada como força superficial se atua ou não sobre uma superfície no material. Assim, uma força através de qualquer plano dentro de um grão mineral ou de uma placa litosférica é uma força superficial exatamente igual à força atuante nas porções limítrofes desses objetos.

Dependendo das distorções que as forças causam em um corpo ou objeto, podem ser classificadas como compressivas ou trativas. Se as partes de um plano tendem a se aproximar segundo a direção da força aplicada, a força é compressiva; caso contrário, a força é trativa.

As forças atuantes em um plano podem ter qualquer direção relativamente ao plano. Se uma força atua perpendicularmente ao plano, é dita *força normal*; se atua paralelamente ao plano, é chamada de *força cisalhante*. Geralmente, as forças aplicadas não são direcionadas nem paralelamente nem perpendicularmente ao plano que se pretende analisar e, nesse caso, devem ser decompostas em suas componentes normal e de cisalhamento, designadas como  $F_n$  e  $F_s$ , respectivamente.

A componente normal pode ser classificada como compressiva ou trativa, mas a força cisalhante não é nem compressiva nem trativa. É denominada *força cortante*, por ser responsável pela ruptura ou corte dos materiais.

As forças normais trativas, segundo o uso tradicional em Engenharia Mecânica, têm sinal positivo e são representadas por vetores apontando em sentido contrário ao plano em que são aplicadas. As forças normais compressivas têm sinal negativo e são representadas por vetores apontando em direção à superfície em que a força é aplicada.



# ENVOLTÓRIA DE RUPTURA COMPOSTA E CAMPOS DE FRATURAMENTO

**N**este capítulo é discutida a condição crítica de ruptura de rochas com o auxílio do diagrama de Mohr e do envelope composto pela parábola de Griffith e pela reta de Coulomb.

Aspectos dos mecanismos controladores dos principais campos de fraturamento – fraturamento hidráulico, cisalhamento tracional e cisalhamento compressivo – são discutidos, evidenciando o importante papel da pressão confinante e da pressão de fluidos no controle dos tipos de fraturamento. A obtenção da orientação da magnitude dos eixos principais de tensão é feita com a utilização do diagrama de Mohr e da envoltória composta.

O entendimento da natureza dos campos de fraturamento e suas relações com as tensões associadas não é apenas importante para geólogos interessados nas atividades tectônicas do passado e do presente.

Os campos de tensão e fraturas associadas têm importância especial nas diversas formas de migração dos fluidos na crosta, na prospecção mineral e na indústria do petróleo. O entendimento da geometria dessas fraturas e da migração de fluidos é de fundamental importância.

Na indústria do petróleo, métodos especiais têm sido desenvolvidos no sentido de aumentar a permeabilidade secundária de reservatórios para tornar mais efetivo o transporte de óleo e gás pelo reservatório, sendo necessária a compreensão do campo de tensões vigente no local.

No campo da Engenharia, o dimensionamento dos campos de tensão e dos mecanismos de deformação das rochas é importante, especialmente nas grandes obras de lavras a céu aberto e de lavras subterrâneas e na construção de hidroelétricas, estradas e túneis.

Do ponto de vista da Geologia Estrutural, a utilização do diagrama de Mohr e da envoltória composta permite definir os campos de tensões necessários para a geração dos diferentes modos de ruptura frágil das rochas em regimes tectônicos tracionais, compressivos e transcorrentes.

O diagrama enfatiza o papel da pressão de fluidos no desenvolvimento e na reativação de juntas e falhas, ilustrando a maior ou menor facilidade de indução de rupturas numa massa rochosa em áreas submetidas à tração horizontal em comparação com áreas submetidas ao encurtamento horizontal, tanto em termos de tensão diferencial como em termos de pressão de fluidos.

## 3.1 Envoltória de ruptura composta no diagrama de Mohr

Griffith (1920) desenvolveu uma equação para as tensões que atuam nas bordas de uma ruptura de forma elíptica. A Fig. 3.1 representa tal fratura, sendo  $\sigma_1$  e  $\sigma_3$  os eixos principais de tensões e  $\theta$  o ângulo de inclinação do eixo da ruptura em relação a  $\sigma_3$ .

### 3.5 Estruturas híbridas e fluxo de fluidos

Hill (1977) propôs um modelo para explicar a migração de fluidos em áreas geotermiais em que estruturas híbridas (*mesh*) interligavam fraturas (e falhas) menores de cisalhamento com fraturas extensionais (Fig. 3.14).

Estruturas híbridas compreendem planos de cisalhamento com pequenos deslocamentos interligados com fraturas hidráulicas de tração, formadas pela infiltração de fluidos sob pressões que, localmente, excedem a magnitude do eixo menor de esforços, ou seja,  $P_f > \sigma_3$ .

Essas estruturas formam condutos altamente permeáveis que permitem, episodicamente, efetivar descargas de grandes volumes de fluidos pelo processo de falhas-válvulas.

O desenvolvimento de estruturas híbridas é favorecido pelas heterogeneidades e altos contrastes de competência do material rochoso, e os estados de tensão variam de lugar para lugar e também pelas condições de baixa pressão efetiva. Sequências de rochas acamadas são particularmente suscetíveis ao desenvolvimento dessas estruturas, especialmente em regimes tectônicos tracionais, porque o modo de ruptura é regido pela resistência à tensão das camadas alternadas (Sibson, 1994; Gross; Engelder, 1995; Mazzarini et al., 2010).

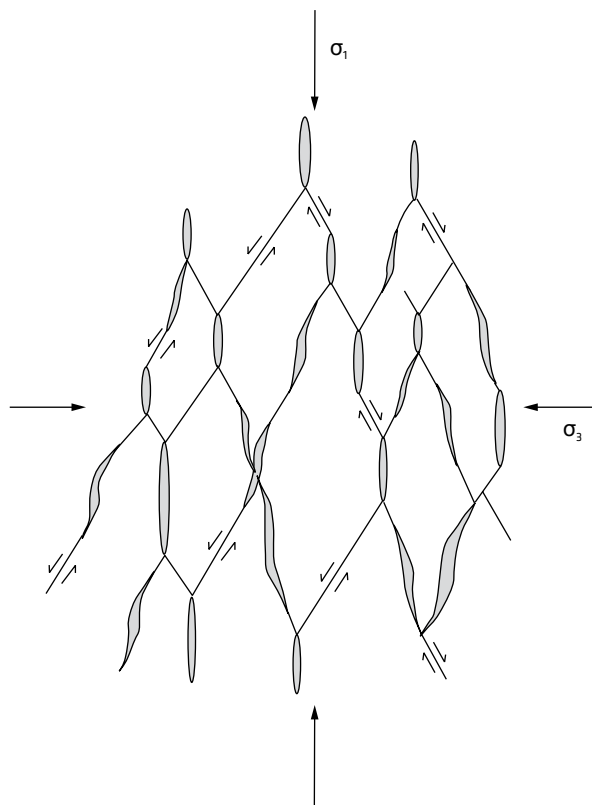
Nesses casos, a variação na espessura das camadas impõe uma escala mínima nas dimensões das estruturas híbridas.

Estruturas híbridas mesclando fraturas de cisalhamento tracionais e fraturas puramente tracionais requerem condições de  $P_f > \sigma_3$  para serem geradas, pelo menos localmente, e dificilmente se desenvolvem em locais onde a pressão efetiva é muito alta.

Tais fraturas somente permanecem abertas acima da profundidade em que a pressão de fluidos  $P_f$  supera o valor da tensão principal mínima  $\sigma_3$ . A presença de fluidos favorece o desenvolvimento de fraturas de cisalhamento e fraturas tracionais, e no campo de tensões entre o cisalhamento tracional e o fraturamento hidráulico haverá fortes possibilidades de interligações entre estruturas híbridas, que se desenvolvem conforme os fluidos sobrepresurizados migram gradualmente ao longo do gradiente hidráulico.

#### 3.5.1 Condutos de fluidos

Fraturas extensionais microscópicas e macroscópicas conduzem a um aumento da permeabilidade no plano  $\sigma_1/\sigma_2$ , sendo o efeito tanto mais pronunciado quanto mais a pressão de fluidos se aproximar do valor de  $\sigma_3$  e, conseqüentemente, a tensão efetiva



**Fig. 3.14** Modelo de Hill (1977) para pequenos terremotos compreendendo fraturas de cisalhamento, fraturas abertas extensionais e fraturas de cisalhamento tracionais desenvolvidas em um campo triaxial de esforços. Percebe-se um regime tracional, com falhas normais, quando a figura é vista num plano vertical, um regime de falhas direcionais, quando vista em planta, e um regime compressivo, com falhas de cavalgamento, quando rotacionada em 90°, no plano vertical

# PROFUNDIDADES MÁXIMAS E CAMPOS DE FRATURAMENTO

Neste capítulo é discutida a profundidade máxima de ocorrência dos diversos campos de fraturamento, bem como a profundidade máxima de ocorrência de fraturas abertas na crosta. Cada campo de fraturamento será tratado caso a caso nos regimes tracional, transcorrente e de cavalgamento, relacionando-os às falhas normais, transcorrentes e de cavalgamento.

A determinação das profundidades máximas baseia-se no fato de que um dos três eixos principais de tensão é vertical e de magnitude igual à pressão exercida pelo peso das rochas sobrejacentes ou à pressão litostática na profundidade considerada (Secor, 1965).

Os três modos de fraturamento — fraturamento hidráulico, cisalhamento tracional e cisalhamento compressivo — são definidos por círculos no diagrama de Mohr que tangenciam a envoltória composta em pontos específicos. Assim, para o fraturamento hidráulico, os círculos de Mohr tangenciam o envelope unicamente no ponto de coordenadas  $(-T, 0)$ , e fraturas puramente extensionais formam-se em planos perpendiculares a  $\sigma_3$  desde que a tensão diferencial seja inferior a  $4T$ , ou seja,  $(\sigma_1 - \sigma_3) < 4T$ . Nessas condições não haverá formação de fraturas de cisalhamento, uma vez que a tensão cisalhante  $\sigma_s$  é nula. A profundidade máxima do fraturamento por cisalhamento hidráulico é determinada pelo valor da tensão principal máxima referente ao círculo de Mohr que delimita o campo de fraturamento hidráulico, sendo igual a  $3T$ .

O fraturamento por cisalhamento tracional ocorre quando círculos de Mohr com diâmetros entre  $4T < (\sigma_1 - \sigma_3) < 5,66T$  tangenciam a parte parabólica da envoltória composta no campo tracional, em que  $(\sigma'_n < 0)$  e as profundidades máximas de ocorrência desse tipo de fratura são definidas pelo valor da tensão principal máxima, igual a  $4,82T$ .

Já o fraturamento por cisalhamento compressional ocorre quando círculos de Mohr com diâmetros maiores que  $5,66T$ , ou seja,  $(\sigma_1 - \sigma_3) > 5,66T$ , tangenciam a envoltória no campo tracional, em que  $(\sigma'_n > 0)$ . Nesse campo é de interesse a determinação da profundidade máxima de fraturas abertas perpendiculares a  $\sigma_3$ .

Falhas normais, transcorrentes e de cavalgamento deverão ser tratadas caso a caso nos regimes tracional, transcorrente e de cavalgamento.

Segundo Sibson (1998), massas de rocha intacta são menos resistentes quando submetidas à tração horizontal em comparação com a compressão na mesma direção, com o fraturamento rúptil no campo tracional ocorrendo em níveis de tensões diferenciais bem menores, considerando-se as mesmas condições de profundidade e de pressão de fluidos. Ainda segundo o referido autor, sob as mesmas condições do fator de poropressão  $\lambda_v$ , a tensão diferencial requerida para o cisalhamento a uma determinada profundidade em um regime compressional é cerca de quatro vezes maior do que em um regime tracional.

# REATIVAÇÃO DE FALHAS E FORMAÇÃO DE NOVAS ESTRUTURAS

Neste capítulo são analisadas as condições necessárias do campo de tensões para promover a reativação de rupturas preexistentes e/ou as condições para a formação de novas estruturas em uma massa rochosa que já conta com a presença de rupturas. A análise é feita tendo-se em conta duas envoltórias: uma delas é a envoltória composta, que representa as condições de ruptura de rocha intacta, e a outra, a reta de Coulomb, representa as condições de reativação de falhas sem coesão ao longo do plano. A reta de Coulomb situa-se em posição mais baixa no diagrama de Mohr em relação à envoltória composta, uma vez que intercepta o eixo dos Y na origem do sistema de coordenadas.

Para falhas preexistentes orientadas otimamente em relação ao campo de tensões, a reativação das falhas se dará quando o ângulo  $2\theta = 45 + \phi/2$ . Entretanto, à medida que as orientações das falhas preexistentes tornam-se progressivamente menos favoráveis, o círculo de Mohr, que define as condições de reativação, intercepta a envoltória definida pela reta de Coulomb. Para valores particulares de resistência à tração e de orientação de falhas, existem valores críticos de  $\sigma_3$  abaixo dos quais a reativação ocorrerá em decorrência do surgimento de novas falhas e acima dos quais novas falhas ocorrerão em decorrência da reativação de falhas preexistentes.

## 5.1 Reativação de falhas preexistentes

Considera-se que a coesão ao longo de uma ruptura preexistente é nula, e o atrito ao longo dessa ruptura é referido como *coeficiente de fricção estática* ( $\mu_s$ ). Esse coeficiente determina a quantidade de tensão cisalhante necessária para a renovação de movimento do plano de ruptura preexistente em uma rocha dura ou consolidada, e sua expressão matemática, considerando-se nula a coesão, é dada por:

$$\tau = \mu_s \sigma'_n = \mu_s (\sigma_n - P_f) \quad (5.1)$$

Nessa equação, conhecida como *lei de Byerlee*, o coeficiente de fricção interna  $\mu_s = \text{tg}\phi_s$  e o ângulo  $\phi_s$  é geralmente referido como *ângulo de fricção*, e surge quando duas superfícies rugosas estão em contato.

Segundo Byerlee (1978), os coeficientes de fricção variam entre  $0,6 < \mu_s < 0,85$ , tendo o autor se baseado em valores determinados experimentalmente para uma grande variedade de rochas, empregando nos experimentos pressões confinantes de 200 MPa, correspondentes a profundidades de 8 km na crosta. As rochas a até 8 km de profundidade comportam-se ruptilmente; acima dessa pressão (ou profundidade), seu comportamento mecânico passa

# FLUXO DE FLUIDOS ATRAVÉS DE ROCHAS FRATURADAS

**N**este capítulo é analisado o fluxo de fluidos através de uma massa de rocha fraturada ou de permeabilidade secundária, partindo de princípios básicos, como a lei de Darcy. Questões como fluxo vertical, fluxo horizontal e fluxo associado a falhas inclinadas e a sistemas regulares de juntas são enfocados.

A lei básica que descreve o fluxo de fluidos através de um meio permeável foi enunciada por Darcy (1856) e demonstra que o fluxo  $v$  por unidade de área de um aquífero é proporcional ao gradiente hidráulico  $i$  tomado na direção do fluxo, ou seja:

$$v = Ki \quad (6.1)$$

Em que:

$K$  = coeficiente de permeabilidade.

A expressão dimensional de  $K$  é a de uma velocidade, e no sistema métrico é geralmente expressa em cm/s. Para uma seção de área  $A$  perpendicular ao fluxo de uma amostra de solo ou de um aquífero particular, tem-se:

$$Q = vA = AKi \quad (6.2)$$

Em que:

$Q$  = descarga por unidade de tempo, expressa em unidades de volume.

A lei de Darcy é válida somente para fluxo laminar, não sendo adequada para condições de fluxo turbulento. Além disso, não leva em conta que a permeabilidade também depende do peso específico  $\rho_g$ , da viscosidade dinâmica  $\mu$  do fluido envolvido, do tamanho médio  $d$  das aberturas (poros ou juntas) e da forma dos poros em um meio poroso.

Outro parâmetro comumente usado é a *permeabilidade específica*  $k$ , com frequência referida simplesmente como *permeabilidade*, que depende somente da natureza do maciço rochoso e não da natureza do fluido. A permeabilidade específica e a condutividade hidráulica ou coeficiente de permeabilidade podem ser relacionados da seguinte forma:

$$K = Cd^2 \frac{\gamma}{\mu} = k \frac{\gamma}{\mu} \quad (6.3)$$

Em que:

$C$  = fator de forma;

$k = Cd^2$  é a *permeabilidade específica* ou *intrínseca*, medida em  $m^2$  ou  $cm^2$  e que depende das aberturas através das quais o fluido se desloca;

# CONCEITOS BÁSICOS DE DEFORMAÇÃO

O objetivo deste capítulo é apresentar conceitos básicos empregados na análise da deformação, que serão utilizados na parte III deste livro. Conceitos como elipsoide de deformação, tipos de deformação, cisalhamentos puro e simples e medidas de deformação serão aqui examinados.

## 7.1 O elipsoide de deformação

As rochas, em sua longa evolução, são constantemente submetidas a um campo variável de esforços, o que leva a uma mudança do estado de tensão de seus vários constituintes. Essa mudança, que pode ser entendida como o resultado da aplicação de um esforço tectônico, altera a posição da massa e, frequentemente, sua forma e volume, sendo esse fenômeno conhecido como deformação. Assim, *deformação* pode ser definida como a mudança na posição, forma ou volume de um corpo rochoso devido à ação de um campo de tensões dirigido ou tectônico.

A *análise da deformação* trata essencialmente da descrição geométrica do estado deformado de um objeto ou de um corpo rochoso, e a quantidade de deformação é definida pela comparação de seus estados *deformados* e *indeforados*.

Um dos modos mais adequados para visualizar o processo deformacional é imaginar uma esfera no interior de um corpo de prova e analisar sua mudança de forma após a deformação. Se a deformação for homogênea, o sólido proveniente dessa esfera será um elipsoide, designado de *elipsoide de deformação*, e descreverá de maneira adequada a deformação do corpo de prova.

O elipsoide de deformação tem três diâmetros principais, ortogonais entre si e, normalmente, de tamanhos diferentes, de modo que os deslocamentos entre as partículas têm seus valores máximo, intermediário e mínimo. O maior de todos é denominado eixo X, que corresponde a uma direção de extensão máxima; o intermediário, eixo Y, que normalmente corresponde a uma direção de não deformação ou neutra; e o menor dos três, eixo Z, que corresponde a uma direção de máximo encurtamento (Fig. 7.1).

Na análise da deformação, esses eixos devem ser convenientemente relacionados ao sistema de coordenadas cartesianas X, Y e Z, procurando-se, sempre que possível, fazer coincidir os eixos do elipsoide de deformação com os eixos cartesianos para simplificar o tratamento matemático.

A deformação de muitos materiais rochosos se processa segundo uma evolução muito próxima da *deformação plana*, segundo a qual todos os movimentos se sucedem ao longo de superfícies ou planos paralelos e, nesse caso, o eixo intermediário do elipsoide de deformação permanece invariável. Por conseguinte, a análise pode ser simplificada pelo estudo da deformação apenas no plano do elipsoide que contém os eixos máximo e mínimo.

# MODELO DE CISALHAMENTO PURO

O modelo de deformação por cisalhamento puro envolve a aplicação de um esforço colinear em um corpo. Este, ao se deformar, induz modificações tanto no comprimento como no ângulo entre linhas existentes no corpo indeformado. Linhas originalmente paralelas aos eixos X, Y e Z sofrem mudanças de comprimento com a deformação, mas não sofrem rotações. Por outro lado, linhas oblíquas a esses eixos sofrem não apenas mudanças de comprimento como também rotação, denominada *rotação interna*.

De modo geral, os corpos na natureza apresentam deformação plana, que consiste em um encurtamento na direção Z e um alongamento na mesma proporção, na direção X, sendo invariável na direção Y. Neste capítulo, além de plana, a deformação será considerada isovolumétrica, em que o volume inicial do corpo é igual ao volume final. A análise tridimensional, bem como de alguns casos de variação volumétrica dos corpos submetidos a uma deformação, será realizada em capítulos posteriores.

## 8.1 Variação no comprimento de linhas

Em razão de uma dada deformação finita, o comprimento da maior parte das linhas de um corpo se modifica em uma quantidade  $(1 + e)$  ou  $\sqrt{\lambda}$ . Seja o ponto  $P(x,y)$  situado no vértice do quadrado da Fig. 8.1 e que representa o estado indeformado. No estado indeformado a linha  $OP$  tem um comprimento unitário e encontra-se disposta a um ângulo  $\theta$  em relação ao eixo X do elipsoide.

Após o processo de deformação, o quadrado transforma-se em retângulo e o ponto  $P(xy)$  desloca-se a uma posição  $P_1(x_1,y_1)$ . Sendo  $\theta$  o ângulo formado por uma linha  $OP$  qualquer e o eixo X antes da deformação, e  $\theta'$  o mesmo ângulo depois da deformação, têm-se:

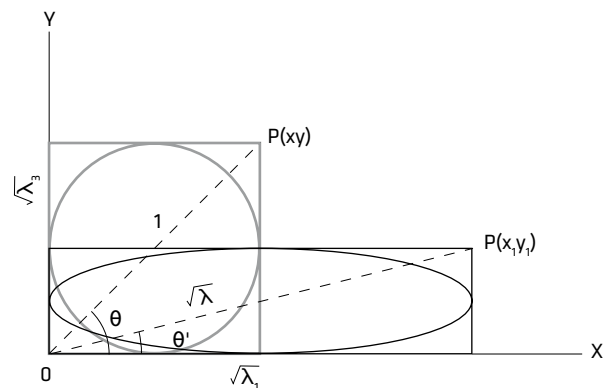
$$x_1 = x\sqrt{\lambda_1} \quad (8.1)$$

$$y_1 = y\sqrt{\lambda_3} \quad (8.2)$$

Porém, como pela Fig. 8.1  $x = \cos \theta$  e  $y = \sin \theta$ , substituindo-se esses valores nas Eqs. 8.1 e 8.2 obtêm-se:

$$x_1 = \cos \theta \sqrt{\lambda_1} \quad (8.3)$$

$$y_1 = \sin \theta \sqrt{\lambda_3} \quad (8.4)$$



**Fig. 8.1** Deformação de uma linha  $OP$ . No estado deformado ocorrem mudanças tanto no comprimento da linha como no ângulo  $\theta$ , que muda para  $\theta'$

# MODELO DE CISALHAMENTO SIMPLES

Neste capítulo será analisado o modelo de deformação por cisalhamento simples. *Cisalhamento simples* é um tipo especial de deformação rotacional produzida por deslocamentos de uma substância ao longo de uma série de planos distintos, denominados *planos de cisalhamento*. A direção de deslocamento é conhecida como *direção de cisalhamento*, e a orientação dos eixos principais da elipse de deformação finita depende da quantidade de cisalhamento.

O conteúdo do capítulo é baseado essencialmente nos trabalhos de Ramsay e colaboradores, como, por exemplo: Ramsay (1967, 1969, 1980), Ramsay e Graham (1970), Ramsay e Wood (1973) e Ramsay e Huber (1983, 1987). Mais recentemente, aplicações desses trabalhos podem ser vistas em Mazzoli e Di Bucci (2003), Carrera, Druguet e Griera (2005), Puelles et al. (2005), Vitale e Mazzoli (2009), entre outros. Deduções mais detalhadas das equações poderão ser encontradas em Fiori (1997).

No modelo de cisalhamento simples, todos os pontos se deslocam paralelamente a uma direção fixa, por exemplo, o eixo X de um sistema de coordenadas, de modo que a abscissa de qualquer ponto se desloca de um ângulo  $\psi$  após a deformação, sendo os deslocamentos proporcionais às distâncias perpendiculares à direção X (Fig. 9.1).

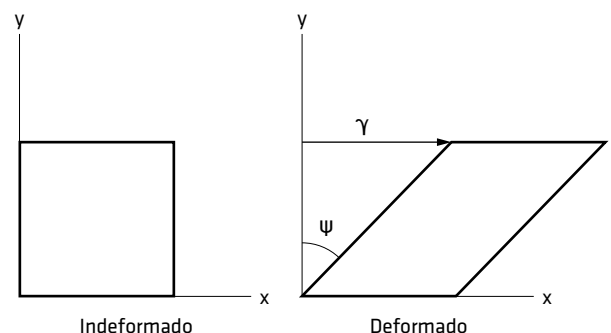
O ângulo  $\psi$  é também chamado de *cisalhamento angular*, e  $\gamma$ , de *cisalhamento simples linear* ou, como é mais comum, apenas *cisalhamento simples*, sendo a relação entre ambos, para uma largura unitária da zona de cisalhamento, dada por:

$$\gamma = \text{tg}\Psi \quad (9.1)$$

Cumpra aqui lembrar que o cisalhamento simples  $\gamma$ , por convenção, é negativo no sentido horário.

Quando um corpo é deformado por esse processo, há uma mudança na configuração relativa das partículas componentes do corpo. Para descrever essas mudanças, imagine-se um corpo indeformado com um quadrado e um círculo inscritos (Fig. 9.2).

No estado deformado, considerando-se uma deformação homogênea, o quadrado transforma-se em um paralelogramo, e o círculo, em uma elipse. A deformação é definida pela comparação da forma e do tamanho da elipse (ou elipsoide) com a forma e o tamanho do círculo (ou esfera) inicial.



**Fig. 9.1** Deformação de um quadrado por cisalhamento simples. O ângulo  $\psi$  representa o cisalhamento angular, e  $\gamma$ , o cisalhamento simples linear



# MODELOS DE TRANSTRAÇÃO E TRANSPRESSÃO

*Transpressão* representa um modelo de deformação em zonas transcorrentes caracterizado por um processo de cisalhamento simples seguido de encurtamento perpendicular ao plano de cisalhamento e de um correspondente alongamento na vertical, ao longo do mesmo plano, responsável pela formação de um relevo positivo. *Transtração*, por sua vez, envolve um alargamento da zona de cisalhamento e um equivalente encurtamento na vertical, ao longo do plano, responsável pela formação de bacias sedimentares.

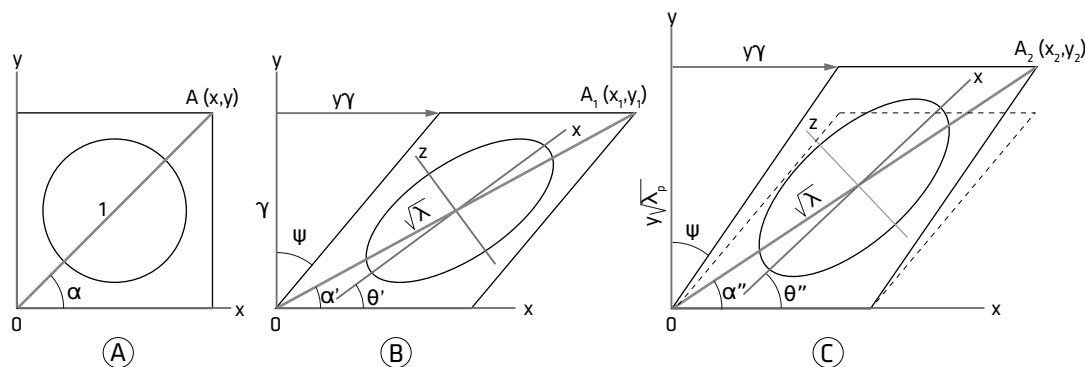
Em termos matemáticos, transpressão e transtração podem ser apropriadamente descritas como uma deformação por cisalhamento simples seguida por uma deformação por cisalhamento puro.

## 10.1 Elementos geométricos

Considere-se a Fig. 10.1, na qual o ponto  $A(x,y)$  se desloca para  $A_1(x_1,y_1)$  por meio de uma deformação por cisalhamento simples linear  $\gamma$  em uma zona transcorrente vertical. Os eixos  $X$  e  $Z$  do elipsoide de deformação são horizontais e  $Y$  é vertical, com o eixo das abscissas paralelo e o eixo das ordenadas perpendicular à zona.

A seguir, o ponto  $A_1(x_1,y_1)$  é deslocado para uma nova posição  $A_2(x_2,y_2)$  por meio de uma deformação por cisalhamento puro ( $\sqrt{\lambda_p}$ ), em que o eixo  $Z$  do elipsoide é vertical e os eixos  $X$  e  $Y$  são horizontais, sendo o primeiro perpendicular, e o segundo, paralelo à zona de cisalhamento.

No estado inicial, a linha  $OA$  perfaz um ângulo  $\alpha$  com o eixo das abscissas, e no estado final de deformação (linha  $OA_2$ ), um ângulo  $\alpha''$  com o mesmo eixo. O cisalhamento puro



**Fig. 10.1** Modelo de deformação transtrativa: cisalhamento simples seguido de cisalhamento puro; (A) estado indeformado; (B) deformação por cisalhamento simples; (C) combinação de deformação por cisalhamento simples e cisalhamento puro superpostos sequencialmente

# SUPERPOSIÇÃO SEQUENCIAL DE DEFORMAÇÕES EM DUAS DIMENSÕES

**N**este capítulo se apresenta a teoria da superposição de deformações do ponto de vista matemático, de maneira simplificada, iniciando-se com modelos básicos como cisalhamento puro, cisalhamento simples, rotação e mudança de área. Em seguida, aborda-se a superposição sequencial desses modelos. A forma mais adequada para o tratamento dessa questão é por meio do cálculo matricial, envolvendo matrizes quadradas de dois por dois, por se tratar, nessa primeira instância, do estudo da deformação bidimensional ou plana.

Cada modelo de deformação é representado por uma matriz, e no caso de deformações superpostas deve-se proceder à multiplicação das matrizes dos diferentes modelos ou fases de deformação, obtendo-se uma matriz que representa a deformação finita total sofrida pela rocha.

Com base nessa matriz são obtidos diversos parâmetros úteis nos estudos geológicos, como a equação da elipse de deformação, mudanças no comprimento de linhas, orientação dos eixos principais de deformação, magnitude das deformações principais, razão de deformação, valores do cisalhamento simples linear ou angular, alongamento ou encurtamento máximo ou então alongamento ou encurtamento ao longo de uma direção qualquer.

Os parâmetros acima podem ser utilizados para a previsão do estado finito de deformação a partir de um estado inicial ou, ao contrário, para reconstituir o estado inicial a partir do estado finito de deformação, podendo esses cálculos ser aplicados a seções geológicas, mapas, fotografias de afloramentos etc. Além disso, é possível estimar a quantidade de deslocamento em zonas de cisalhamento dúcteis, de encurtamento ou estiramento crustal em seções geológicas, de ganho ou perda de volume ou de área em zonas transtrativas e transpressivas, entre outros, levando a um aprofundamento dos conhecimentos geológicos.

## 11.1 Tipos básicos de deslocamento

A mudança de posição de um ponto em um corpo é conhecida como *deslocamento*, e qualquer mudança na forma do corpo em consequência desse deslocamento é conhecida como *deformação*. O deslocamento de um ponto em um plano é definido como o vetor que une o ponto inicial  $(x_0, y_0)$  à sua posição final  $(x_1, y_1)$ . Nesta seção serão abordados os cinco tipos básicos de deslocamento de pontos de um corpo deformado, representados na Fig. 11.1.

### 11.1.1 Rotação

O efeito nesse modelo é a rotação de um ponto qualquer do corpo em torno de um ponto origem  $(0,0)$ , sem deformação interna, por meio de um ângulo de rotação  $w$  (Fig. 11.2).

# SUPERPOSIÇÃO SEQUENCIAL DE DEFORMAÇÕES EM TRÊS DIMENSÕES

**N**este capítulo é apresentada a teoria da superposição tridimensional de deformações, iniciando-se com o exame de modelos básicos como cisalhamento puro, cisalhamento simples, rotação e mudança de volume para, em seguida, analisar a superposição sequencial desses modelos. A forma mais adequada para o tratamento dessa questão é por meio de cálculo matricial, e por ser uma análise tridimensional envolve operações matemáticas com matrizes quadradas de três por três.

Cada modelo de deformação é representado por uma matriz e, no caso de deformações superpostas, deve-se proceder à multiplicação das matrizes dos diferentes modelos envolvidos, obtendo-se uma matriz final, que representa a deformação finita total sofrida pela rocha. O número de matrizes que deverão ser multiplicadas diz respeito ao número de fases de deformação, sendo bastante variável.

Com base no estado tridimensional, pode-se também obter a deformação ao longo de cada um dos planos principais de deformação, como XY, XZ ou YZ, o que, em determinadas situações, pode revelar-se bastante útil.

## 12.1 Modelos básicos de deformação

A deformação tridimensional, a exemplo da deformação bidimensional vista anteriormente, pode ser tratada por transformações lineares, relacionando-se as coordenadas finais e iniciais de um mesmo ponto. As elongações quadráticas ao longo dos eixos X, Y e Z do elipsoide de deformação são referidas como  $\sqrt{\lambda_1}$ ,  $\sqrt{\lambda_2}$  e  $\sqrt{\lambda_3}$ , respectivamente, enquanto as componentes do cisalhamento simples linear ao longo desses mesmos eixos são referidas como  $\gamma_x$ ,  $\gamma_y$  e  $\gamma_z$ .

Serão abordados quatro modelos básicos de deformação, cujas matrizes serão apresentadas a seguir. Esses quatro modelos e suas combinações possivelmente respondem por quase todos os processos deformativos normalmente operantes na natureza.

## 12.2 Rotação

O efeito nesse modelo é a rotação, sem deformação interna, de um ponto qualquer do corpo em torno de uma origem (0,0,0), por meio de um ângulo de rotação  $w$ . A forma mais simples de rotação é considerar dois sistemas de coordenadas (XYZ e X'Y'Z') e fazer coincidirem os três eixos numa origem comum. A seguir, rotaciona-se um dos sistemas, geralmente o (X'Y'Z'), de um ângulo  $w$ , como mostrado na Fig. 12.1.

A transformação das coordenadas de pontos fixos no espaço entre dois sistemas de coordenadas, rotacionados um em relação ao outro em torno de uma origem comum, é descrita

# TENSÕES E DEFORMAÇÕES NO CAMPO ELÁSTICO

A descrição dos campos de tensão e das deformações associadas, equações gerais de tensão e de deformação, deformação devido à carga litostática, efeitos da pressão confinante, tensão diferencial, energia da deformação elástica, casos especiais e materiais isotrópicos e ortotrópicos são assuntos a serem tratados neste capítulo.

Como é de conhecimento geral, as estruturas geológicas presentes em uma determinada região ou dentro de um dado volume de rocha representam a expressão das tensões e das deformações a que foram submetidas em um determinado momento. Há uma vasta variedade de estruturas, cujas formas podem ser descritas pelas variações geométricas que acompanham o processo de deformação.

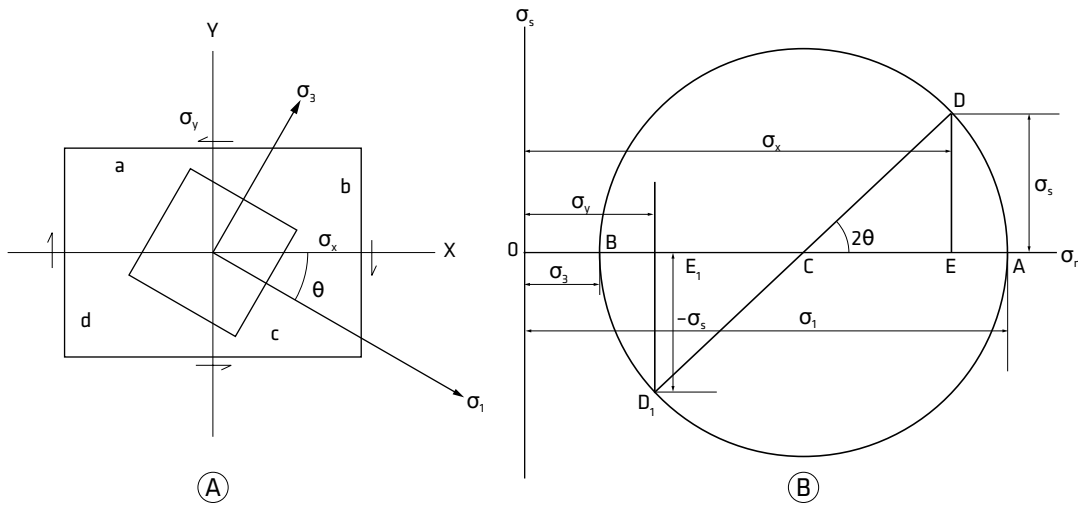
Dessa forma, é possível afirmar que as estruturas representam a expressão direta das deformações, e a definição da geometria dessas estruturas é um dos primeiros alvos do geólogo estruturalista. A definição dessa geometria baseia-se normalmente em informações qualitativas, como, por exemplo, indicadores cinemáticos, perfis e elementos geométricos de dobras, tipos e graus de desenvolvimento de foliações e lineações, densidade do fraturamento, distribuição de polos de estruturas planares, movimentos aparentes de falhas, entre outros. Na maioria dos casos, os trabalhos não avançam além do conhecimento da geometria.

Embora a curiosidade instigue explicações mecânicas sobre as estruturas, raramente esse tipo de interpretação é feito. A razão é que faltam informações acerca das forças atuantes e de suas concentrações no momento da deformação. São informações difíceis de serem obtidas. Em primeiro lugar porque as estruturas formadas são manifestações de deformações que se desenvolveram progressivamente em períodos normalmente longos de tempo, e as tensões provavelmente mudaram durante essa história deformacional.

Em segundo lugar, ao contrário da deformação finita, as tensões não podem ser medidas diretamente, tendo que ser inferidas com base nas deformações que elas próprias produziram. Entretanto, a dedução das tensões com base nas deformações registradas nas rochas não é uma tarefa trivial, uma vez que requer o conhecimento das propriedades mecânicas das rochas no momento da deformação.

A compreensão das propriedades mecânicas das rochas passa pela necessidade de compreender as relações entre tensões e deformações em um corpo. Submetido a um campo de tensões, um corpo muda de forma com um encurtamento na direção da maior tensão aplicada e um alongamento na direção de menor tensão.

Mudanças na direção intermediária podem ser positivas (alongamentos), negativas (encurtamentos) e nulas. Em materiais elásticos, essas deformações, tanto de alongamento



**Fig. 13.3** Tensões atuantes em um paralelepípedo retangular (A) e círculo das tensões (B)

### 13.5 Tração ou compressão axial e o coeficiente de Poisson

Inúmeros experimentos mostram que o alongamento axial de uma barra é sempre acompanhado de sua contração lateral, de forma a preservar o volume do material ensaiado, em um efeito semelhante ao de se estirar uma borracha. Dessa forma, a razão contração lateral/alongamento axial é constante dentro dos limites elásticos do material. Essa constante é conhecida como *coeficiente de Poisson* e é representada pela letra grega  $\nu$ .

$$\nu = \frac{-e_y}{e_x} \tag{13.22}$$

Nunca é demais ressaltar que o coeficiente de Poisson mede a deformação transversal em relação à direção longitudinal de aplicação da carga em um material homogêneo e isotrópico. O coeficiente estabelecido não é entre tensão e deformação, como no caso do módulo de elasticidade, mas sim entre deformações ortogonais de um mesmo material.

O sinal negativo na equação do coeficiente de Poisson é adotado porque as deformações transversais e longitudinais possuem sinais contrários. Materiais convencionais contraem-se transversalmente quando tracionados longitudinalmente e se expandem transversalmente quando comprimidos longitudinalmente.

Dessa forma, na equação anterior, o sinal negativo indica que houve encurtamento do material na direção Y e alongamento na direção X. Em um material isotrópico, o encurtamento será o mesmo em qualquer direção perpendicular à direção de alongação ou ao eixo da barra. Colocando-se a barra em um sistema de coordenadas XYZ, com seu comprimento paralelo ao eixo X, a alongação segundo o eixo Y será balanceada pelas alongações nas direções Y e Z. Ou seja:

$$e_x = -(e_y + e_z) \tag{13.23}$$

Nesse momento convém lembrar que encurtamentos representam alongações negativas, e alongamentos, alongações positivas. Se a barra fosse comprimida ou encurtada, esta iria se expandir nas direções dos eixos Y e Z e o sinal na Eq. 13.23 passaria a ser positivo.