

3

MODELOS CONSTITUTIVOS

3.1.

Introdução

As rochas apresentam fissuras naturais antes mesmo de qualquer carregamento ser aplicado. Isto influencia diretamente no seu comportamento tensão-deformação. Em aberturas subterrâneas, quando a tensão tangencial atinge valores superiores à metade da resistência compressiva não confinada, dá-se início ao fissuramento. Rochas não competentes, como os folhelhos, atingem esta condição em profundidades muito rasas (Goodman, 1989).

A propagação das fissuras durante o carregamento confere à rocha um comportamento não linear, que ao aproximar-se da ruptura apresenta expansão volumétrica. A deformabilidade das rochas é discutida em detalhes em vários livros de mecânica das rochas (Jaeger & Cook, 1976; Goodman, 1989; Hoek & Brown, 1980).

O modelo constitutivo do comportamento tensão-deformação é de fundamental importância na simulação de problemas geotécnicos, e a sua escolha influenciará significativamente nos resultados obtidos numericamente.

3.2.

Resultados de Ensaios de Compressão Hidrostática e Triaxial

Quando tensões hidrostáticas são aplicadas em rochas, um decréscimo de volume é gerado e eventualmente alguma mudança na estrutura interna ocorre, como acontece nas rochas porosas, que sofrem esmagamento de grãos quando é atingido um determinado nível de tensões. Na primeira fase do carregamento, as fissuras preexistentes são fechadas e os grãos são levemente comprimidos. Prosseguindo com a aplicação do carregamento, a rocha continua a diminuir de volume, desta feita, pela deformação dos poros e compressão dos grãos numa razão aproximadamente linear como mostra a Figura 3.1. A inclinação da reta nesta região representa o módulo de compressão volumétrica da rocha. Na

região em que ocorre o colapso dos poros, observa-se que o seu valor torna-se progressivamente maior (Goodman, 1989). Após o colapso dos poros, apenas os grãos permanecem como elementos deformáveis.

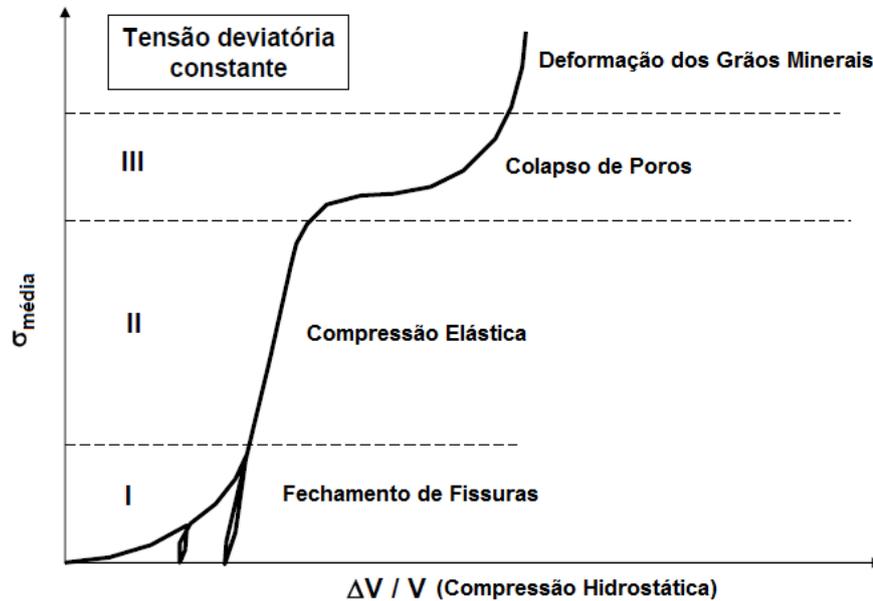


Figura 3.1: Deformação sob compressão hidrostática (Goodman, 1989).

Sob compressão triaxial, as rochas comportam-se de maneira diferente, conforme mostram as curvas hipotéticas da Figura 3.2. A princípio, com a aplicação do carregamento desviador, um pequeno comportamento inelástico é percebido, em virtude do fechamento das fissuras preexistentes e de alguns poros. Em seguida, na maioria das rochas, segue-se uma fase de comportamento linear entre as tensões e deformações. Logo após, surge a região caracterizada pelo surgimento de novas fissuras que, juntamente com as fissuras preexistentes, propagam-se paralelas à direção da tensão principal maior σ_1 , e quando é atingido o pico de resistência, unem-se formando microfissuras, que ao deslizarem geram a banda cisalhante.

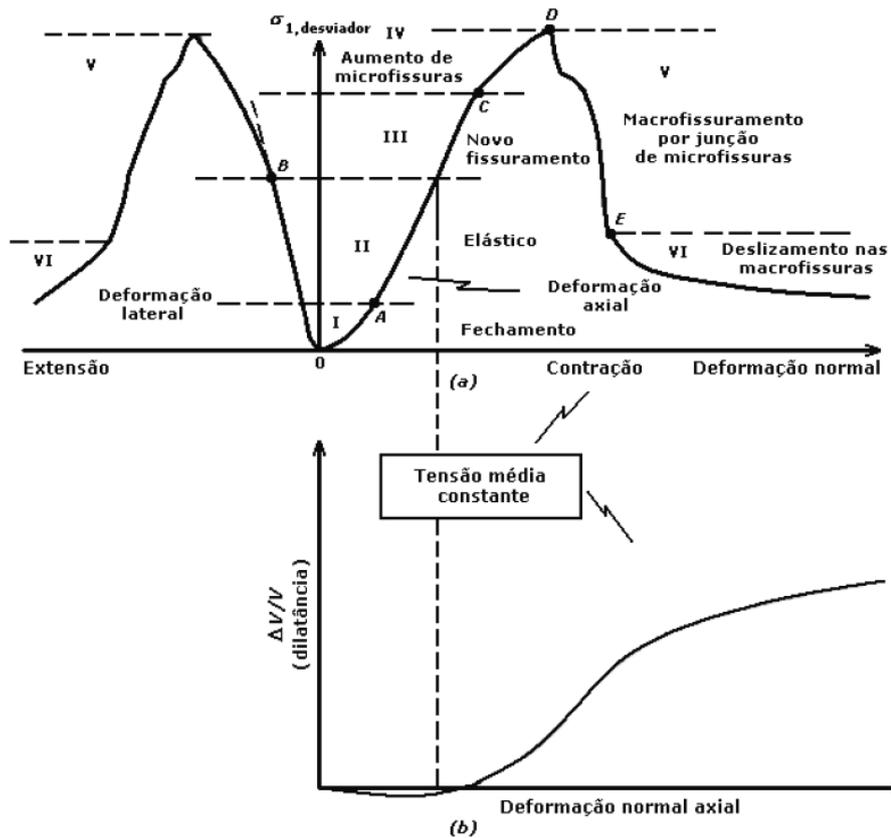


Figura 3.2: Deformação sob compressão triaxial: (a) deformação axial e lateral; (b) dilatância (Goodman, 1989).

Comparando as curvas da Figura 3.2, observa-se que na região elástica a rocha decresce de volume com o crescimento da tensão de desvio. Porém, quando o regime pós-elástico é atingido, a rocha apresenta expansão volumétrica, que coincide com o surgimento de novas fissuras. O aumento da tensão de desvio é responsável pela propagação das microfissuras, que aumentam ainda mais o volume da rocha até a ocorrência da ruptura. Esse aumento de volume associado ao aumento das tensões de desvio é chamado de dilatância.

O comportamento de rochas em ensaios de compressão triaxial, é semelhante ao comportamento do concreto e das areias densas. Em termos da teoria da plasticidade, Vermeer e de Borst (1984) caracterizam o comportamento desses materiais em três regiões: região elástica, comportamento de enrijecimento (hardening) e comportamento de amolecimento (softening).

3.3. Região Elástica

Nesta região o comportamento desses materiais pode ser aproximado pela teoria linear elástica. Ciclos de carregamento e descarregamento produzem pequena ou praticamente nenhuma histerese, ou seja, ocorre a recuperação das deformações com o descarregamento, conseqüentemente a lei de Hooke pode ser aplicada. Em concreto, pouco ou nenhum fissuramento surge, e nas areias dificilmente ocorre rearranjo de grãos. Se o material for isotrópico, são necessárias apenas duas constantes para descrever seu comportamento, a saber: o módulo de Young (E) e o coeficiente de Poisson (ν).

3.4. Região de Endurecimento (Hardening)

O início desta região ocorre gradualmente e não é bem definido. As deformações tornam-se cada vez mais inelásticas, que no concreto e nas rochas são devidas ao microfissuramento e nas areias densas ao deslizamento de grãos (Figura 3.4). O uso da teoria elástica não-linear nesta região, produz resultados inconsistentes com os observados em ensaios de laboratório, pois esta teoria prevê que o volume permanece decrescendo com o aumento do carregamento, quando na realidade o que ocorre é uma expansão volumétrica, como mostrado nas Figuras 3.2 e 3.3.

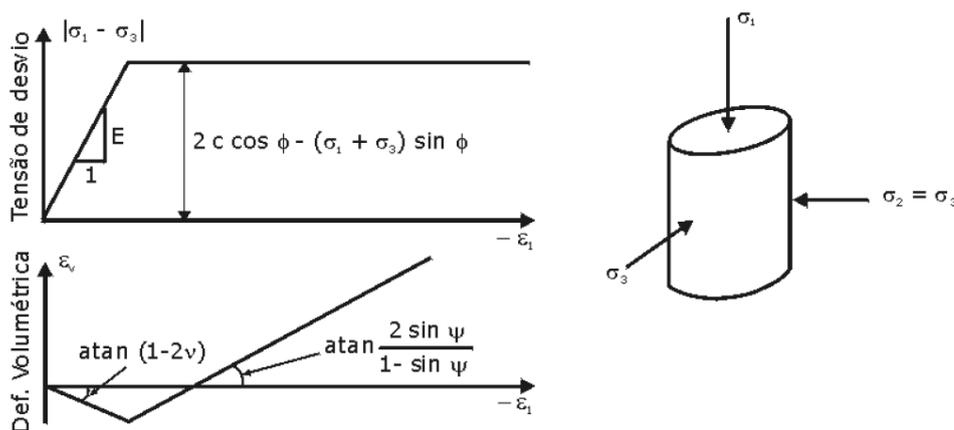


Figura 3.3: Idealização bi-linear de ensaio triaxial (Vermeer & de Borst, 1984).

Observando a Figura 3.3, percebe-se a existência de uma relação linear entre a expansão volumétrica e a deformação axial, o que admite o cálculo do ângulo de dilatância por:

$$\psi = \text{sen}^{-1} \left(\frac{\dot{\epsilon}_v^p}{-2\dot{\epsilon}_1^p + \dot{\epsilon}_v^p} \right) \quad (3.1)$$

Onde:

$\dot{\epsilon}_v^p$: Taxa de expansão volumétrica plástica.

$\dot{\epsilon}_1^p$: Taxa de deformação axial plástica.

Normalmente, o ângulo de dilatância é menor do que o ângulo de atrito. Para concreto um valor típico é 13° e em rochas varia entre 12° e 20° (Vermeer & de Borst, 1984).

Na Figura 3.3 o sinal negativo da deformação axial, indica contração axial, provocada pela tensão compressiva σ_1 no ensaio triaxial. Tradicionalmente, tem sido adotada em problemas geotécnicos, a convenção que arbitra tensões de compressão como positivas, em virtude de serem mais comuns problemas envolvendo tensões de compressão do que tensões de tração. Neste trabalho é adotada essa convenção, ou seja, tensões de tração são consideradas negativas. O Abaqus utiliza a convenção de tensões de compressão negativas e tração positiva, no final os resultados obtidos do programa tem esta convenção, mas para plotar as curvas é trocado o sinal.

3.5. Região de Amolecimento (Softening)

Em ensaios triaxiais, as curvas tensão-deformação de areias densas apresentam picos de resistência muito pronunciados, sendo também evidentes em concreto e rochas quando são ensaiados sob baixas tensões de confinamento. Este comportamento não é observado em areias fofas, e em concreto e rocha apresenta-se muito suave, quando são ensaiados sob altas tensões confinantes. Nesta região, ocorre o crescimento das fissuras, que se tornam cada vez maiores até a formação da banda cisalhante. Na geotecnia, a banda cisalhante é denominada de superfície de escorregamento ou superfície de ruptura.

3.6. Significado da Dilatância

Como mencionado anteriormente, as rochas contêm fissuras em seu estado natural, cujas superfícies apresentam rugosidade, como representado na Figura 3.4. Quando sob a ação de uma tensão cisalhante, as superfícies de uma fissura deslizam uma sobre a outra, ocorre um afastamento relativo, que provoca a abertura da fissura. Do ponto de vista macroscópico, a abertura de fissuras provoca na rocha um aumento de volume. Nas areias densas a dilatância ocorre em virtude do deslizamento dos grãos.

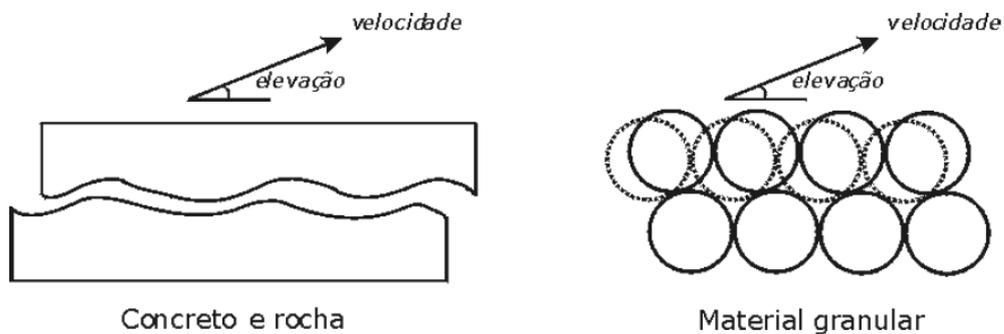


Figura 3.4: Deslizamento de fissuras em concreto e rocha, e movimento de partículas em solos granulares (Vermeer & de Borst, 1984).

3.7. Comportamento da Rocha de Sal

A ocorrência da fluência varia em função das propriedades dos materiais, das tensões de sobrecarga aplicada, do tempo e da temperatura de exposição. A fluência é de grande interesse aos geotécnicos que trabalham com rochas salinas em perfurações de poços de petróleo em águas ultraprofundas, pois normalmente estes poços operam sob altas tensões e temperaturas (Botelho, 2008).

3.7.1. Variação das Deformações no Tempo

Tensões ou deslocamentos podem mudar com o tempo quando as cargas ou pressões na rocha mudam, como, por exemplo, devido ao fluxo de água, a geometria da região excavada ou carregada muda, como, por exemplo, por excavações distantes, as propriedades de deformabilidade da rocha mudam, como, por exemplo, pelo intemperismo ou hidratação; ou a rocha responde lentamente a mudanças de deformação ou tensão (Goodman, 1989).

A Figura 3.5 mostra a forma geral da curva de fluência (*creep*) para rochas. Uma deformação elástica instantânea é seguida por fluência primária na qual a deformação ocorre a uma taxa decrescente com o tempo. Em algumas rochas, a curva de fluência primária se aproxima a uma taxa constante de deformação, denominada de fluência secundária. A fluência secundária pode virar em alta fluência terciária, em que a tensão aumenta com o tempo até atingir a ruptura por fluência.

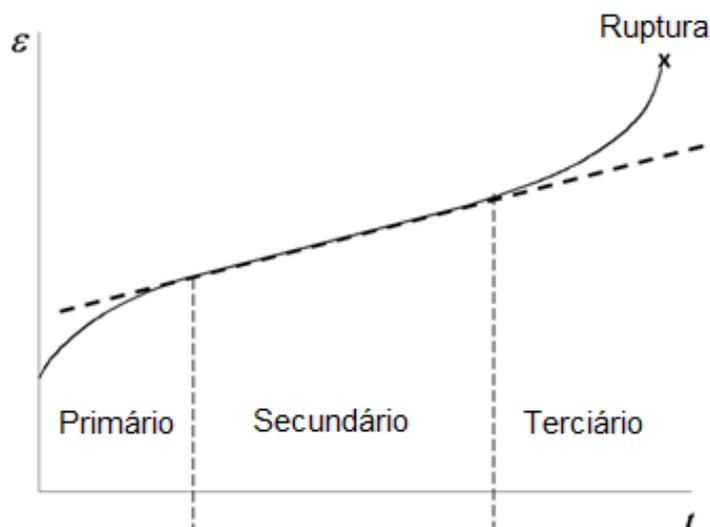


Figura 3.5: Regiões de comportamento em fluência (Goodman, 1989).

Existem dois tipos de mecanismos para explicar a fluência em rochas: fluxo de massa e fissuramento. Algumas rochas (por exemplo, rochas de sal, arenitos e folhelhos compactados) terão fluência a tensões desviadoras relativamente baixas, mesmo em rochas fissuradas ou intactas. No caso do sal e potássio, o processo de fluência envolve movimentos e deslizamentos intracristalinos, enquanto a fluência em rochas de argila não consolidada envolve

a migração de água e movimentos de partículas de argila (consolidação) (Goodman, 1989).

3.7.2. Modelo Constitutivo para a Rocha de Sal

Um modelo de Multimecanismo de Deformação (MD) foi desenvolvido por Munson *et al.* (1990), para modelar o comportamento complexo do sal natural que ocorre no local da Planta Piloto da Usina de Resíduos de Isolamento (EUA). O modelo constitutivo MD é formulado considerando os mecanismos individuais que incluem deslizamento relativo entre planos de cisalhamento em sua microestrutura (dislocation glide), deslizamento relacionado com a força de atrito entre os grãos do agregado (dislocation climb) e mecanismo de deslocamento indefinido (ativado termicamente).

A lei de fluência adotada neste trabalho foi proposta por Poiate *et al.* (2006a) e Costa *et al.* (2005). Esta lei de estado estacionário é uma simplificação do modelo MD desenvolvido por Munson *et al.* (1990), chamada duplo mecanismo de deformação, e considera apenas os mecanismos de deslizamento relativo e de mecanismo indefinido, como mostrado na equação (3.2). O último efeito foi recentemente identificado como sendo fluência nos contatos dos grãos de halita, provocado pela dissolução do sal em função do aumento de sua solubilidade, sob a alta pressão que ocorre nos contatos entre os grãos (Poiate *et al.*, 2006a).

$$\dot{\varepsilon} = \dot{\varepsilon}_0 \cdot \left(\frac{\sigma_{ef}}{\sigma_0} \right)^n \cdot e^{\left(\frac{Q}{RT_0} - \frac{Q}{RT} \right)} \quad (3.2)$$

Onde:

- $\dot{\varepsilon}$: Taxa de deformação devido à fluência na condição de equilíbrio.
- $\dot{\varepsilon}_0$: Taxa de deformação de referência devido à fluência (em estado estacionário).
- σ_{ef} : Tensão efetiva de fluência.
- σ_0 : Tensão efetiva de referência.
- Q : Energia de ativação (*kcal/mol*).
- R : Constante universal dos gases (*kcal/mol.K*).

- T : Temperatura da rocha (K).
 T_0 : Temperatura de referência (K).
 n : Coeficiente de tensão.

Na literatura, há diversos trabalhos que apresentam uma série de modelos constitutivos referentes ao comportamento do sal, para ter um conhecimento mais geral, podem ser citados alguns trabalhos (Botelho, 2008; Agergaard, 2009).

3.7.3. Ensaio Experimentais e Resultados

A obtenção dos parâmetros utilizados na lei de fluência de duplo mecanismo de deformação, foi apresentado por Costa *et al.* (2005), e os parâmetros obtidos foram utilizados neste trabalho. Neste estudo o equipamento construído, está constituído por seis eixos axiais independentes e uma unidade de tensão confinante servo controlada. Após a interpretação dos resultados experimentais de uma halita (curva de tensão diferencial vs. taxa de deformação específica), os valores de σ_0 e $\dot{\epsilon}_0$ foram obtidos para a temperatura do ensaio, 86 °C.

A lei de fluência pode ser reescrita como:

$$\dot{\epsilon} = 1.88 \cdot 10^{-6} \cdot \left(\frac{\sigma_{ef}}{9.91 \cdot 10^6} \right)^n \cdot e^{\left(\frac{Q}{RT_0} - \frac{Q}{RT} \right)} \quad (3.3)$$

Onde:

$$\sigma_0 = 9.91 \text{ MPa}$$

$$\dot{\epsilon}_0 = 1.88 \cdot 10^{-6}$$

$$n = 3.36 \quad \text{quando } \sigma_{ef} < \sigma_0$$

$$n = 7.55 \quad \text{quando } \sigma_{ef} \geq \sigma_0$$

$$T = 321 \text{ K (48°C)}$$

$$T_0 = 359 \text{ K (86°C)}$$

A classificação do sal abrange vários tipos de materiais, nem todos são problemáticos a partir do ponto de vista de perfuração ou design do poço. A taxa

em que uma formação de sal se move depende da profundidade, temperatura da formação, composição mineralógica, presença de impurezas e na medida em que as tensões diferenciais são aplicadas ao corpo de sal. Os problemas de carregamento no revestimento não ocorrem em sais limpas, mas com sais que tenham impurezas há excesso de movimentos, há taxas de até 0,0254 m/h (Wilson *et al.*, 2003).

Poiate *et al.* (2006b) apresentou resultados experimentais obtidos de ensaios triaxiais de três rochas de sal diferentes, taquidrita, carnalita e halita. Os resultados mostram que a taquidrita é aproximadamente 10.0 vezes mais móvel do que halita e cerca de 2.7 vezes mais móvel do que a carnalita.

3.8. Variação da Permeabilidade

3.8.1. Antecedentes

Dentre as propriedades dos materiais geológicos, duas vêm recebendo grande atenção por parte dos geólogos, engenheiros civis, ambientais e de petróleo: a porosidade e a permeabilidade. No campo das ciências do ambiente, elas são muito importantes nos estudos de remediação de áreas contaminadas. Para a indústria do petróleo essas propriedades estão diretamente ligadas à lucratividade de um campo petrolífero, pois do ponto de vista econômico, um bom reservatório deve possuir não apenas uma grande quantidade de óleo, mas idealmente deve estar localizado em rochas com alta porosidade e permeabilidade, facilitando o escoamento e a drenagem (Araújo, 2002).

A permeabilidade é a propriedade índice das rochas que fornece informação sobre o grau de interconexão entre os poros e microfissuras (Goodman, 1989). De uma forma simplificada, é uma medida da facilidade com que os fluidos atravessam o meio poroso. A permeabilidade, ou mais propriamente permeabilidade absoluta é independente da densidade e viscosidade do fluido percolante. A sua dimensão é de área, pois, de fato, representa a área efetiva por onde o fluido percola. Na indústria do petróleo, a unidade de permeabilidade universalmente usada é o Darcy ($1 \text{ darcy} = 9.87 \times 10.0^{-9} \text{ cm}^2$).

Em 1856, trabalhando em meios granulares não consolidados, Henry Darcy propôs que, para um fluxo horizontal de um fluido monofásico, a permeabilidade pode ser escrita da seguinte forma:

$$k = \frac{q \mu L}{A \Delta P} \quad (3.4)$$

Onde:

- q: Vazão.
 A: Área transversal.
 ΔP : Diferença de pressão aplicada na amostra.
 L: Comprimento da amostra.
 μ : Viscosidade dinâmica do fluido.

Por exemplo, se aumentarmos a taxa q , descobrimos que a diferença de pressão ΔP aumenta em um ritmo acelerado; k não é uma função de uma taxa de fluxo ou ΔP . Se dobrarmos (por exemplo) os resultados de viscosidade do fluido μ em uma duplicação da ΔP não há nenhuma alteração na k . A permeabilidade não é uma função da viscosidade do fluido, aliás, da identidade do fluido. Aumentar L para os mesmos resultados de ΔP com uma diminuição da vazão q isso faz com que k seja novamente inalterada. A permeabilidade não é uma função do tamanho da amostra. A permeabilidade é uma função intrínseca do meio, ou melhor, das propriedades do meio.

Na verdade, todas as negações acima são apenas aproximadamente verdadeiras. A permeabilidade não depende do fluido, água vs. óleo, ou água doce vs. salmoura, em muitos casos. Da mesma forma, k também depende da escala de medição L . É por isso que se usa o termo permeabilidade absoluta com cautela quando k depende da taxa ou ΔP , os fenômenos são referidos como efeitos não-Darcy.

A permeabilidade (absoluta) tem as seguintes características:

- Depende da porosidade e tamanho dos grãos.
- Heterogeneidade local (Classificação).
- Quantidade e tipo de cimento.

- É dependente da direção (Tensorial).
- Depende fortemente da posição (Heterogeneidade).

3.8.2. Equação de Carman-Kozeny

A lei de Kozeny, uma das equações de permeabilidade mais simples e conhecidas foi deduzida através da solução analítica das equações de Navier-Stokes em uma representação simplificada do meio poroso, um arranjo de condutos cilíndricos paralelos de seção aleatória, mas constante. A lei de Kozeny relaciona a permeabilidade k , com as propriedades geométricas do meio poroso, como porosidade, ϕ , superfície específica dos poros, S , e um parâmetro empírico c_k , que na maioria dos casos é aproximadamente igual a 0.2 (Kozeny, 1927; Carman, 1938). A lei que também se conhece como lei de Carman-Kozeny é:

$$k = c_k \frac{\phi^3}{S^2} \quad (3.5)$$

Onde:

- ϕ : Porosidade (volume de poros/volume da massa).
 S : Superfície específica dos poros.
 c_k : Parâmetro empírico.

O parâmetro c_k contém implicitamente a dependência da permeabilidade em relação às desvios da solução do modelo ideal com relação ao meio real, porém, é função de variáveis como a tortuosidade, forma e conectividade dos canais de fluxo.

Como veremos, a equação de Carman-Kozeny apresenta uma dependência direta entre a porosidade e permeabilidade, mas também, através dos conceitos de área de superfície específica e tortuosidade, leva a uma explicação de como k depende da textura das rochas locais.

Para desenvolver a equação o modelo de poros local é o tubo capilar, provavelmente o modelo mais comum, de estudos de meios permeáveis.

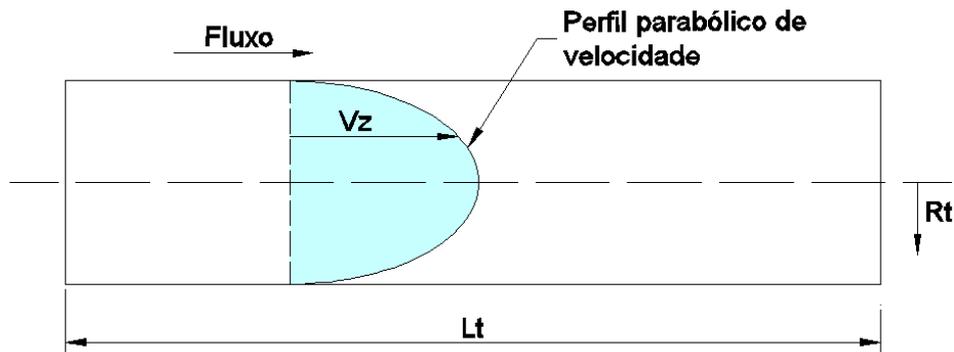


Figura 3.6: Velocidade de um fluido em fluxo laminar - Modificada. (<http://www.spe.org/web/training/demo/mod1/mod1-1.htm>).

Considera-se uma única fase, em estado estacionário, o fluxo laminar de um fluido Newtoniano de viscosidade constante através um tubo capilar horizontal de raio Rt e comprimento Lt , como mostrado na Figura 3.6. Estas condições levam a um perfil parabólico de velocidade no tubo. A velocidade máxima no tubo central é o dobro da velocidade média, a velocidade mínima é zero (sem deslizamento) na parede.

O fluxo laminar é merecedor de discussão em separado não só porque é um conceito importante e fundamental, pois sua aplicação para o fluxo através de meios permeáveis é tão duvidoso. O fluxo laminar só significa que os elementos de fluxo de fluido não se cruzam. Para a condição de fluxo laminar em um tubo, isto significa que os elementos de fluido se estão deslizando uns sobre os outros. A simplicidade do fluxo laminar é muito atraente porque é fácil de visualizar e, portanto, compreender. Mas é extremamente raro na prática, limitando-se muito a fluxos lentos, fluidos muito viscosos ou fluxos em geometrias simples. Estas condições são combinadas no número de Reynolds.

A maioria das aplicações na engenharia tem taxas de fluxo muito lentas (cerca de 10.0 cm/dia é o normal) e muitas vezes se tem fluidos viscosos. Mas o fluxo laminar acontece raramente porque a geometria local dos grãos de rocha e suas superfícies são tão irregulares que as linhas de fluxo de fluido cruzarão exceto em taxas de fluxo muito pequenas.

3.8.2.1. Equação de Carman-Kozeny em Função da Área de Superfície Específica

Inúmeras expressões semi-analíticas propostas na literatura tentam relacionar a permeabilidade com as propriedades geométricas e topológicas dos materiais porosos. Na atualidade, na literatura, as relações de permeabilidade envolvem variáveis como: porosidade, tortuosidade, forma e tamanho das partículas (no caso de sistemas particulados), forma e tamanho dos interstícios e em abordagens mais modernas, com longitudes características do meio poroso.

Em seguida se mostra a equação de Carman-Kozeny em função da área de superfície específica:

$$k = \frac{\phi^3}{8\tau(1 - \phi)^2 a_v^2} \quad (3.6)$$

Onde:

τ : Tortuosidade (comprimento médio do trajeto / comprimento total)².

a_v : Área de superfície específica (área/volume de rocha).

Esta é a forma mais fundamental da equação de Carman-Kozeny porque lida com quantidades que podem ser definidas praticamente para qualquer meio permeável. A tortuosidade é a razão ao quadrado do comprimento médio do trajeto de fluxo para o comprimento total. Ela está relacionada ao fator de resistividade da formação. A a_v área de superfície específica, com unidades de comprimento inverso, é a superfície interna do meio por unidade de volume, uma propriedade intrínseca e muito característica do meio. Infelizmente, não é medida rotineiramente.

A equação também ilustra a observação bastante elementar que rochas com porosidade zero também terão zero permeabilidade. Infelizmente, isso está tão longe quanto podemos ir com esta equação, sem mais trabalho, pois é certo que não há uma correspondência um-para-um entre porosidade e permeabilidade.

A base física para a dependência na área de superfície nesta equação é que toda a queda de pressão (fluxo de resistência) é causada por interações viscosas entre lâmina adjacentes de fluidos como "slip" passando uns sobre os outros. O deslizamento é, por sua vez, causado pelas paredes dos poros, onde

não há deslizamento. Assim, se estamos considerando fluxo local, a superfície inteira de uma partícula deve entrar na resistência ao fluxo. Isto é sugerido na Figura 3.7.

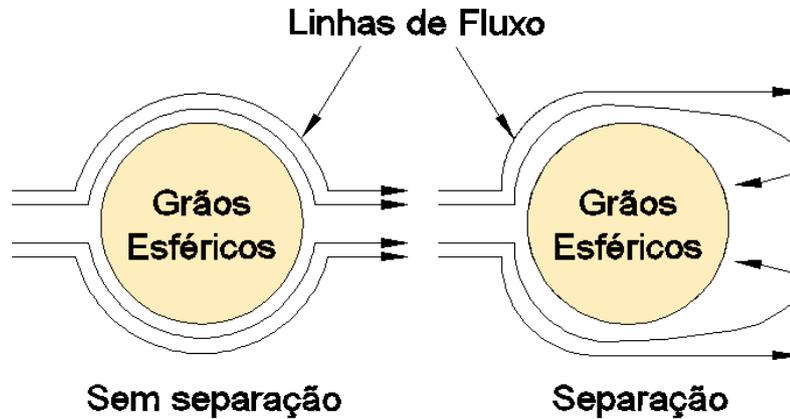


Figura 3.7: Fluxo de baixa velocidade passando uma partícula - Modificada. (<http://www.spe.org/web/training/demo/mod1/mod1-1.htm>).

Mesmo em baixas taxas de fluxo, apesar disso, o fluxo se pode separar na sequência de uma partícula. Isto é particularmente provável que seja o caso, porque a velocidade de abordagem é pouco provável que seja alguma coisa, mais uniforme. Se a separação ocorre, a área a ser utilizada na equação deve ser a área exposta ao invés da área total. Nas fórmulas encontradas, até agora, a área exposta tem apenas o efeito de reduzir a_v , no entanto, para partículas não esféricas pode proporcionar, pelo menos, uma explicação parcial para a dependência direcional da permeabilidade. Para taxas ainda maiores uma quantidade apreciável de energia começa a ser expulsa na região de inversão de fluxo que se manifesta em correções de turbulência.

A previsão mais evidente da equação (3.6) é que a permeabilidade diminui com o aumento da área de superfície específica. Isto explica a observação que os meios compostos de minerais de argila, que possuem grandes áreas de superfície específica, também possuem baixa permeabilidade.

A Tabela 3.1 dá uma ordem de grandeza das estimativas de área de superfície específica para argilas e areias.

Tabela 3.1: Área de superfície específica típica para areias e argilas

Material	a_v (cm ⁻¹)
Berea (areia)	20
Torpedo (areia)	80
Caulinita (argila)	500
Esmectite (argila)	1300
Illite (argila)	2800

Adaptado de Faris *et al.*, (1985)

Os valores na Tabela 3.1 foram obtidos com base na adsorção de nitrogênio e com tendência a subestimar a permeabilidade quando é utilizada a equação de Carman-Kozeny (isto é, a área de adsorção é maior que a área dinâmica). No entanto, é claro que as argilas têm uma área de superfície muito maior do que as areias.

3.8.2.2. Equação de Carman-Kozeny para Grãos Esféricos Uniformes

A forma mais comum da equação é apresentada a seguir, assumindo que o meio é composto de grãos esféricos uniformes, onde $a_v = 6/D_p$:

$$k = \frac{\phi^3 D_p^2}{72\tau(1 - \phi)^2} \quad (3.7)$$

Onde:

D_p : Diâmetro do grão ou da partícula.

Esta equação prediz que a permeabilidade varia diretamente com o quadrado do diâmetro da partícula. Esta dependência é, provavelmente, o fator mais importante na determinação da permeabilidade uma vez que o D_p pode variar muito na natureza.

Neste trabalho, foi introduzida a variação da permeabilidade utilizando uma subrotina de *FORTRAN* (subrotina *USDFLD*) no programa *Abaqus*. A subrotina *USDFLD* permite definir variáveis de campo em um ponto do material em função do tempo ou de qualquer uma das quantidades de materiais disponíveis.

Esta subrotina precisa ser usada com a rotina utilitária *GETVRM* para acessar os dados do ponto do material, neste caso o índice de vazios. O Abaqus calcula o índice de vazios, mas é necessário obter o valor da porosidade, então, é utilizada a relação entre o índice de vazios e porosidade, que é dada na equação (3.8). O cálculo da porosidade é realizado dentro da subrotina de *FORTTRAN*.

$$\phi = \frac{e}{e + 1} \quad (3.8)$$

Onde:

e: Índice de vazios.

Para esta abordagem é preciso conhecer a variação do índice de vazios, por isso foi realizada uma simulação no programa, considerando uma taxa de bombeamento de 10 gpm (Análise Poroelástica), na Figura 3.8 se mostram os resultados.

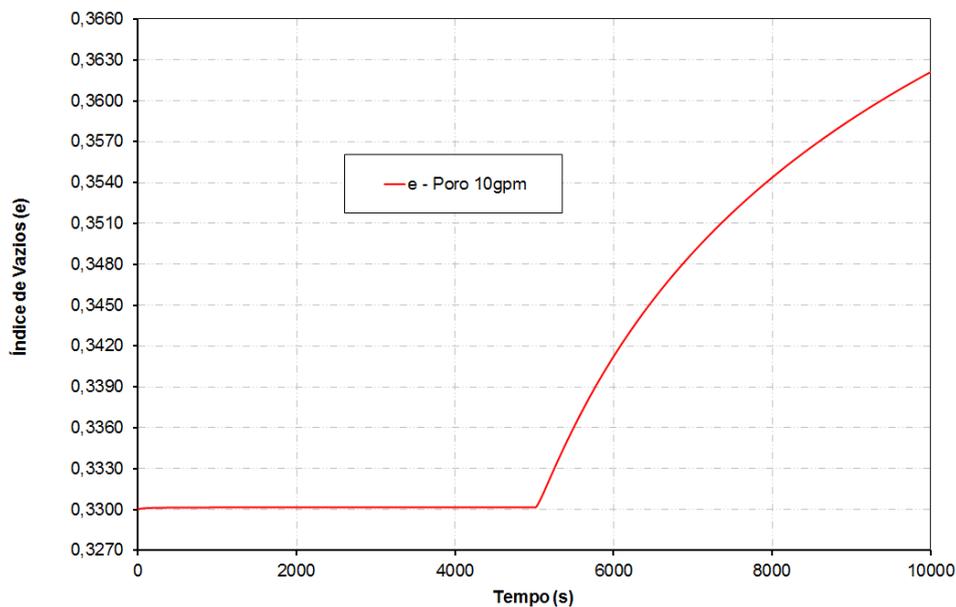


Figura 3.8: Variação do índice de vazios no tempo, para uma análise poroelástica.

Na Tabela 3.2, mostram-se os parâmetros usados na equação (3.7), onde o índice de vazios inicial é um dado de entrada, e o índice de vazios final é o dado obtido da simulação. Os parâmetros restantes são conhecidos.

Tabela 3.2: Parâmetros usados na equação de variação de permeabilidade

Material	Parâmetros			
	e_0	e_f	D_p	τ
Rocha Permeável	0.33	0.362	3.527×10^{-3} m	25/12

Os valores de índice de vazios inicial e final são convertidos a valores de porosidade por meio da equação (3.8), assim desta forma são utilizados na equação (3.7) a qual foi utilizada para simular o efeito de variação da permeabilidade.

3.8.2.3. Validação da Equação de Carman-Kozeny

A equação de Carman-Kozeny funciona bem em prever o tamanho dos grãos, se podemos estimar ϕ , a_v e τ . Em particular τ , é difícil estimar, mas o seu impacto sobre a permeabilidade é menor do que os outros dois parâmetros. Na Figura 3.9 se mostra a variação da permeabilidade em função do tamanho dos grãos.

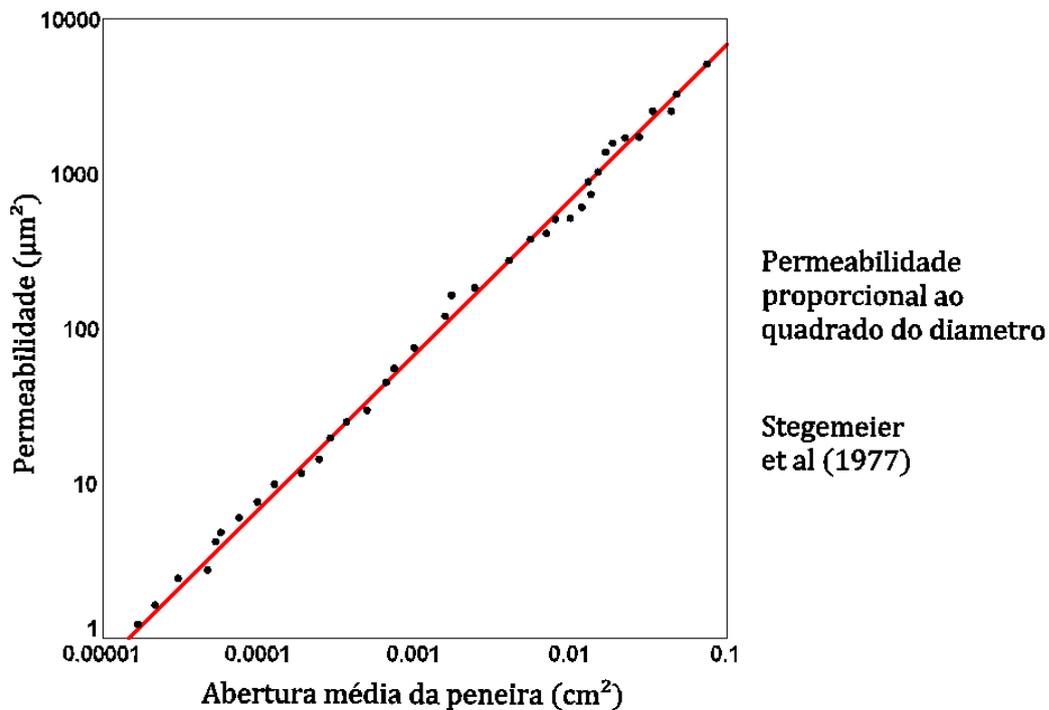


Figura 3.9: Variação da permeabilidade em função do diâmetro dos grãos – Modificada. (<http://www.spe.org/web/training/demo/mod1/mod1-1.htm>).

A inclinação da curva da Figura 3.9 é um, porque o eixo horizontal (abertura média da peneira) é proporcional a D_p . A equação faz um trabalho excepcionalmente bom em correlacionar a permeabilidade para meios compostos de partículas esféricas uniformes. Quando o tamanho dos grãos é variável, devemos ter alguma forma de estimar a_v . Bryant *et al.* (1993) fazem isso através de soluções aproximadas por meio das equações de Navier-Stokes. Trabalhos recentes sugerem que poderia ser possível estimar a_v com ressonância magnética. Também é possível adotar uma abordagem mais tradicional, relacionando a_v à origem do meio geológico.

A permeabilidade está relacionada com a distribuição granulométrica, por meio de:

ϕ : ϕ (classificação, teor de cimento).

a_v : a_v (tamanho médio do grão, classificação, tipo de distribuição, conteúdo de cimento, tipo).

τ : τ (porosidade, teor de cimento, tipo).

Neste caso, o tamanho de grão, classificação e tipo de distribuição referem-se às propriedades do material sedimentar original.

3.8.3.

Relação da Permeabilidade Absoluta com o Coeficiente de Condutividade Hidráulica

A condutividade hidráulica é uma medida da capacidade de um meio poroso para transmitir um fluido quando submetido a um gradiente hidráulico. A condutividade hidráulica é definida pela lei de Darcy.

O termo coeficiente de permeabilidade também é usado como sinônimo de condutividade hidráulica. A dimensão da condutividade hidráulica é a mesma que para a velocidade, isto é, comprimento por unidade de tempo.

A condutividade hidráulica é uma das propriedades hidráulicas do meio poroso e depende do tamanho dos grãos do meio poroso, estrutura da matriz do meio, tipo de fluido, da quantidade relativa de fluido no meio (saturação). As propriedades importantes para a matriz sólida do meio incluem a distribuição do tamanho de poros, a forma dos poros, tortuosidade, superfície específica e porosidade. Em relação ao fluido do meio poroso, as propriedades importantes

incluem densidade do fluido, e viscosidade do fluido. Para um sistema subsuperficial saturado, a condutividade hidráulica, pode ser expressa da seguinte forma (Bear, 1972):

$$\bar{k} = \frac{k\rho g}{\mu} \quad (3.9)$$

Onde:

- \bar{k} : Coeficiente de condutividade hidráulica que tem unidades de velocidade.
 k : Permeabilidade absoluta ou intrínseca do meio, que tem unidades de superfície.

Da equação (3.9) é possível observar que a medida que a viscosidade do fluido aumenta, o valor do coeficiente de condutividade hidráulica diminui. Na tabela 3.3 se mostram alguns valores do coeficiente de condutividade hidráulica para algumas rochas.

Tabela 3.3: Coeficiente de permeabilidade para diferentes tipos de rochas

Material	\bar{k} (m/ano)
Folhelho	$1.0 \times 10^{-6} \sim 1.0 \times 10^{-2}$
Rochas Ígneas e Metamórficas: intactas	$1.0 \times 10^{-7} \sim 1.0 \times 10^{-3}$
Arenito	$1.0 \times 10^{-3} \sim 1.0 \times 10^1$
Calcário e Dolomita	$1.0 \times 10^{-2} \sim 1.0 \times 10^1$
Rochas Ígneas e Metamórficas: fraturadas	$1.0 \times 10^{-1} \sim 1.0 \times 10^3$
Basalto permeável	$1.0 \times 10^1 \sim 1.0 \times 10^5$
Dolomito calcário	$1.0 \times 10^1 \sim 1.0 \times 10^5$

Adaptado de Freeze e Cherry (1979).