

capítulo I

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

das tensões trata dos esforços atuantes que levam à deformação das rochas. O estudo de tensão-deformação ocupa-se das relações entre os esforços e a consequente deformação das rochas, tratando-se de um campo de conhecimento ainda pouco explorado em Geologia.

É possível analisar, ainda, a história deformacional pela análise de deformações incrementais infinitesimais. Nesse caso, somente uma porção da história deformacional é considerada e avaliada por meio de uma sequência de pequenos incrementos de deformação.

A análise da deformação é tradicionalmente aplicada à deformação dúctil (*ductile strain*), ou seja, a um tipo de deformação em que estruturas originalmente contínuas, como estratificações, *sills*, diques e veios, permanecem contínuas após a deformação, a não ser em casos extremos de deformação.

Na deformação dúctil, as rochas fluem (sem se fraturar) sob a ação de esforços. A deformação rúptil, por sua vez, caracteriza-se pelo rompimento ou fraturamento das rochas e, portanto, os corpos perdem sua continuidade. Os geólogos atuais não restringem a análise da deformação ao campo dúctil, incluindo, em seus estudos, a deformação rúptil (*brittle strain*), com crescente importância.

A deformação dúctil está presente nos primeiros 10 km de profundidade da crosta terrestre, condicionando a geomorfologia, a recarga e o fluxo de água de aquíferos, o fraturamento dos maciços rochosos, a estabilidade de taludes e de obras de engenharia, entre outros.

1.1 Conceituação de tensão (estresse)

Forças que atuam em um corpo rochoso produzem tensões, e a quantidade de deformação causada por essas tensões é medida por mudanças nas dimensões do corpo e no volume, ou nos dois. Forças sempre existem em pares de igual intensidade e direções opostas, e a resultante do sistema de forças é encontrada por meio de equações de equilíbrio. Um corpo sob a ação de forças aplicadas estará em equilíbrio quando a soma vetorial de todas as forças que atuam sobre o corpo for igual a zero.

Definida de forma simples, tensão exprime a intensidade de uma força. Em termos matemáticos, tensão (σ) é expressa como o valor da força (F) aplicada dividida pela área em que ela está distribuída ou, em outras palavras, é a força que tende a deformar um corpo em uma dada direção dividida pela área em que é aplicada:

$$\sigma = \frac{F}{A} \quad (1.1)$$

Dependendo da intensidade, as tensões atuantes podem mudar a forma e até o volume de um corpo rochoso. Se esse corpo retoma sua forma primitiva após a retirada do esforço, é classificado como *elástico*, e a deformação é classificada como *elástica*. Em caso contrário, o corpo é dito *inelástico*, e a deformação, *plástica*.

Na prática, a tensão é calculada com base nas dimensões das seções longitudinal e transversal do corpo considerado. Para saber as magnitudes das forças ou das tensões que atuam em certo plano dentro de um corpo, devem-se determinar as componentes paralelas e perpendiculares ao referido plano. Assim, *força normal* (F_n) e *tensão normal* (σ_n) representam, respectivamente, componentes da força e da tensão aplicadas ao corpo e atuam *perpendicularmente* ao plano de interesse; *força cisalhante* (F_s) e *tensão cisalhante* (σ_s) representam, respectivamente, componentes da força e da tensão aplicadas ao corpo e atuam *paralelamente* à superfície em estudo (Fig. 1.1).

Em Geologia, trabalha-se com tensões em vez de forças, e as superfícies de interesse são estruturas como falhas, fraturas, xistosidades, entre outras.

A tensão tem as dimensões da força por unidade de área. No Sistema Internacional (SI) uma força de 1 newton atuando em 1 m² é igual a 1 pascal (1 N/m² = 1 Pa).

A mecânica das rochas costuma trabalhar com quantidades físicas de magnitudes extremas. Por exemplo, a viscosidade do manto superior é 10³⁰ pascal/segundo (Pa/s), e seu módulo de elasticidade é 10¹⁰ Pa. Um pascal é um valor bastante pequeno. Em Geologia ou Geotecnia, é frequente o uso do quilopascal (1 kPa = 10³ Pa) ou megapascal (1 MPa = 10⁶ Pa). Um megapascal é equivalente a 1 N/mm², sendo este um múltiplo particularmente útil nas Geociências.

Em estudos geofísicos das partes mais profundas da crosta, gigapascal é uma grandeza apropriada (1 GPa = 10⁹ Pa). No passado, grande parte da literatura geológica expressava a tensão em bars e quilobars. Os fatores de conversão desses para pascal são os seguintes:

$$1 \text{ bar} = 10^5 \text{ Pa} = 0,1 \text{ MPa}; 1 \text{ kbar} = 100 \text{ MPa}; 1 \text{ MPa} = 100 \text{ t/m}^2; 1 \text{ MPa} = 10 \text{ kg/cm}^2;$$

$$1 \text{ Pa} = 1 \text{ N/m}^2$$

1.1.1 Elipsoide de tensões

Se a magnitude das tensões for igual em todas as direções, a representação do campo de tensão poderá ser feita por uma esfera, qualquer que seja a orientação da área em que a tensão atua. Se a tensão não for igual em magnitude e orientação, sua representação será feita por um elipsoide, conhecido como *elipsoide de tensões*, que possui três eixos principais, ortogonais entre si, denominados *eixo de tensão principal máxima* (σ_1), *eixo de tensão principal intermediária* (σ_2) e *eixo de tensão principal mínima* (σ_3), de modo que: $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ (Fig. 1.2).

Qualquer plano paralelo a dois dos três eixos principais é um plano principal e será solicitado apenas por uma tensão perpendicular, representada pela tensão do terceiro eixo. As seções do elipsoide nesses planos mutuamente perpendiculares desenham uma elipse conhecida como *elipse de tensão*. Os comprimentos dos eixos, no elipsoide e na elipse, são proporcionais às magnitudes das tensões.

Em qualquer outro plano arbitrário, as solicitações incluirão uma tensão normal, cuja magnitude é intermediária entre as tensões máxima e mínima atuantes naquele plano, e uma tensão cisalhante ou paralela ao plano arbitrário, como mostra a Fig. 1.2D. O plano de maior interesse em Geologia é aquele que contém os eixos σ_1 e σ_3 , que definem o plano principal ($\sigma_1 \sigma_3$). Esse plano representa o palco de atuação da *tensão diferencial máxima* ($\sigma_1 - \sigma_3$), em que atuam as tensões máxima (σ_1) e mínima (σ_3).

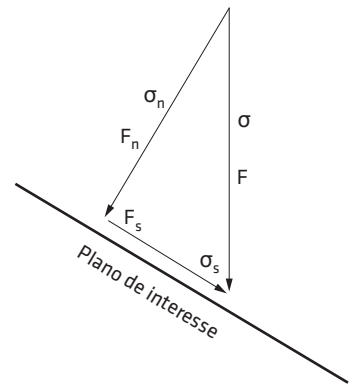


Fig. 1.1 Decomposição da força F e da tensão σ em suas componentes normal (F_n e σ_n) e paralela (F_s e σ_s) ao plano inclinado

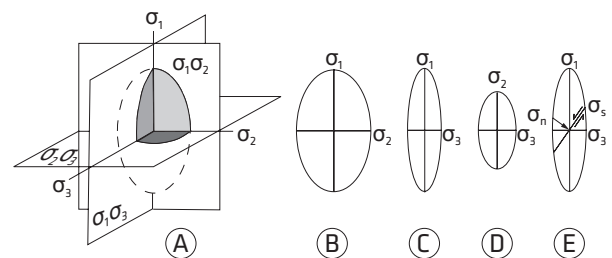


Fig. 1.2 Elipsoide de tensão (A) e respectivos planos de tensão (B), (C) e (D). σ_1 , σ_2 e σ_3 são os eixos principais de tensão. Em (E) está representado um plano qualquer inclinado em relação a σ_3 , no plano ($\sigma_1\sigma_3$) do elipsoide

As intensidades das tensões atuantes em qualquer plano de interesse serão funções não só dos valores das tensões principais, mas da disposição espacial do plano em relação aos eixos de tensão. A análise matemática das tensões e dos planos de ruptura será tratada em detalhes na parte I.

1.2 Convenções para sinais de tensões

As convenções para os sinais das tensões normais ou que atuam perpendicularmente aos planos seguem a usualmente empregada na Engenharia Mecânica: tensões normais trativas terão sinal positivo, e tensões normais compressivas, sinal negativo. Em manuais de Geologia é empregada uma notação contrária, em que tensões normais trativas têm sinal negativo, e tensões normais compressivas, sinal positivo. Empregaremos as convenções de Ramsay e Huber (1983) e Ramsay e Lisle (1987), entre outros.

Segundo os referidos autores, a notação de Engenharia é mais adequada para associar as tensões trativas positivas com elongações positivas nos processos de deformação e compressões negativas com elongações contracionais negativas. Para as tensões cisalhantes, considera-se o sinal positivo para movimentação lateral esquerda e o negativo para movimentação lateral direita.

1.3 O elipsoide de deformação

Uma maneira de visualizar o processo deformativo é imaginar uma esfera no interior do corpo de prova ou rocha e acompanhar sua mudança de forma durante o processo. Suponha uma esfera constituída de material homogêneo e elástico sendo deformada homogeneamente aquém do limite de elasticidade.

A esfera pode continuar como tal, apenas se expandindo por dilatação, ou, como é mais natural, deformar-se em um elipsoide, que poderá ter dois de seus três eixos ortogonais iguais e o terceiro maior ou menor que os anteriores. Cada um dos diâmetros ortogonais da esfera poderá assumir dimensões desiguais entre si, originando-se um elipsoide triaxial. Assim, o sólido mais geral proveniente da deformação de uma esfera é um elipsoide designado *elipsoide de deformação (strain elipsoid)*, com três eixos principais: *máximo X*, *intermediário Y* e *mínimo Z*.

As medidas de deformação nesses eixos são referidas simplesmente como elongações $(1 + e_1)$, $(1 + e_2)$ e $(1 + e_3)$ ou então como elongações quadráticas $\sqrt{\lambda_1}$, $\sqrt{\lambda_2}$ e $\sqrt{\lambda_3}$, e medem as deformações ao longo dos eixos principais de deformação. Assim, $(1 + e_1)$ ou $\sqrt{\lambda_1}$ é uma medida de deformação ao longo do eixo X representando alongamento máximo; $(1 + e_2)$ ou $\sqrt{\lambda_2}$ é uma medida de deformação ao longo do eixo Y representando geralmente uma direção de não deformação (deformação plana); e $(1 + e_3)$ ou $\sqrt{\lambda_3}$ é uma medida de deformação ao longo do eixo Z representando uma direção de encurtamento.

Muitos materiais geológicos apresentam deformações que se processam segundo uma *deformação plana (plane strain)*, em que todos os movimentos ocorrem ao longo de planos paralelos e o eixo intermediário do elipsoide de deformação permanece invariável ou com um valor unitário. O estudo da deformação pode ser simplificado para o plano que contém os eixos máximo $\sqrt{\lambda_1}$ e mínimo $\sqrt{\lambda_3}$ de deformação. A seção do elipsoide segundo esse plano é conhecida como plano $\sqrt{\lambda_1}\sqrt{\lambda_3}$.

1.4 Tipos de deformação

1.4.1 Deformação homogênea e deformação heterogênea

Quando a deformação é aplicada em todas as partes por um corpo, com a mesma magnitude e direção, é designada *deformação homogênea*. Um corpo com dada orientação, geometricamente regular, deforma-se mantendo a orientação e as relações geométricas regulares e similares. Assim, as linhas retas permanecem retas, e as paralelas mantêm-se paralelas; um quadrado se transforma em retângulo ou losango; um círculo, em elipse; uma esfera, em elipsoide; e assim por diante.

Se a deformação não for igual em todos os pontos, é dita *heterogênea*, e suas linhas retas tornam-se curvas e suas linhas paralelas perdem seu paralelismo.

1.4.2 Cisalhamento puro e cisalhamento simples

Quando um corpo se deforma de modo homogêneo, de maneira que os eixos principais de deformação não mudam sua posição, mas apenas o comprimento, a deformação é descrita como *irrotacional* e o processo é conhecido como *cisalhamento puro* (*pure shear*). O cisalhamento puro, quando analisado no plano principal de deformação (plano XZ), constitui-se de uma extensão uniforme em uma direção e de uma contração uniforme e proporcional numa direção ortogonal à primeira (deformação planar), para que o volume do material seja conservado.

No *cisalhamento simples* (*simple shear*), todos os pontos se deslocam paralelamente em uma direção fixa – por exemplo, o eixo X do sistema de coordenadas cartesianas –, de modo que a ordenada de qualquer ponto *antes* da deformação se encontra deslocada de um determinado ângulo *após* a deformação, conhecido como *cisalhamento angular*. A deformação, nesse caso, é dita *rotacional*, e o processo, cisalhamento simples.

Nesse modelo, os deslocamentos dos pontos em relação ao eixo das abscissas são proporcionais às distâncias medidas ao longo do eixo das ordenadas. Ao contrário do modelo de cisalhamento puro, os eixos máximo e mínimo do elipsoide de deformação rotacionam no espaço tanto mais quanto maior for a deformação cisalhante, sendo essa propriedade utilizada na quantificação da deformação sofrida pelo corpo.

O cisalhamento simples, em termos matemáticos, corresponde ao cisalhamento puro mais uma rotação dos eixos de deformação. Por causa da rotação dos eixos de deformação é que o cisalhamento simples é designado deformação rotacional (*rotational strain*).

A análise matemática da deformação, inclusive com deformações superpostas, será tratada em detalhe na parte II.

1.4.3 Comportamentos frágil e plástico

Quando as tensões aplicadas a um corpo superam o limite de elasticidade do material ocorre a sua ruptura e a perda da coesão pelo desenvolvimento de um plano de fratura, em que a continuidade do material é perdida. É a chamada *deformação frágil* ou *rúptil*, que governa, principalmente, a formação de juntas e de falhas.

O comportamento plástico produz *deformação permanente* ou *plástica*, com mudanças graduais e sutis ao longo da rocha, sem descontinuidades evidentes. A rocha acumula deformação permanente ou flui sem fraturamentos macroscópicos até quando o limite de resistência é excedido (Fig. 1.3).

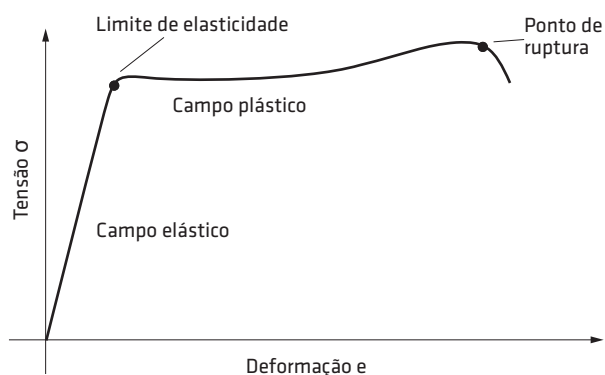


Fig. 1.3 Diagrama genérico de tensão-deformação e os campos de deformação

Muitos materiais rochosos mostram evidências de deformação frágil e plástica, e essa condição depende de diversos fatores, como o valor da tensão diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$); a pressão hidrostática ou litostática; a temperatura; a taxa ou velocidade de deformação; a pressão de fluidos, entre outros.

Há a possibilidade de superposição da deformação rúptil sobre a deformação plástica, bastante comum na reativação de falhas profundas alçadas posteriormente a níveis estruturais superiores.

1.5 Resistência dos materiais

A *resistência (strength)* dos materiais é o valor da tensão necessária para o rompimento de um corpo. As *resistências compressivas* e *tracionais* têm valores diferentes quando os corpos são submetidos a *ensaios de compressão* ou *de tração*. Observa-se que, em esforços compressivos, as tensões necessárias para a ruptura dos corpos são maiores (de duas a 30 vezes) do que para ensaios de tração. Isto é, são necessárias tensões duas a 30 vezes maiores do que sob tração para romper corpos sob compressão.

1.6 Tensão e deformação

Os fundamentos dos estudos de tensão-deformação advêm das investigações experimentais sobre as deformações elásticas, isto é, aquelas em que os corpos submetidos a tensões se deformam, mas que, uma vez cessada a tensão, recuperam sua forma e seu volume originais.

Tratando-se de materiais dúcteis ou plásticos, se a tensão for aplicada de modo contínuo e crescente, chega-se a um limite além do qual o corpo de prova se deforma definitivamente, não mais retornando à sua forma original ao se suprimir a tensão.

Tensão e deformação são fenômenos consequentes, isto é, quando a tensão se transmite pelo corpo se sucede, ao mesmo tempo, a propagação da deformação pelo corpo.

1.6.1 Diagrama de tensão-deformação

Curvas de tensão-deformação representam a base teórica para os estudos das relações entre as tensões aplicadas aos materiais e as correspondentes deformações. Exemplos dessas curvas podem ser encontrados em muitos textos que tratam da mecânica dos materiais: Timoshenko e Gere (1982); Farmer (1983); Timoshenko (1985); Jaeger e Cook (1969); Jaeger, Cook e Zimmerman (1979); Hibbler (2008); e Riley, Sturges e Morris (2003), entre outros.

Colocando-se, em um gráfico cartesiano, os valores das cargas a que são submetidos os materiais em ensaios de laboratório contra a deformação, obtém-se o chamado diagrama tensão-deformação (Fig. 1.3). Os padrões dessas curvas, traçadas para uma variedade muito grande de rochas e/ou minerais, aproximam-se das curvas dos ensaios de metais, e o vocabulário usado para descrever os fenômenos foi emprestado de ensaios metalúrgicos.

O início da curva no diagrama geralmente é uma reta inclinada, mostrando uma relação linear entre a tensão e a deformação (Fig. 1.3). Esse primeiro estágio tipifica a região

de deformação elástica, pois, quando eliminadas as forças solicitantes, o corpo recupera a forma e o volume iniciais. A reta termina em um ponto denominado *limite de elasticidade*.

Desse ponto, a deformação aumenta rapidamente com o esforço, o material adquire uma deformação permanente, adentra o campo plástico e tem um comportamento dúctil. O material continua a se deformar até um máximo, denominado *ponto de ruptura*.

As rochas sob tensão se rompem dentro do domínio elástico, em um ponto denominado *ruptura frágil (brittle failure)*, e a tensão correspondente é chamada de *resistência frágil (brittle strength)*. Se a rocha não se romper, atinge-se um ponto na curva, o *limite de elasticidade*, a partir do qual a declividade da curva decresce progressivamente, delineando um patamar em que a rocha se deforma permanentemente.

Nesse caso, ao se removerem as forças solicitantes, o corpo não mais recupera sua forma inicial, permanecendo deformado. O patamar é, portanto, o domínio da deformação plástica. O limite de elasticidade pode estar bem-definido, marcado por uma brusca mudança de inclinação da curva tensão-deformação, porém, na prática, a transição entre esses dois campos é feita de maneira suave, sendo mais difícil ser marcado com precisão.

Os estudos das tensões aplicadas e das consequentes deformações dos corpos são feitos com base no diagrama tensão-deformação. No campo elástico, tensão e deformação têm uma relação linear ou uma constante de proporcionalidade que permite conhecer o estado de deformação de um corpo quando conhecida a tensão aplicada, ou conhecer a tensão aplicada quando conhecida a deformação.

A equação da linha reta que descreve a proporcionalidade entre a tensão aplicada (σ) e a deformação (e) do corpo no campo elástico (Fig. 1.3) é conhecida como *lei de Hooke*, ou seja, $\sigma = Ee$.

A constante de proporcionalidade (E) é própria de cada material, sendo denominada *módulo de Young* ou *módulo de elasticidade*, e descreve a magnitude da tensão requerida para alcançar certa quantidade de deformação elástica de uma amostra ou de uma rocha.

Um segundo módulo elástico, conhecido como *coeficiente de Poisson*, descreve a razão da deformação lateral em relação à deformação longitudinal. Quando ocorre a deformação por cisalhamento (*shear strain*), o *módulo de rigidez* ou *módulo de cisalhamento (shear modulus)* intervém nessa relação de proporcionalidade. Se a deformação for reversível, é denominada *deformação elástica*. Caso contrário, a deformação será *permanente* ou *não elástica*, ou ainda *plástica*. Na dilatação, a constante de proporcionalidade é designada *módulo de dilatação volumétrica*.

A análise das tensões e das deformações no campo elástico e os diversos módulos de elasticidade serão tratados mais detalhadamente na parte III.

1.7 Pressões hidrostática, litostática e confinante

Um corpo imerso em um fluido é submetido a uma pressão exercida igualmente em todos os seus pontos, designada de *pressão hidrostática*, que corresponde ao estado de tensão de um fluido.

Uma partícula de rocha situada a grandes profundidades na crosta, em virtude da carga das rochas que a cerca, experimenta uma pressão semelhante à hidrostática, embora não idêntica, porque a densidade das rochas é superior à dos líquidos e existem rochas ou litologias de densidades diferentes até a profundidade considerada. Essa pressão é denominada *litostática* ou *de carga* ou *geostática*. Em profundidade, na crosta ou em ensaios de laboratório,

por ser exercida em todos os sentidos, com valores idênticos, é designada *pressão confinante*.

Em sistemas com tensões desiguais σ_1 , σ_2 e σ_3 é conveniente subdividir o *esforço total* em *médio* e *deviatórico*. O esforço médio descreve um estado de tensão isotrópico e representa um componente da pressão hidrostática ou da litostática. É responsável pela mudança de volume para mais ou para menos, mas não pela forma de um corpo rochoso. O esforço deviatórico é um componente anisotrópico do esforço total e é obtido pela diferença entre o esforço médio e o esforço total. É responsável pela distorção ou mudança de forma de um corpo e, em geral, é menor que o esforço médio.

1.8 Fatores influenciadores no processo de deformação dos materiais rochosos

1.8.1 Influência das pressões confinante e litostática

As rochas localizadas em profundidade na crosta sofrem a ação da carga da coluna de rochas sobrejacente. Essa carga é conhecida como *pressão litostática* ou *pressão confinante*. Ela está relacionada à espessura e à densidade média do material sobrejacente. A pressão confinante causa mudanças de volume no campo elástico, dependendo da compressibilidade do material, mas, talvez, sua consequência mais importante é o aumento da resistência à deformação do material. Assim, com o aumento da pressão confinante, o ponto de ruptura e o limite de elasticidade são alçados, conferindo ao material maior resistência mecânica à deformação.

A influência da pressão confinante nas rochas foi investigada e demonstrada por numerosos experimentos, nos quais se observou que: a) induz o aumento do limite de ruptura das rochas; b) aumenta a resistência à ruptura; c) facilita o escoamento plástico antes do colapso; d) favorece a cicatrização de superfícies de fraturas e de microfissuras dos cristais pela íntima justaposição de suas paredes opostas.

Dados de ensaios comparados com estruturas naturais inferem que o limite de ruptura da rocha aumenta com a profundidade na crosta e com a pressão litostática, tornando-a mais plástica – mas, por outras razões (por exemplo, tectonometamórficas), esse limite pode novamente diminuir e voltar a ter sua antiga resistência.

Conforme a pressão aumenta, ocorre um decréscimo no volume das rochas e um acréscimo em suas respectivas densidades; um decréscimo na pressão litostática induz a um incremento no volume e a uma diminuição na densidade das rochas.

Os materiais se mostram frágeis sob valores normais ou baixos de temperatura e pressão confinante. Se as condições de pressão e temperatura aumentam progressivamente, eles se tornam mais dúcteis e capazes de manter mais e mais a deformação permanente.

A cicatrização ou restauração constante de superfícies de descontinuidades, sem perda de coesão ou liberação da energia deformativa, desempenha papel proeminente na deformação contínua sob severas condições de pressão e temperatura na maioria das rochas.

1.8.2 Influência da temperatura

A influência da temperatura na resistência dos materiais está bem-estabelecida por inúmeros experimentos desenvolvidos por diversos autores. Os resultados obtidos não são surpreendentes, porque concordam com as expectativas que se têm do comporta-

mento dos materiais. Assim, conforme a temperatura aumenta, mantendo-se os outros parâmetros constantes, a resistência da rocha diminui.

Rochas que têm comportamento frágil ou rúptil em baixas temperaturas comportam-se como plásticas em temperaturas elevadas. No ponto de fusão, passam a ter comportamento de líquido. O primeiro a utilizar a taxa de deformação nas rochas foi Heard (1963), que conduziu experimentos em temperaturas entre 15 °C e 500 °C e, em alguns casos, até de 800 °C em espécimes do calcário Yule.

As tensões plotadas contra as deformações indicaram que as amostras primeiro se deformaram elasticamente e, depois, passaram pelo limite de elasticidade, chegando a um campo no qual a deformação não é mais proporcional à tensão. Autores como Heard e Raleigh (1972), Price (1966, 1975) e Fife, Price e Thompson (1978) desenvolveram experimentos nesse sentido.

Pode-se afirmar que o principal efeito do aumento de temperatura nas rochas e agregados cristalinos é o alargamento do campo de deformação plástica e a elevação do ponto de ruptura. Isto é, quanto maior for a temperatura, maior será a capacidade de o material se deformar antes do ponto de ruptura. Embora isso seja válido para rochas como calcário e anidrita, outras, como os dolomitos, são pouco influenciadas pela temperatura no processo de deformação.

Em quase todos os agregados policristalinos, os efeitos da temperatura, sob pressão confinante elevada e constante, são os seguintes: a) inibição do fraturamento; b) redução do limite de escoamento (ou de cedência); e c) aumento da plasticidade. Essas observações são consistentes com as observações de rochas metamórficas deformadas a elevadas temperaturas e pressões, que se mostram muito mais deformadas plasticamente do que rochas equivalentes próximas à superfície.

As relações de pressão e temperatura dependem, igualmente, dos tipos de tensões solicitantes. Assim, um mesmo incremento de temperatura pode ser suficiente para transformar o comportamento de uma rocha frágil em comportamento plástico, se o teste for compressivo, mas não terá o mesmo efeito se o ensaio for de tração, indicando que a temperatura exerce maior influência nos processos compressivos do que nos trativos.

Uma comparação de resistências de rochas sedimentares a testes compressivos e trativos pode ser vista em Johnson e DeGraff (1988), reproduzida de Hobbs (1964). Na tabela apresentada por aqueles autores pode ser observado que a resistência à compressão uniaxial das rochas varia de 2 a 5 vezes em relação à resistência à tração uniaxial.

Segundo Price e Cosgrove (1994), considerando o critério de ruptura de Griffith, a resistência à tração de rochas homogêneas e isotrópicas é cerca de 1/8 da resistência à compressão, podendo chegar a 1/30 no caso de filitos e outras rochas anisotrópicas.

Uma tabulação mais completa de resistência à tração das rochas foi preparada por Kulhawy (1975), enquanto uma relação entre resistência à tração e outras propriedades das rochas foi apresentada por D'Andrea, Fisher e Fogelson (1965).

Um aspecto importante da elevação de temperatura é que ela propicia o desaparecimento de rupturas ou imperfeições prévias através de sua cicatrização. Temperaturas muito elevadas destroem completamente antigas feições estruturais na rocha e em seus cristais, favorecendo o escoamento.

1.8.3 Influência da pressão de fluidos

A presença de fluidos nas rochas em processo de deformação é importante em dois aspectos. Primeiro, porque promove reações mineralógicas, particularmente em temperaturas elevadas que, por sua vez, afetam as propriedades mecânicas das rochas. Segundo, porque reduz os efeitos da pressão litostática ou confinante pelo efeito da pressão de poros, reduzindo a pressão litostática à pressão efetiva.

Para rochas saturadas, nas quais a pressão de fluidos pode ser bastante elevada comparada com a pressão confinante, os efeitos da pressão litostática podem ser anulados e a resistência da rocha à deformação pode ser reduzida a condições existentes próximo à superfície, como será visto mais adiante.

O fluido presente nas rochas é geralmente a água, que pode ter origem diversa, podendo ser congênita, subterrânea, metamórfica etc. Outros fluidos presentes incluem o petróleo e o gás, que se encontram sob pressões elevadas e podem alcançar 95% do valor da pressão litostática e até ultrapassá-la, como no caso de ambientes tectônicos compressionais.

Experimentos comprovaram que a água pode alterar as propriedades mecânicas não só das rochas, mas até de cristais individuais (Turner; Weiss, 1963). Isso ocorre com o quartzo, um dos minerais mais resistentes e menos dúcteis, mesmo sob severas condições de pressão e temperatura; porém, na presença da água, torna-se fraco e dúctil sob determinadas condições de pressão e temperatura (Griggs; Turner; Heard, 1960).

Rehbinder e Lichtman (1957) observaram que a água causa a diminuição da resistência de um cristal a um décimo do valor que possuía quando seco. Isso explica porque certos materiais normalmente resistentes, mesmo a altas temperaturas, podem fluir sob condições metamórficas na presença de fluidos aquosos.

Ensaio efetuados em calcários evidenciam que, quanto maior seu conteúdo em água, maior sua deformabilidade. Price (1960) e Colback e Wild (1965), em testes que incluíam efeitos químicos e mecânicos, concluíram que a resistência de rochas completamente saturadas equivalia a 45% de sua resistência quando secas.

1.8.4 Influência da anisotropia e heterogeneidades

As rochas, em geral, não são isotrópicas, isto é, suas propriedades não se mantêm uniformes em todas as direções, em função de heterogeneidades composicionais ou de estruturas. Feições estruturais – como superfícies de acamamento, foliação, clivagem, juntas etc. – introduzem nas rochas uma anisotropia.

Estudos demonstram que a resistência de rochas anisotrópicas depende da orientação das tensões aplicadas em relação às superfícies de descontinuidades que elas possuem, obtendo-se curvas de tensão de deformação distintas. Aspectos detalhados desse tema são abordados no Cap. 5.

1.8.5 Influência do tempo na deformação

Um dos problemas do estudo da mecânica das rochas é a dificuldade de incluir o fator tempo nos ensaios de laboratório. A evolução dos processos geológicos ocorre ao longo de milhões de anos – em contraste com a duração usualmente empregada de dias, semanas, meses ou até um ano ou mais, nos ensaios laboratoriais.

Na resistência dos materiais, a deformação permanente e dependente do tempo é denominada *fluência* (*creep*). As taxas que caracterizam a deformação natural ou geológica são muito mais lentas que as observadas nos experimentos de deformação de rochas, sendo, por isso, um desafio a transposição dos resultados experimentais para rochas deformadas naturalmente na crosta.

Em muitos casos, a temperatura é aumentada com o objetivo de acelerar os mecanismos de deformação plástica nos experimentos e, assim, aumentar a taxa de deformação. Isso significa aumentar o nível do esforço e, conseqüentemente, uma menor deformação plástica poderá se acumular, com a rocha se fraturando precocemente durante o experimento. É sabido que partes da litosfera apresentam comportamento viscoso por causa das baixas taxas de deformação. O aumento dessa taxa leva a um incremento na resistência à deformação, diferenciando o comportamento dos materiais em laboratório em relação aos processos naturais.

Os resultados dos ensaios laboratoriais são apresentados na forma de gráficos, projetando a deformação contra o tempo em condições de esforço constante (Fig. 1.4). Ao aplicar a carga no tempo t_0 , a rocha sofre uma deformação elástica, seguindo-se três estágios ou fases caracterizados pelas taxas de deformação em função do tempo.

No primeiro estágio, *fluência primária* (*primary creep*) ou *fluência retardada* (*delayed elastic creep*), a deformação se acelera, mas logo decresce com o tempo. Se nesse estágio for retirada a tensão compressiva (ponto t_1) ocorre uma recuperação instantânea, porém incompleta da rocha, seguindo-se uma recuperação retardada que se completa no tempo t_2 .

O segundo estágio é de *fluência secundária* (*secondary creep* ou *steady state creep*), em que a taxa de deformação d_e/d_t é aproximadamente constante e a rocha se deforma plasticamente. Ao se suprimir a tensão nesse estágio (tempo t_3), embora haja uma recuperação elástica e retardada, ainda restará uma deformação permanente no tempo t_4 . Finalmente, segue-se o estágio de *fluência terciária* ou *acelerada* (*tertiary creep* ou *accelerating creep*), quando a curva assume forte declividade antes de o material atingir a ruptura franca, no tempo t_5 .

Não se deve considerar o escoamento permanente como sobrevivendo, restritamente, no domínio da deformação plástica, conforme mostram os testes em metais sob condições de pressão e temperatura ambientais e em curto intervalo de tempo. Para que os dados sejam aplicáveis às estruturas geológicas, os testes devem ser feitos em rochas e ter duração da ordem de meses ou anos, com o objetivo de evidenciar a correta influência do *creep*.

1.9 Ensaios de tração e de compressão

São empregados para se conhecer o comportamento de um material no campo dúctil submetido a tensões e deformações grandes e permanentes, ou para se analisar o comportamento do material no campo rúptil. Procuram simular situações existentes em diferentes profundidades na crosta e em ambientes tectônicos compressivos ou trativos.

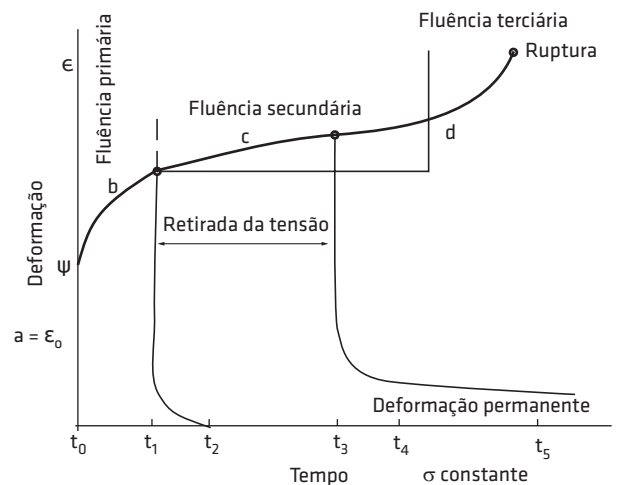


Fig. 1.4 Curva genérica de tempo-deformação para um ensaio de fluência em um material elastoplástico
Fonte: Ramsay (1967).

1.9.1 Ensaios de tração

Consistem na aplicação de uma força uniaxial crescente em um corpo de prova, de modo a alongá-lo até o momento de sua ruptura. Na maioria das vezes, os corpos de prova são cilíndricos, com seção circular, podendo ser retangulares em seção.

O corpo de prova, padronizado por normas técnicas, é fixado por suas extremidades nas garras de fixação da máquina de tração e então submetido a uma tração aplicada ao longo de sua direção axial de forma gradativa. Durante o carregamento são medidos, em diversos intervalos de tempo, o acréscimo de tensão axial aplicada e a correspondente deformação do corpo de prova, medida por meio de um extensômetro, elaborando-se assim um gráfico de tensão-deformação.

Esse ensaio permite avaliar o comportamento dos materiais sob tensões de tração, quais são os limites de esforços trativos que os materiais suportam e o momento em que se rompem, sendo muito útil no estudo da influência da pressão de fluidos na ruptura das rochas. O ensaio termina quando o material se rompe.

1.9.2 Ensaios de compressão

São conduzidos de maneira semelhante aos de tração, exceto que a força é compressiva e o corpo de prova se contrai ao longo da direção da tensão. Ensaios desse tipo são mais comuns, porque são fáceis de executar, e têm o objetivo de determinar a resistência à compressão das rochas.

Esse ensaio consiste em colocar o corpo de prova numa prensa, para que ele seja comprimido até se verificar a ruptura. O equipamento registra a força aplicada sobre o corpo de prova e a deformação correspondente, obtendo a resistência à compressão do material em um gráfico de tensão-deformação.

As máquinas usadas para realizar esses ensaios são denominadas *máquinas universais para ensaio de materiais*, pelo fato de se prestarem à realização de diversos tipos de ensaios, tais como os de compressão, tração, flexão, torção, dureza, entre outros.