

2

Revisão Bibliográfica

O fluxo de fluidos em um meio poroso, como um reservatório de petróleo, envolve não só parâmetros de fluxo, mas também aqueles relacionados ao comportamento mecânico da rocha (aqui não serão abordados os acoplamentos térmico e químico). Ao variar a pressão de poros há uma variação inversamente proporcional das tensões efetivas, explicada pelo Princípio das Tensões Efetivas de Terzaghi. Essa variação provoca deformações na rocha que, por sua vez, podem alterar a porosidade e, conseqüentemente, sua permeabilidade. A alteração da permeabilidade tem um impacto direto na exploração do campo, *i.e.* na pressão de poros do reservatório. Também a própria deformação da rocha pode influenciar a pressão de poros, aumentando-a ao reduzir o espaço poroso. A Figura 2.1 ilustra como esses parâmetros se relacionam entre si.

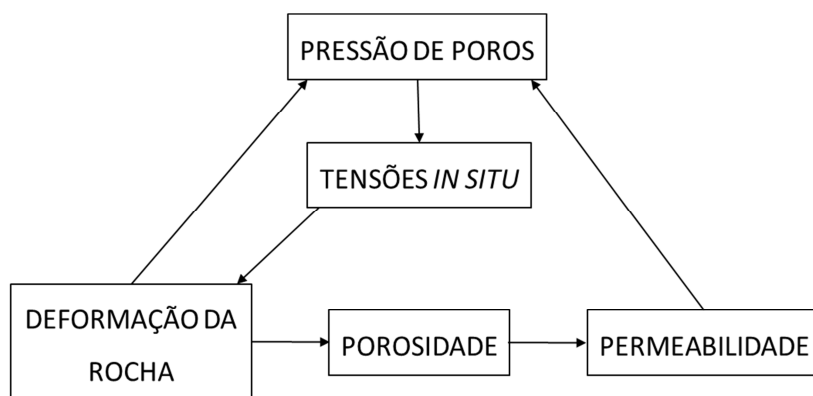


Figura 2.1 Esquema de interação entre parâmetros de fluxo e geomecânica na exploração de reservatórios de petróleo. (modificado de [17])

Essa preocupação com o comportamento mecânico da rocha durante a exploração de um campo é relativamente recente na área de engenharia de reservatórios. Na Petrobras o primeiro estudo de geomecânica de reservatórios foi feito na década de 80 com o objetivo de

verificar o risco de ocorrência de subsidência nas principais bacias produtoras do país. Nessa ocasião, as análises foram feitas através de métodos analíticos. Apenas nos anos 2000 é que foram retomados os estudos de geomecânica, agora acoplada à simulação de reservatórios, tendo como principais linhas de pesquisa a compactação do reservatório e a reativação de falhas.

De uma forma simplificada, o cálculo das pressões é feito no simulador de fluxo, enquanto aqueles decorrentes da deformação são feitos no módulo geomecânico. A forma como esses dois módulos se comunicam é definida pelo tipo de acoplamento utilizado, os quais serão descritos no item 2.1 deste capítulo.

Para cumprir sua função representativa e preditiva, o módulo geomecânico deve utilizar modelos constitutivos que representem bem o comportamento da rocha em questão. Na literatura são propostos diferentes tipos de modelo, cuja escolha deve ser feita em função do tipo de material, sua aplicação, entre outros fatores. Com base nisso, no item 2.2 será descrito o modelo elasto-plástico de Drucker-Prager com fechamento da envoltória, utilizado neste estudo.

Para uma melhor representação do impacto da geomecânica no fluxo, é preciso conhecer como as deformações influenciam a permeabilidade. Algumas correlações são propostas na literatura mas, o ideal, é que essa influência seja medida em laboratório. Esse assunto será abordado no item 2.3.

O comportamento hidromecânico da rocha carbonática durante a exploração de um campo de petróleo depende não somente da trajetória de tensões a que é submetida (consequência da estratégia de produção), mas também da sua história geológica e de características intrínsecas da própria rocha. Para um melhor entendimento deste último fator, é importante conhecer como as rochas carbonáticas podem ser classificadas. Na literatura existem diferentes classificações: de acordo com o ambiente deposicional, tipo de material constituinte, porosidade etc. Assim, no final desta revisão será feita uma breve descrição dos tipos de carbonatos com base nas classificações que mais se adequam ao propósito deste trabalho.

2.1 Acoplamento Fluxo-Geomecânica

Seja a representação esquemática de um volume poroso, composto por poros e pelo esqueleto sólido, saturado com fluido monofásico, representado na Figura 2.2

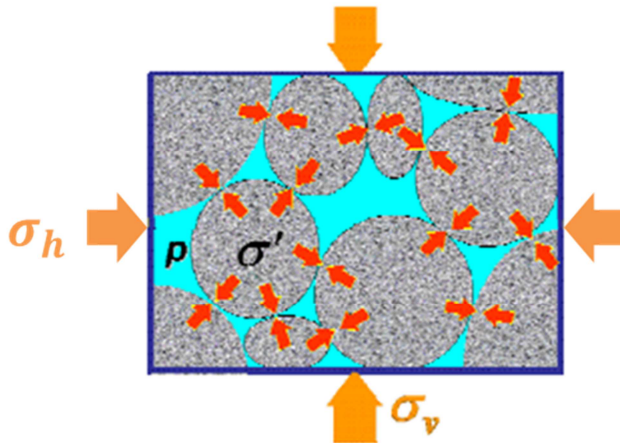


Figura 2.2 Representação esquemática do volume poroso, composto pelo esqueleto sólido e por poros. [18]

Ao aplicar uma tensão ao material, de acordo com o Princípio das Tensões Efetivas de Terzaghi, parte do esforço é sustentado pelo esqueleto sólido, parte pelo fluido saturante:

$$\tilde{\sigma} = \tilde{\sigma}' + p * \tilde{I} \quad (2.1)$$

onde $\tilde{\sigma}$ e $\tilde{\sigma}'$ são os tensores das tensões efetivas e totais, respectivamente, p é a pressão de poros e $\tilde{I}$ a matriz identidade. Biot propôs a inclusão de um parâmetro na equação de Terzaghi para levar em consideração a compressibilidade da matriz rochosa quando da variação da poropressão:

$$\tilde{\sigma} = \tilde{\sigma}' + Biot * p * \tilde{I} \quad (2.2)$$

onde $Biot$ é definido como:

$$Biot = 1 - \frac{c_r}{c_b} \quad (2.3)$$

c_r e c_b são as compressibilidades do grão da rocha e da rocha (formada pelos grãos e poros, também denominada compressibilidade da formação ou *bulk*), respectivamente. As compressibilidades podem ser definidas como o inverso de seus módulos compressionais, ou seja:

$$c_r = \frac{1}{K_r} \text{ e } c_b = \frac{1}{K_b}.$$

O parâmetro de Biot, que varia entre o valor da porosidade do material e a unidade [19], corrige as parcelas do carregamento externo suportadas pelo fluido (= *Biot.p*) e pelo esqueleto rochoso.

De acordo com Lewis & Schrefler [20], numa abordagem mecânica a equação constitutiva, que relaciona as tensões totais às deformações do esqueleto sólido, pode ser escrita, com base na Teoria da Poroelasticidade, como:

$$d\tilde{\sigma}' = \tilde{D}_T(d\tilde{\varepsilon} - d\tilde{\varepsilon}_p) \quad (2.4)$$

onde $\tilde{D}_T$ é a matriz constitutiva do material, $d\tilde{\varepsilon}$ é a deformação total do esqueleto sólido e $d\tilde{\varepsilon}_p$ é a deformação volumétrica causada pela compressão uniforme das partículas pela pressão de poros, definida através do módulo compressional do grão, K_r , inverso da compressibilidade do grão:

$$d\tilde{\varepsilon}_p = \tilde{I} \left(dp / 3K_r \right) \quad (2.5)$$

Seja o domínio Ω em cujo contorno τ atua a força de superfície t . A equação de equilíbrio que relaciona as tensões totais $\tilde{\sigma}$ às forças de massa $\bar{b}$, em função do vetor dos deslocamentos $\bar{u}$ na forma incremental é dada por:

$$\int_{\Omega} \delta \tilde{\varepsilon}^T d\tilde{\sigma} d\Omega - \int_{\Omega} \bar{u}^T d\bar{b} d\Omega - \int_T \delta \bar{u}^T d\bar{t} dT = 0 \quad (2.6)$$

A partir do Princípio das Tensões Efetivas, o primeiro termo da equação (2.6) pode ser reescrito como:

$$\int_{\Omega} \delta \tilde{\varepsilon}^T d\tilde{\sigma} d\Omega = \int_{\Omega} \delta \tilde{\varepsilon}^T d\tilde{\sigma}' d\Omega + \int_{\Omega} \delta \tilde{\varepsilon}^T \tilde{I} dp d\Omega \quad (2.7)$$

Definindo a soma dos dois últimos termos da equação (2.6) como $d\bar{f}$, que representa a variação nas forças internas devido às forças de massa e de superfície, e com base na equação (2.7), a equação (2.6) pode ser reescrita como:

$$\int_{\Omega} \delta \tilde{\varepsilon}^T d\tilde{\sigma}' d\Omega + \int_{\Omega} \delta \tilde{\varepsilon}^T \tilde{I} dp d\Omega - d\bar{f} = 0 \quad (2.8)$$

A equação constitutiva (2.4) pode ser dividida por dt , obtendo-se:

$$\frac{d\tilde{\sigma}'}{dt} = \tilde{D}_T \left(\frac{d\tilde{\varepsilon}}{dt} - \frac{d\tilde{\varepsilon}_p}{dt} \right) \quad (2.9)$$

Substituindo a equação (2.5) em (2.9), e essa em (2.8), também dividida por dt , obtém-se a equação de equilíbrio:

$$\begin{aligned} \int_{\Omega} \delta \tilde{\varepsilon}^T \tilde{D}_T \frac{\partial \tilde{\varepsilon}}{\partial t} d\Omega \\ + \int_{\Omega} \delta \tilde{\varepsilon}^T \tilde{I} \frac{\partial p}{\partial t} d\Omega - \int_{\Omega} \delta \tilde{\varepsilon}^T \tilde{D}_T \tilde{I} \frac{\partial p}{\partial t} \frac{1}{3K_r} d\Omega - \frac{\partial \bar{f}}{\partial t} = 0 \end{aligned} \quad (2.10)$$

Ainda de acordo com Lewis & Schrefler [20], quanto ao problema do fluxo de fluidos em meios porosos, para um sistema simplificado com fluxo monofásico e fluido pouco compressível, a equação que rege o escoamento de fluidos é dada pela definição da velocidade de Darcy:

$$\bar{v} = -\frac{k}{\mu B} \nabla(p + \rho g z) \quad (2.11)$$

onde μ é a viscosidade dinâmica do fluido, $\tilde{k}$ é a matriz de permeabilidade absoluta do meio poroso, ρ é a massa específica do fluido, g é a aceleração da gravidade e z é a profundidade medida a partir da

referência. B é o fator volume formação, *i.e.* a razão entre o volume ocupado por uma dada massa de fluido em condições de pressão e temperatura do reservatório, e o volume ocupado pelo mesmo componente em condições padrão de superfície. Para o fluxo monofásico, para que seja atendida a condição de continuidade, é preciso que a seguinte relação seja respeitada:

$$\tilde{q} + \nabla \cdot (\rho \bar{v}) = 0 \quad (2.12)$$

onde $\tilde{q}$ é a vazão mássica por unidade de volume. Substituindo a equação (2.11) em (2.12):

$$\nabla \cdot \left(\frac{\tilde{k}\rho}{\mu B} \nabla (p + \rho g z) \right) = \tilde{q} \quad (2.13)$$

O termo de acumulação de fluido, $\tilde{q}$, pode ser influenciado por alguns fatores:

1. taxa de variação da deformação volumétrica, ε_{vol} : $\frac{\partial \varepsilon_{vol}}{\partial t} = \tilde{I}^T \frac{\partial \varepsilon}{\partial t}$;
2. taxa de variação do volume do grão devido à variação de pressão: $\frac{(1-\phi)}{K_r} \frac{\partial p}{\partial t}$, onde ϕ é a porosidade;
3. taxa de variação da densidade do fluido: $\phi \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\rho}{B} \right)$;
4. variação do tamanho do grão devido à variação da tensão efetiva: $\frac{1}{3K_r} \tilde{I}^T \frac{\partial \tilde{\sigma}'}{\partial t}$

Considerando as equações (2.4) e (2.5), o termo do item 4 passa a ser:

$$\frac{1}{3K_r} \tilde{I}^T \tilde{D}_T \left(\frac{\partial \tilde{\varepsilon}}{\partial t} + \frac{\tilde{I}}{3K_r} \frac{\partial p}{\partial t} \right) \quad (2.14)$$

Dividindo o termo apresentado no item 3 por ρ :

$$\phi \frac{1}{\rho B} \frac{\partial \rho}{\partial t} = \phi \frac{1}{\rho B} \frac{\partial \rho}{\partial p} \frac{\partial p}{\partial t} = \frac{\phi}{K_w} \frac{\partial p}{\partial t} \quad (2.15)$$

onde K_w é o módulo compressional do fluido.

Combinando e organizando os termos acima, a equação da continuidade é dada por:

$$\begin{aligned} -\nabla \cdot \left[\frac{\tilde{k}}{\mu B} \nabla (p + \rho g z) \right] + \left(\tilde{I}^T - \frac{\tilde{I}^T \tilde{D}_T}{3K_r} \right) \frac{\partial \tilde{\epsilon}}{\partial t} \\ + \left[\frac{(1 - \phi)}{K_r} + \frac{\phi}{K_w} - \frac{1}{(3K_r)^2} \tilde{I}^T \tilde{D}_T \tilde{I} \right] \frac{\partial p}{\partial t} = 0 \end{aligned} \quad (2.16)$$

Na simulação convencional de reservatórios, os termos relacionados à compressibilidade do grão não são considerados. Outra consideração é a de que a tensão vertical total é mantida constante. Dessa forma, na indústria do petróleo a equação da continuidade para fluxo monofásico, fluido pouco compressível, é mais usualmente utilizada na seguinte forma, como apresentada em Aziz & Settari [21]:

$$\nabla \cdot [\tilde{\lambda} (\nabla p - \gamma \nabla z)] = \left(\frac{\phi^*}{BK_w} + \frac{\phi^0}{BK_b} \right) \frac{\partial p}{\partial t} \quad (2.17)$$

onde $\tilde{\lambda} = \frac{\tilde{k}}{\mu B}$ é a matriz de transmissibilidade e ϕ^* é a porosidade do reservatório definida como a razão entre o volume poroso atual e o volume total inicial da célula, ou seja, $\phi^* = \frac{V_p}{V_b}$. ϕ_0 é a porosidade original, γ é o peso específico do fluido e K_b o módulo compressional da formação, definido como [22]:

$$K_b = \frac{E}{3 * (1 - 2 * \nu)} \quad (2.18)$$

onde E é o módulo de Young e ν o coeficiente de Poisson, que relaciona as deformações lateral e axial.

Na simulação convencional de reservatórios de petróleo, a porosidade é atualizada a cada passo de tempo com a variação da pressão de poros. No caso isotérmico, a relação é da seguinte forma:

$$\phi = \phi_0 [1 + c_b * (p - p_{ref})] \quad (2.19)$$

onde c_b é a compressibilidade da formação, dada pelo inverso de K_b , e p_{ref} é a pressão de referência em que ϕ_0 foi medida.

De acordo com Rosa *et. al.* [23], pode-se distinguir três tipos de compressibilidade nas rochas, de acordo com a variação volumétrica, de determinado componente, devido à variação unitária de pressão de poros: (i) a total da rocha (ou *bulk*), (ii) da matriz rochosa (ou dos grãos) e (iii) dos poros, sendo a primeira composta pelas duas outras. Como na indústria do petróleo, tradicionalmente, considera-se a hipótese de que a compressibilidade do grão representa uma parcela muito pequena da compressibilidade *bulk*, assume-se que a variação do volume total da rocha é resultante apenas da variação do espaço poroso, ou seja:

$$c_b = \frac{1}{V_p} \frac{\partial V_p}{\partial p} \quad (2.20)$$

O volume poroso pode ser definido em função da porosidade ϕ e do volume total de rocha, V_b :

$$V_p = V_b \cdot \phi \quad (2.21)$$

Assumindo que o volume total da rocha é constante e derivando a expressão (2.21) em relação à pressão de poros, obtém-se:

$$\frac{\partial V_p}{\partial p} = V_t \cdot \frac{\partial \phi}{\partial p} \quad (2.22)$$

Substituindo as equações (2.21) e (2.22) em (2.20), obtém-se:

$$c_b = \frac{1}{\phi} \frac{\partial \phi}{\partial p} \quad (2.23)$$

Assim, percebe-se que a compressibilidade da formação é o único parâmetro geomecânico utilizado na simulação tradicional de reservatórios. Além disso, nessa abordagem, a permeabilidade é

considerada constante, não sofrendo qualquer efeito da deformação do meio poroso.

De acordo com a teoria do pré-adensamento, e citada por Sen & Settari [16], a compressibilidade é um bom parâmetro de ajuste da variação de porosidade quando a rocha ainda se encontra no regime elástico. Quando no regime plástico, porém, as deformações são mais acentuadas, como mostra a Figura 2.3. Uma prática comum adotada pelos engenheiros de reservatórios é a utilização de um único valor de compressibilidade para o modelo inteiro, constante durante toda a simulação, o que não consegue modelar ambos os regimes. Além disso, no regime plástico, o descarregamento também não é bem representado por este parâmetro.

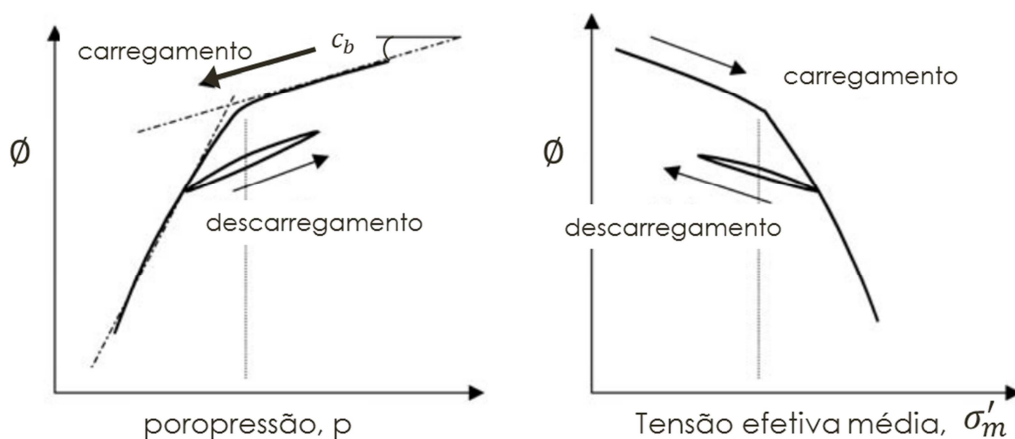


Figura 2.3 Variação da porosidade com a tensão efetiva - diferença entre os regimes elástico e plástico. [16]

A Figura 2.3 chama a atenção para a relação entre as variações de poropressão e de tensão efetiva correspondente. Para uma trajetória de tensões hidrostática, o aumento da tensão média efetiva é função da variação da poropressão, de acordo com a equação (2.2). No caso da trajetória edométrica, como as deformações laterais são nulas, a deformação volumétrica corresponde à própria deformação vertical. Assumindo a hipótese de que a tensão vertical total não varia, a variação da tensão vertical efetiva é dada pela variação da poropressão.

Quanto ao acoplamento entre geomecânica e simulação de fluxo, na literatura existem diferentes formas de classificação. Aqui será adotada aquela

utilizada em Tran *et al.* [24], [25] e Sen & Settari [16], entre outros, em que o acoplamento pode ser: explícito, iterativo, totalmente acoplado ou pseudoacoplado.

2.1.1

Totalmente Acoplado

Soluciona um único sistema de equações em que as incógnitas são a pressão, temperatura e deslocamentos, as quais são calculadas em uma única malha (equações (2.10) e (2.16)). Tamanha complexidade faz com que esse tipo de acoplamento seja o de maior precisão, acompanhado por um maior custo computacional e menor flexibilidade [25]. Pode ser esta razão para que não existam simuladores comerciais desta classe.

2.1.2

Acoplamento Iterativo ou em Duas Vias

O problema é dividido em dois módulos que são resolvidos separadamente e em sequência. Do de fluxo, que é o próprio simulador convencional, são transferidas as variações de pressão e temperatura ao geomecânico. Neste, essas variáveis são tratadas como carregamento externo para o cálculo dos deslocamentos e, por conseguinte, das tensões e deformações. Para o módulo de fluxo são enviados coeficientes responsáveis pela atualização da porosidade. Inicia-se, então, nova iteração no módulo de fluxo, onde são recalculadas a pressão e temperatura e reenviados ao geomecânico. O processo se repete até que o sistema como um todo tenha convergido, ou seja, quando o menor critério de tolerância for atendido, entre pressão, tensão e porosidade [24]. Se a frequência de acoplamento for suficiente para representar o comportamento da rocha com as variações de pressão e se a tolerância de convergência for baixa, esse tipo de acoplamento pode obter a mesma precisão do totalmente acoplado, mas com maior flexibilidade e menor custo computacional [26], [16].

De acordo com o trabalho de Tran [25], no módulo geomecânico a porosidade pode ser calculada como função da deformação volumétrica e das tensões totais médias, σ_m , enquanto a permeabilidade pode ser atualizada através de correlações ou de tabelas. Dentre as várias correlações disponíveis na literatura, serão apresentadas duas. A primeira ilustra as correlações elaboradas a partir de ensaios laboratoriais, os quais dependem de parâmetros específicos da rocha em questão. Já a segunda, é amplamente mencionada na literatura.

Li & Chalaturnyk [27] propuseram a seguinte correlação empírica para cálculo da permeabilidade:

$$\frac{k}{k_0} = \exp(Coef * \varepsilon_{vol}) \quad (2.24)$$

onde k_0 é a permeabilidade absoluta inicial, ε_{vol} é a deformação volumétrica e $Coef$ é um coeficiente a ser obtido a partir de dados experimentais (este tema será abordado mais detalhadamente no item 2.3).

Outra correlação bastante difundida é de Kozeny-Carman:

$$\frac{k}{k_0} = \frac{\phi^3}{(1 - \phi)^2} \quad (2.25)$$

Além das correlações, a permeabilidade também pode ser atualizada através de tabelas que relacionam seus multiplicadores com um dos parâmetros a seguir: tensão média, total ou efetiva, ou deformação volumétrica. A vantagem desta é que permite levar ao modelo numérico o comportamento medido em laboratório de forma direta e simples.

Como mencionado anteriormente, a porosidade é um dos parâmetros de acoplamento entre os módulos geomecânico e de fluxo. Para garantir uma boa precisão, a porosidade calculada pelo simulador de fluxo, a porosidade do reservatório (ϕ^*), deve convergir com a do módulo geomecânico. Essa, denominada porosidade verdadeira [25], é definida como:

$$\phi^t = \frac{V_p}{V_b} \quad (2.26)$$

onde V_p e V_b são os volumes poroso e total atuais. Na simulação de fluxo tradicional, V_b permanece constante e igual a V_b^0 durante toda a simulação. *Tran et al.* [24] apresentaram a seguinte relação, segundo a qual a porosidade do reservatório é dada em função da deformação volumétrica, ou seja:

$$\phi^* = \phi^t (1 - \varepsilon_{vol}) \quad (2.27)$$

De acordo com a relação acima, a porosidade correta é obtida no simulador de fluxo sem interferir nos volumes totais, ou seja, na malha, o que seria uma tarefa bastante complicada já que exigiria a recodificação do programa. Ainda com base na equação (2.27), a porosidade do reservatório é função da deformação volumétrica, a qual, no caso isotérmico, é função da tensão total média e da poropressão, ou seja, $\phi^* = \phi^*(p, \sigma_m)$.

Ainda de acordo com *Tran et al.* [24], a formulação acima leva para o ajuste da porosidade o efeito da compressibilidade dos grãos, c_r , o qual é negligenciado na simulação tradicional, além da pressão, tensão média total e temperatura. No caso isotérmico, a porosidade no passo de tempo $n + 1$ é dada por:

$$\phi_{n+1}^* = \phi_n^* + \phi_0 (c_p \Delta p) + \Delta \phi_I + [-(c_b - c_r) \Delta p + c_b \Delta \sigma_m] \phi_n^t \varepsilon_{vol}^n \quad (2.28)$$

onde:

$$\begin{aligned} c_p &= \frac{c_\phi (1 - \varepsilon_{vol}^n) + (c_b - c_r) \phi_n^t}{\phi_0} \\ c_\phi &= c_b (1 - \phi_n^t) - c_r \\ c_r &= - \left[\frac{1}{V_b} \left(\frac{\partial V_b}{\partial \sigma_m} \right)_{p,T} + \frac{1}{V_b} \left(\frac{\partial V_b}{\partial p} \right)_{\sigma_m,T} \right] \\ \Delta \phi_I &= -[c_\phi (1 - \varepsilon_{vol}^n) + c_b \phi_n^t] \Delta \sigma_m \end{aligned}$$

Além de influenciar no cálculo das variações de volume poroso, a geomecânica também acaba por alterar a transmissibilidade através da permeabilidade. A transmissibilidade influencia diretamente o cálculo do escoamento de fluidos no reservatório.

Nessa classe de acoplamento se encontra o *software* STARS, da CMG. Trata-se de um simulador térmico, pseudocomposicional que pode ser acoplado ao módulo geomecânico. Outros simuladores comerciais que também oferecem esse tipo de acoplamento são o VISAGE, da Schlumberger, e GEOSIM, da Taurus, que podem ser acoplados ao simulador de fluxo Eclipse.

2.1.3 Acoplamento Explícito ou em Uma Via

Nesse tipo de acoplamento a troca de informações se dá em apenas um sentido, do simulador de fluxo ao módulo geomecânico. As variações de pressão e temperatura calculadas no simulador de fluxo são transferidas ao módulo geomecânico, onde induzem variações nas tensões e deformações. Porém, essas variações não são levadas em conta, de volta, na simulação de fluxo [24]. Nesse caso, o módulo geomecânico funciona como um pós-processamento, o que aumenta, em muito, a velocidade dos cálculos. Porém, o comportamento do reservatório passa a ser totalmente independente da geomecânica, à exceção da compressibilidade da rocha.

2.1.4 Pseudoacoplamento

De acordo com Samier *et al.* [28], o pseudoacoplamento se propõe a computar, aproximadamente, respostas geomecânicas à compactação através de uma tabela que relaciona a poropressão a multiplicadores de porosidade e de permeabilidade horizontal e vertical, definidos como:

$$M_{por} = \phi / \phi_0 \quad (2.29)$$

$$M_{Hperm} = k_h / k_{h0} \quad (2.30)$$

$$M_{Vperm} = k_v / k_{v0} \quad (2.31)$$

onde: k_h e k_v são as permeabilidades horizontal e vertical, respectivamente, na pressão p ; k_{h0} e k_{v0} são as permeabilidades horizontal e vertical, respectivamente, iniciais definidas na descrição do reservatório.

Assim, ao invés de atualizar a porosidade com base na equação (2.19), utiliza-se os multiplicadores de porosidade através de uma consulta à tabela [16], [24], [25]. Novamente, a atualização da permeabilidade tem como consequência a variação da transmissibilidade, usada diretamente no cálculo do fluxo, equação (2.17).

O pseudoacoplamento compreende duas situações distintas, uma para compactação, outra para a dilatância. Enquanto a primeira é indicada para a situação em que a pressão do reservatório é inicialmente alta e depois reduz com a produção, a segunda deve ser usada quando há a necessidade de aumentar sua pressão inicial [25]. Para a compactação, o procedimento é formado por apenas uma tabela para cada fácies, em que a pressão é monotonicamente crescente. Porém, se houver pressurização, os multiplicadores de permeabilidade e porosidade podem seguir pela tabela no sentido inverso, ou serem mantidos constantes, como mostra a Figura 2.4. Por um lado, a primeira opção considera um material elástico, enquanto a segunda não leva em conta nem mesmo a recuperação da parcela elástica da deformação, sendo mais conservadora que a primeira.

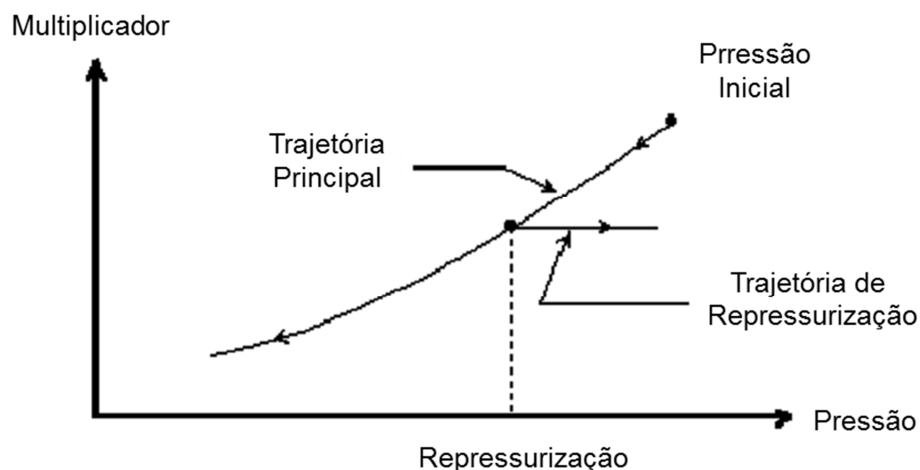


Figura 2.4 Comportamentos reversível e irreversível dos multiplicadores no pseudoacoplamento. [24]

A segunda forma de utilização de pseudoacoplamento trata do problema de dilatância. Um exemplo de aplicação é a modelagem dos processos cíclicos de recuperação do reservatório, como o SAGD (*Steam Assisted Gravity Drainage*) [25]. Visando a produção de óleo pesado, o SAGD consiste em um esquema de produção composto por dois poços horizontais, um situado acima do outro, sendo o primeiro de injeção de vapor, responsável pela redução da viscosidade do óleo, e o segundo de produção. A Figura 2.5, que consiste em uma seção vertical de um reservatório hipotético, ilustra a disposição dos poços.

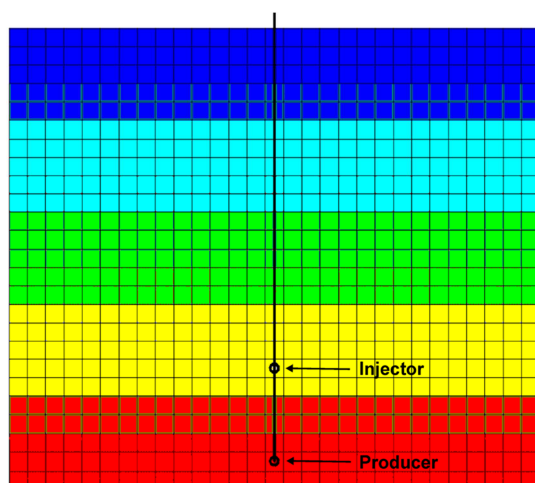


Figura 2.5 Seção vertical de reservatório indicando localização de poços horizontais injetor (em cima) e produtor, de acordo com o método de recuperação SAGD. [25]

Nessa situação é utilizada uma sequência de até cinco tabelas por fácies, que devem ser inseridas na ordem correta, como ilustrado na Figura 2.6. O ponto A indica a situação inicial do reservatório, quando é iniciada a injeção de fluidos, passando para o ponto B, seguindo uma trajetória elástica. Uma vez atingida a envoltória de resistência do material, é iniciado o segundo trecho, do ponto B para o D, representando a ocorrência de deformação plástica decorrente do aumento da pressão de poros. O próximo trecho, D-E, representa o comportamento elástico decorrente da produção de óleo do reservatório, e consequente aumento das tensões efetivas, uma vez interrompida a injeção. Dando continuidade à produção, o material passa a seguir uma trajetória plástica de recompactação, do ponto E ao F. Neste último, é reiniciada a injeção de fluidos e o material volta a assumir um comportamento elástico, até atingir a envoltória novamente, ponto G.

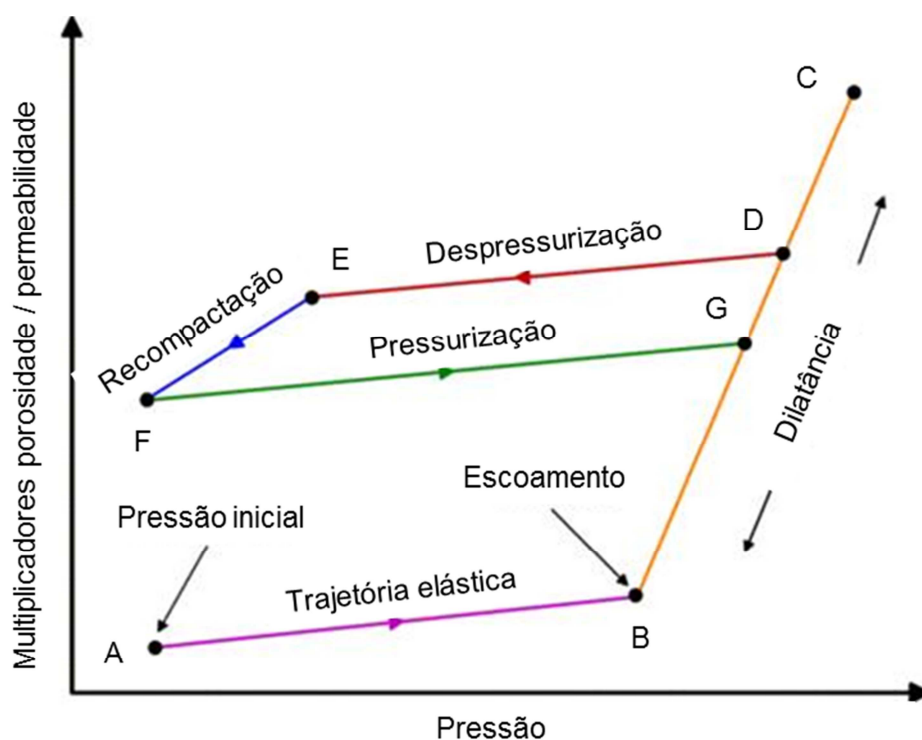


Figura 2.6 Uso do pseudoacoplamento para problema de dilatação. [29]

Uma importante etapa do pseudoacoplamento é a montagem da tabela. O ideal é que seja construída com base em ensaios laboratoriais com a própria rocha-reservatório. Quando não há disponibilidade de

dados, uma opção é o uso de correlações, o que prejudica muito a precisão quanto à representação do comportamento da rocha.

É dessa forma que o pseudoacoplamento é tratado na literatura, onde a maior parte dos trabalhos que utilizam esse tipo de acoplamento o faz com a atualização da permeabilidade a partir de correlações [16], [24], [25], [18], [30]. Além disso, a maioria desses trabalhos tem como principal aplicação a previsão da subsidência, como no trabalho de Sen & Settari [16], onde foi analisado um reservatório com propriedades típicas dos campos tipo *chalk* do Mar do Norte, mas cujo comportamento pressão *versus* porosidade *versus* permeabilidade foi obtido com base em modelos empíricos. Os resultados de compactação dos modelos de pseudoacoplamento e acoplamento em duas vias, Figura 2.7, mostram uma diferença significativa entre as previsões obtidas pelos dois métodos.

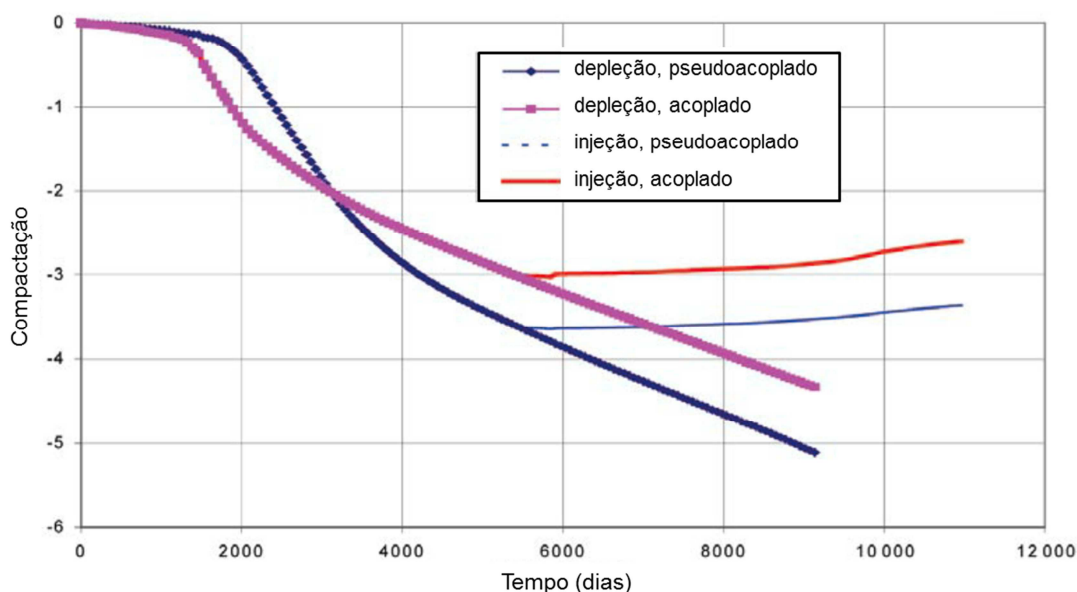


Figura 2.7 Comparação entre valores de compactação obtidas por acoplamento em duas vias (curvas vermelha e magenta) e pseudoacoplamento (curvas azuis). [16]

Samier *et al.* [28] compararam diferentes formas de levar a geomecânica à simulação de reservatórios: compressibilidade (simulação convencional), pseudoacoplamento, acoplamento em duas vias (iterativo) e totalmente acoplado. O gráfico da Figura 2.8 compara as respostas para a produção acumulada de óleo, onde se observa que o método que mais se aproxima ao totalmente acoplado é o pseudoacoplamento.

Tran *et al.* [25] também compararam o pseudoacoplamento com o acoplamento em duas vias. As Figura 2.9, Figura 2.10 e Figura 2.11 mostram alguns resultados, onde se verifica a concordância entre as previsões de produção acumulada de líquidos e pressão média do reservatório, e até mesmo de temperatura média. Por outro lado, os resultados de subsidência mostram que a modelagem com pseudoacoplamento resultou em uma subsidência 100% maior que a obtida com o acoplamento em duas vias.

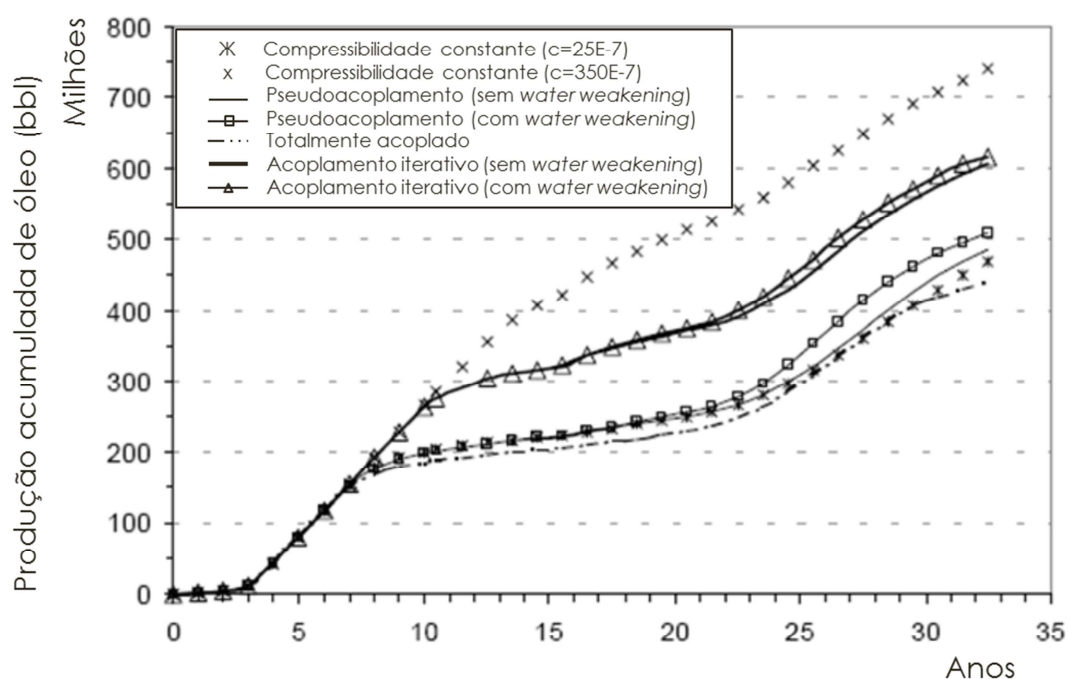


Figura 2.8 Comparação entre produções acumuladas obtidas por diferentes métodos de acoplamento. [28]

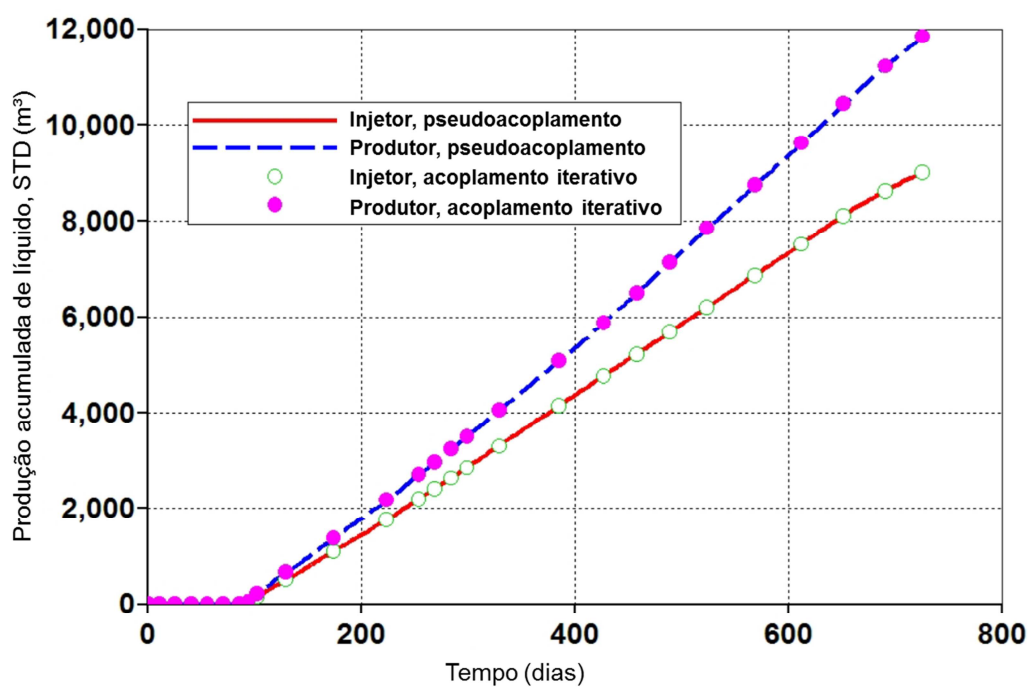


Figura 2.9 Comparação entre produções acumuladas obtidas por pseudoacoplamento e acoplamento em duas vias. [25]

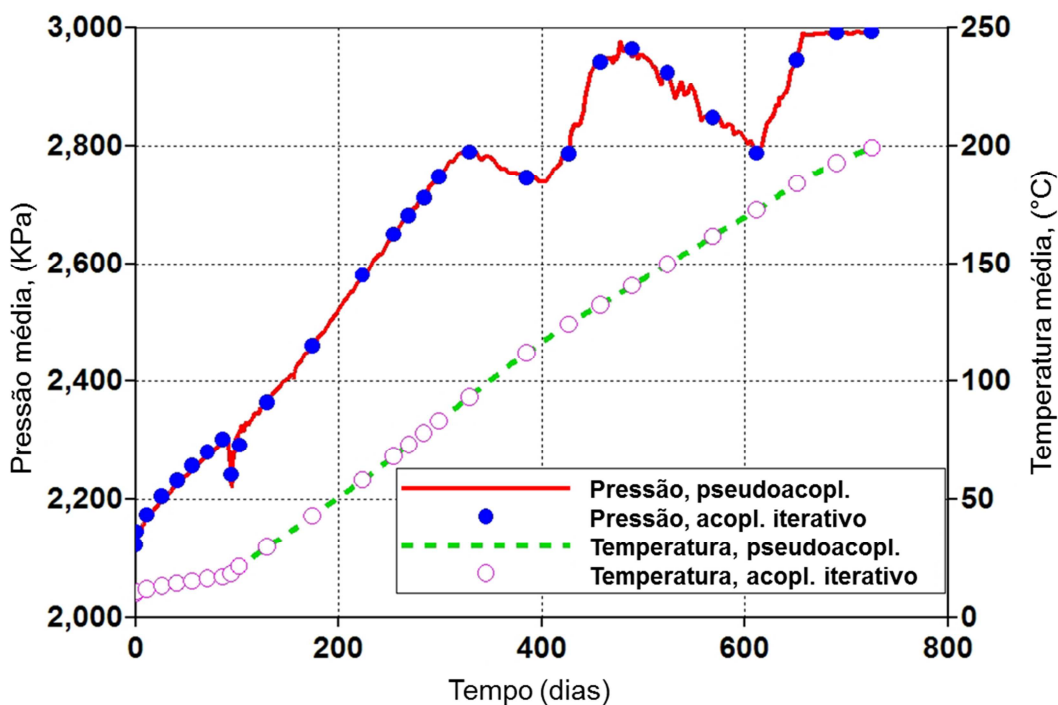


Figura 2.10 Comparação entre pressão e temperatura médias obtidas por pseudoacoplamento e acoplamento em duas vias. [25]

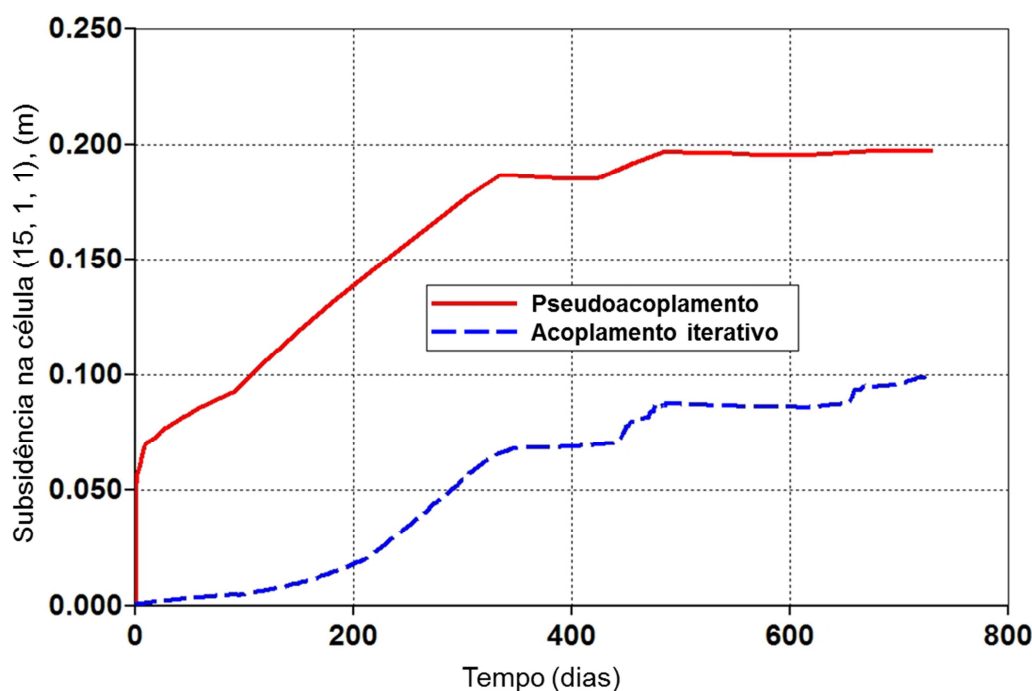


Figura 2.11 Comparação entre valores de subsidência obtidos por pseudoacoplamento e acoplamento em duas vias. [25]

O trabalho desenvolvido nesta tese difere dos acima citados por propor a utilização de ensaios laboratoriais de caracterização do comportamento tensão - deformação - permeabilidade, com amostras da própria rocha-reservatório em estudo, para compor as tabelas de pseudoacoplamento. Com isso, procura-se ter um modelo de maior confiabilidade para o gerenciamento e previsão da produção do reservatório.

Entre os simuladores comerciais de reservatório, o *software* IMEX, simulador *black-oil* também da CMG, oferece a opção de pseudoacoplamento.

2.2 Modelos Constitutivos

A rocha pode apresentar, dependendo da tensão de confinamento, um comportamento frágil (rúptil) ou dúctil. Neste último, mesmo com o aumento da tensão desviadora, a rocha continua se deformando sem apresentar uma tensão de pico [22], [31]. Esses dois comportamentos são

ilustrados na Figura 2.12. A tensão de confinamento que define a transição entre esses dois comportamentos varia para cada tipo de rocha. Em seu livro, Goodman [22] apresentou uma tabela com valores de transição entre os comportamentos rúptil para dúctil: enquanto para arenitos a magnitude costuma ser superior a 100 MPa, em rochas carbonáticas esse valor fica entre 20 e 100 MPa, para *chalk*, inferior a 10 MPa. Assim, conhecer o estado de tensões inicial da rocha a ser estudada e a trajetória de tensões é importante para entender seu comportamento. No caso da rocha-reservatório, há uma alta tensão confinante, levando a um comportamento dúctil que pode culminar com o colapso de poros.

Soares [32] realizou ensaios laboratoriais de mecânica de rochas segundo uma trajetória edométrica (em que não há deformações laterais) em amostras de rocha carbonática, os quais indicaram a ocorrência de colapso de poros. Para representar esse comportamento, de resistência à

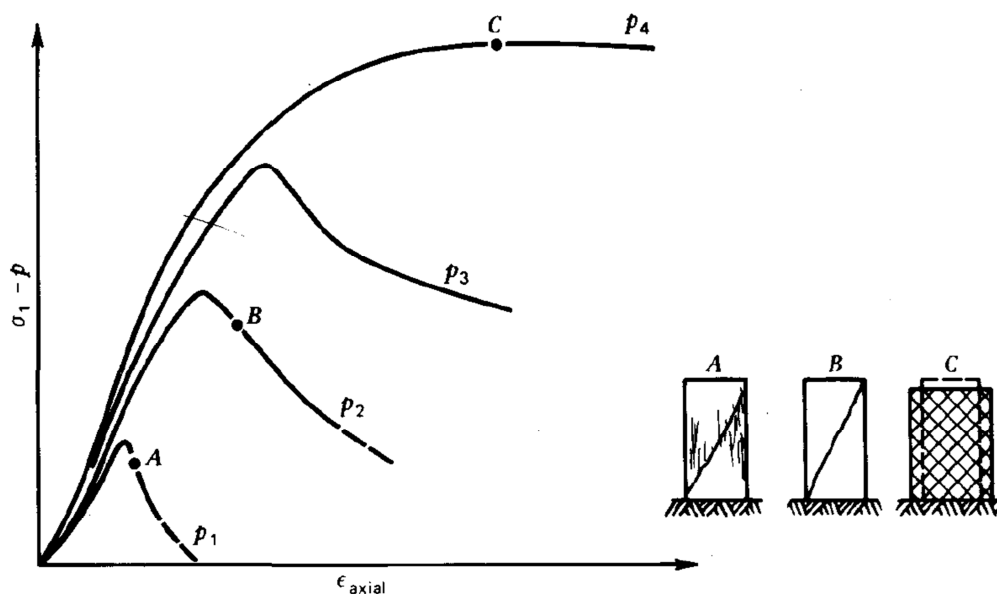


Figura 2.12 Efeito do confinamento na transição de comportamento dúctil para rúptil, incluindo a forma de ruptura. [22]

compressão, foram utilizados modelos de ruptura com fechamento de envoltória (*cap*). Outros autores também utilizaram esse tipo de modelo para a rocha carbonática, obtendo boa concordância com dados experimentais: Alves *et al.* [33] e Azevedo [34] utilizaram um modelo de ruptura baseado na interseção entre a superfície de ruptura de Mohr-

Coulomb com o *cap*. A utilização do modelo com *cap* para representação da rocha-reservatório também pode ser justificada pela trajetória de tensões. Considerando um reservatório homogêneo, a trajetória que mais se aproxima da realidade é a edométrica, que culmina com o escoamento da rocha na direção do fechamento da envoltória.

Dentre os modelos elasto-plásticos que podem representar o comportamento tensão-deformação das rochas-reservatório, o elástico com endurecimento plástico pode ser representativo. No regime elástico, o modelo mais comumente utilizado é o linear, segundo a Lei de Hooke, até atingir a envoltória de escoamento ou seu fechamento. De acordo com Desai & Siriwardane [35], as deformações elásticas não dependem da trajetória de tensões, mas apenas do seu estado final. Já no caso das deformações plásticas, estas dependem da trajetória de tensões e, normalmente, apresentam uma relação não linear entre tensão e deformação.

De acordo com a Lei de Hooke, no caso unidimensional, a relação tensão-deformação elástica é dada por:

$$\sigma = E \varepsilon \quad (2.32)$$

Ao atingir a envoltória ou o seu fechamento, inicia-se o escoamento do material. Segundo o critério de Drucker-Prager, a envoltória é definida com base nos invariantes do tensor de tensões:

$$F_s = \sqrt{J_2} - tb\beta I_1 - d \quad (2.33)$$

onde I_1 e J_2 são o primeiro invariante de tensões e o segundo invariante das tensões desviadoras, β e d são parâmetros que correspondem ao ângulo de atrito e à coesão, respectivamente. Enquanto a envoltória é uma linha reta, seu fechamento pode ser representado por diferentes formas, desde que convexas. Na prática, deve ser determinada a partir de ensaios laboratoriais para o material em estudo [35].

A Figura 2.13 ilustra a comparação feita por Ewi [36] entre os critérios de Mohr-Coulomb, Lade Modificado e Drucker-Prager para a

previsão de resistência em condições de compressão e extensão triaxiais. Ao analisar a compressão, os três modelos coincidem. Já na extensão triaxial, enquanto o critério de Mohr-Coulomb é mais conservador, o de Drucker-Prager pode ser considerado ousado por prever uma resistência à extensão igual à de compressão.

Para reduzir esse efeito, no manual do software ABAQUS [37] consta o Modelo Modificado de Drucker-Prager no espaço $\sigma_m \times t$ ¹, que conta com o parâmetro R , definido como a razão entre as tensões de escoamento de extensão e de compressão, podendo variar entre 0.778 e a unidade. A Figura 2.14 mostra a envoltória, enquanto a Figura 2.15, uma comparação da resistência com os dois valores extremos de R .

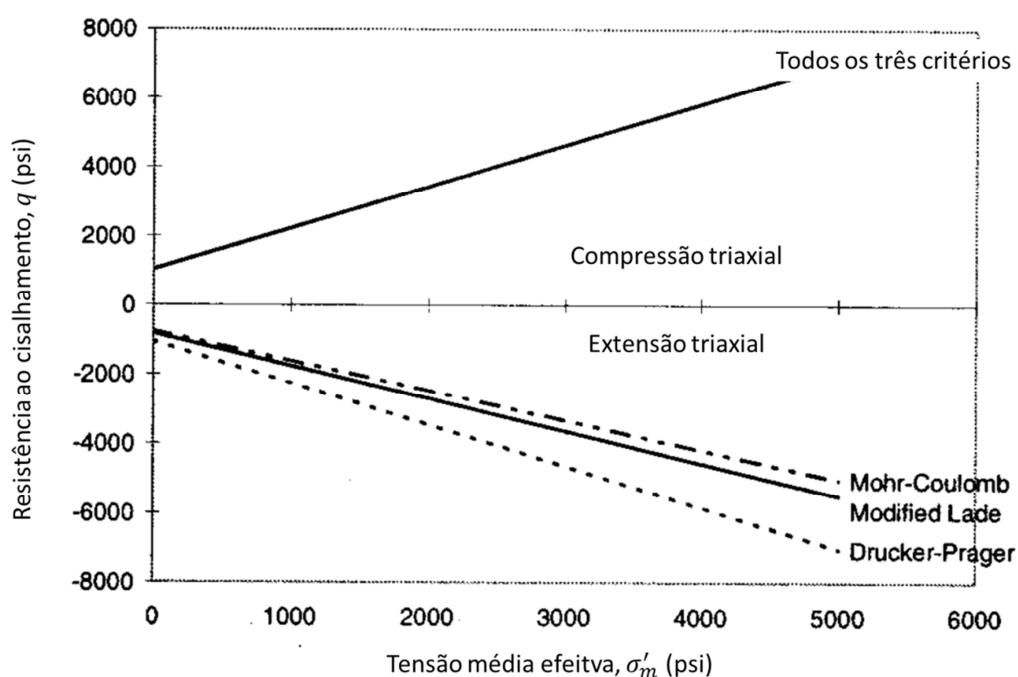


Figura 2.13 Comparação entre as resistências previstas pelos modelos de Lade Modificado, Mohr-Coulomb e Drucker-Prager. [36]

¹ Por uma questão de organização, apesar de o espaço em questão ser amplamente denominado $p \times t$ na literatura, aqui será denominado $\sigma_m \times t$, mantendo p como a variável relativa à poropressão.

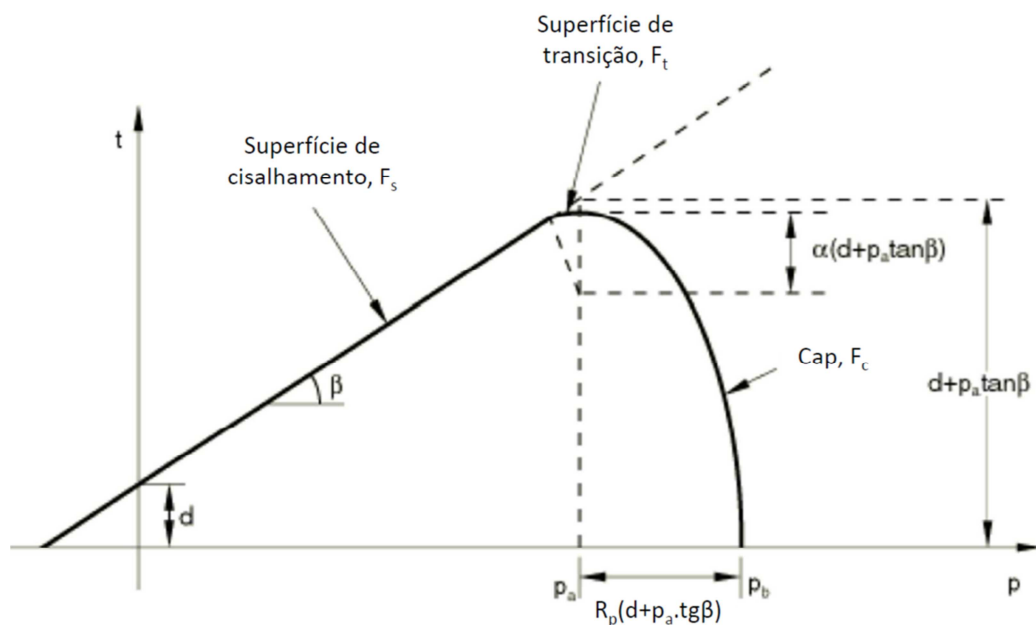


Figura 2.14 Envoltória de Drucker-Prager modificada no espaço $\sigma_m \times t$. [37]

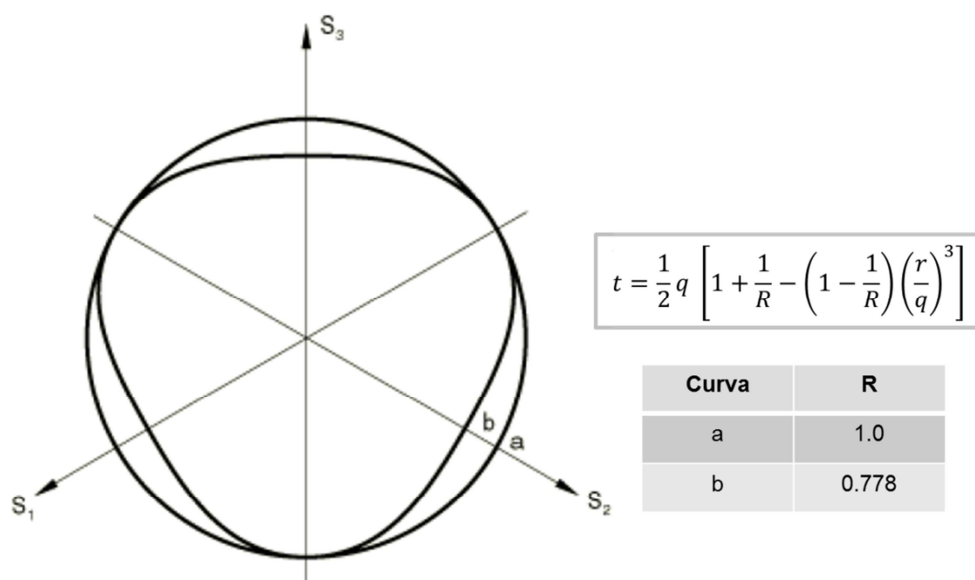


Figura 2.15 Comparação entre superfícies com valores extremos de R. [37]

Como ilustrado na Figura 2.14, no critério de Drucker-Prager Modificado a resistência é formada por três superfícies: cisalhamento, transição e fechamento, ou *cap*, definidas, respectivamente, como:

$$F_s = t - \tan \beta \cdot \sigma_m - d \quad (2.34)$$

$$F_t = \sqrt{[\sigma_m - p_a]^2 + \left[t - \left(1 - \frac{\alpha}{\cos \beta} \right) (d + p_a \tan \beta) \right]^2} - \alpha(d + p_a \tan \beta) = 0 \quad (2.35)$$

$$F_c = \sqrt{[\sigma_m - p_a]^2 + \left[\frac{R_p t}{\left(1 + \alpha - \alpha / \cos \beta \right)} \right]^2} - R_p(d + p_a \tan \beta) = 0 \quad (2.36)$$

O tensor das tensões desviadoras $\tilde{S}$ é dado por:

$$\tilde{S} = \tilde{\sigma} + \sigma_m \tilde{I} \quad (2.37)$$

A tensão equivalente de von Mises é obtida a partir do produto escalar:

$$q = \sqrt{\frac{3}{2} \tilde{S} : \tilde{S}} \quad (2.38)$$

Enquanto o terceiro invariante de tensão é dado por:

$$r = \left(\frac{9}{2} \tilde{S} : \tilde{S} \cdot \tilde{S} \right)^{1/3} \quad (2.39)$$

Desta forma, t é definido como:

$$t = \frac{1}{2} q \left[1 + \frac{1}{R} - \left(1 - \frac{1}{R} \right) \left(\frac{r}{q} \right)^3 \right] \quad (2.40)$$

Quando $R = 1$, $t = q$, como indicado na Figura 2.15, e a resistência à extensão triaxial é igual à de compressão.

R_p é um parâmetro do material que controla a forma do fechamento, α é um número pequeno, entre 0.01 e 0.05, que define a superfície de transição, permitindo uma transição suave entre o *cap* e a envoltória. p_b define a posição inicial do *cap* e p_a é dado por:

$$p_a = \frac{p_b - R_p d}{(1 + R_p \tan \beta)} \quad (2.41)$$

Finalmente, $\sigma_m = 1/3 \text{ traço}(\tilde{\sigma})$ e $\tilde{\sigma}$ é o tensor das tensões.

Quando o material atinge o fechamento da envoltória, ocorre o colapso de poros. A partir deste ponto, passa a sofrer deformações plásticas com o aumento das tensões efetivas. Esse fenômeno pode ser representado pelos modelos de *cap* com endurecimento, em que o comportamento plástico ocorre através do afastamento do fechamento da envoltória [35]. De acordo com Settari & Walters [26], esse endurecimento do material é controlado por uma relação definida pelo usuário entre a deformação volumétrica plástica e a respectiva tensão média efetiva que define a posição do *cap*, obtida do laboratório.

As deformações plásticas, definidas pela Lei de Endurecimento do material, podem ser obtidas a partir dos resultados de laboratório e da teoria da elasticidade. De acordo com a teoria da elasticidade [38], a deformação volumétrica elástica é dada por:

$$\varepsilon_{vol}^{el} = \frac{1}{K_b} \sigma_m \quad (2.42)$$

Assim, a deformação plástica pode ser calculada pela diferença entre a total, medida em laboratório, e a elástica.

Além do endurecimento através do afastamento do *cap*, há também o endurecimento através do afastamento da envoltória de escoamento por cisalhamento, cujo comportamento é definido através de uma tabela que relaciona coesão com deformação volumétrica plástica, definidas como, respectivamente:

$$d = \frac{\sqrt{3}}{2} \tau \left(1 + \frac{1}{R} \right) \quad (2.43)$$

$$\varepsilon_{vol}^{pl} = \frac{\gamma^{pl}}{\sqrt{3}} \quad (2.44)$$

onde τ é a tensão cisalhante e γ^{pl} a deformação plástica cisalhante.

2.3

Relação entre Deformação Volumétrica e Permeabilidade

Como visto no início deste capítulo, a redução da poropressão, decorrente da exploração do campo, causa deformações volumétricas na rocha-reservatório que podem reduzir suas porosidade e permeabilidade. Ensaios rotineiros de mecânica de rochas medem o comportamento tensão *versus* deformação da amostra. A medição da permeabilidade a cada incremento de carregamento é um procedimento pouco usado, apesar de importante para o entendimento do comportamento hidromecânico da rocha. Pesquisas dessa natureza são mais comuns para arenitos, como os trabalhos de Du & Wong [39], Holt [40], Ostermeier [41] e Li & Chalaturnyk [27], entre outros. Quando se trata de carbonatos, porém, o número de publicações é mais restrito.

Dautriat *et al.* [42] fizeram ensaios em carbonatos e mediram a variação da permeabilidade absoluta, nas três direções principais, com a tensão hidrostática, como mostra a Figura 2.16. Como se pode observar, com o aumento do confinamento, há uma redução do tensor de permeabilidade, praticamente o mesmo comportamento nas três direções. Segundo os autores, quando a tensão hidrostática alcança 45 MPa, ocorre uma quebra no comportamento, o que está associado ao colapso de poros.

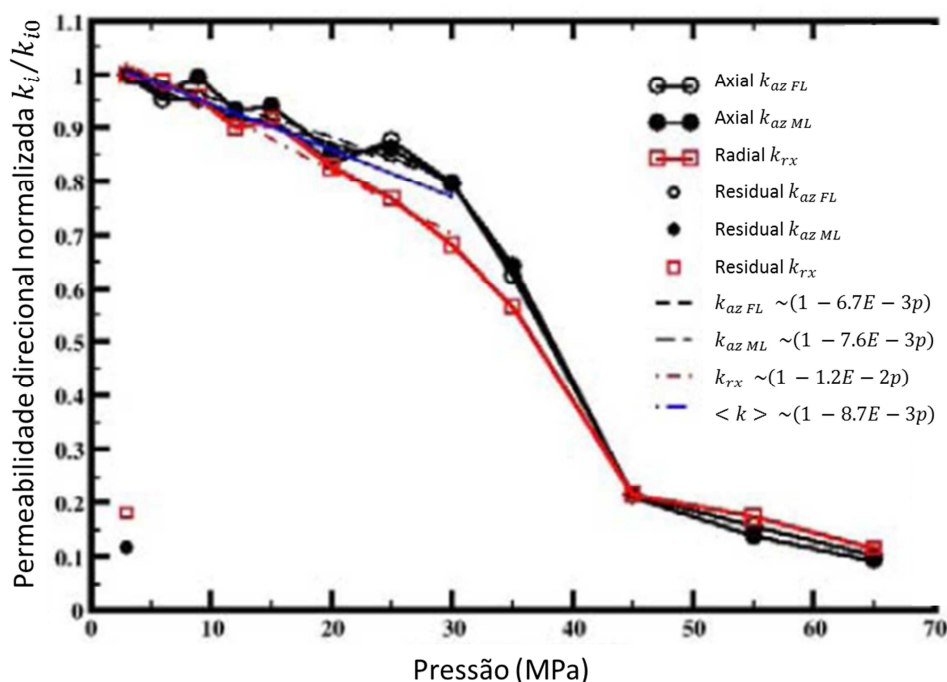


Figura 2.16 Comportamento permeabilidade adimensionalizada *versus* tensão hidrostática para rocha carbonática. [42]

Crawford & Yale [43] também fizeram ensaios da mesma natureza (Figura 2.17), porém utilizando ensaios triaxiais cuja razão entre o incremento das tensões horizontais e verticais foi de 0.5. A partir das permeabilidades normalizadas, observa-se, para cada amostra, sua queda com o aumento da tensão desviadora e da deformação axial. Mas, diferentemente do estudo anterior, não se observa, claramente, o colapso de poros nas curvas referentes à permeabilidade (curvas vermelhas), apesar da plastificação indicada no comportamento tensão *versus* deformação (curvas pretas). É importante observar que as amostras são de um carbonato dolomitizado, o que acaba por aumentar a resistência da rocha [43].

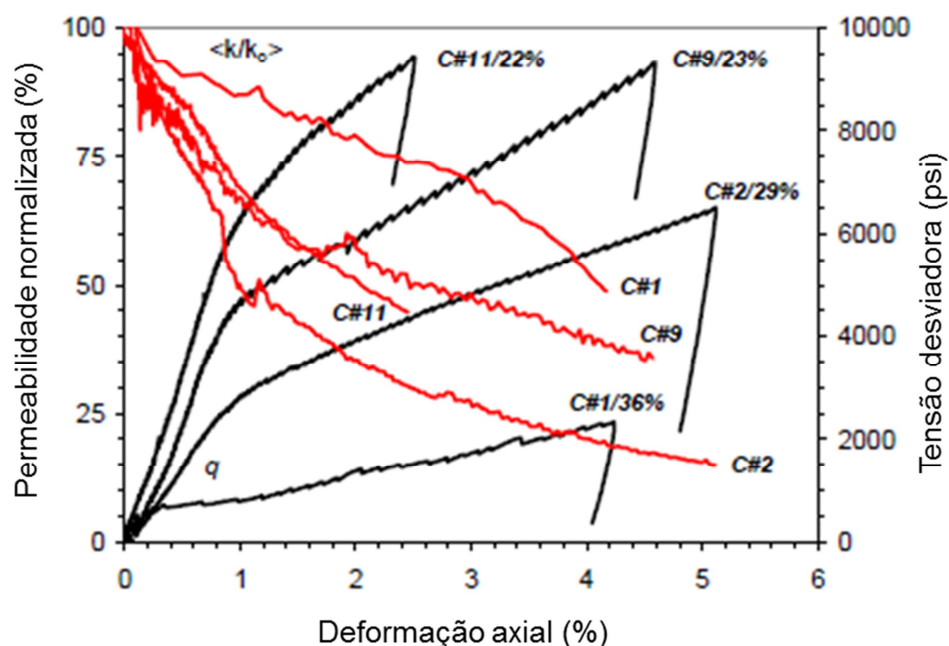


Figura 2.17 Variação da permeabilidade (curvas vermelhas) e da tensão desviadora (curvas pretas) com a deformação axial para quatro diferentes amostras de carbonato dolotimizado. [43]

Soares [32], [44] fez medições de permeabilidade vertical e deformação axial, com monitoramento de velocidade de onda longitudinal, durante ensaios triaxiais sob condições edométricas com diversas amostras de carbonatos. Além de verificar a redução da permeabilidade com o aumento das tensões de compressão, como nos trabalhos anteriores, também constatou que amostras com maior porosidade apresentaram menor tensão de colapso. Essas verificações são apresentadas nas Figura 2.18 e Figura 2.19.

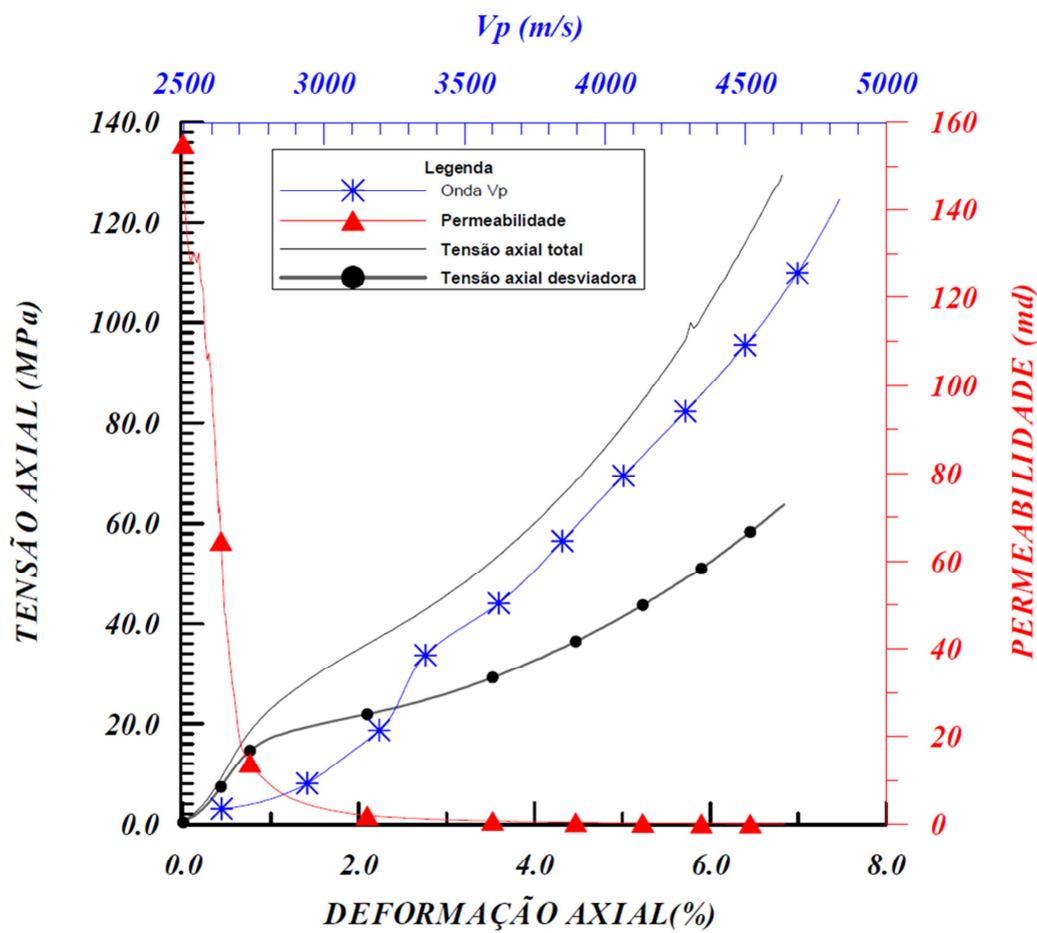


Figura 2.18 Curvas Tensão x Deformação, Permeabilidade x Deformação e Tensão x V_p para amostra CP08W. [32]

As tensões de colapso de poros, ou de pré-adensamento, apresentadas no gráfico da Figura 2.19 são quantificadas na Tabela 2.1.

Na Figura 2.20 são comparadas imagens petrográficas antes e após o colapso de uma das amostras, CP03W do poço B-05. Percebe-se como foi alterada a estrutura da rocha com redução dos espaços porosos, o que influencia, diretamente, suas características permo-porosas.

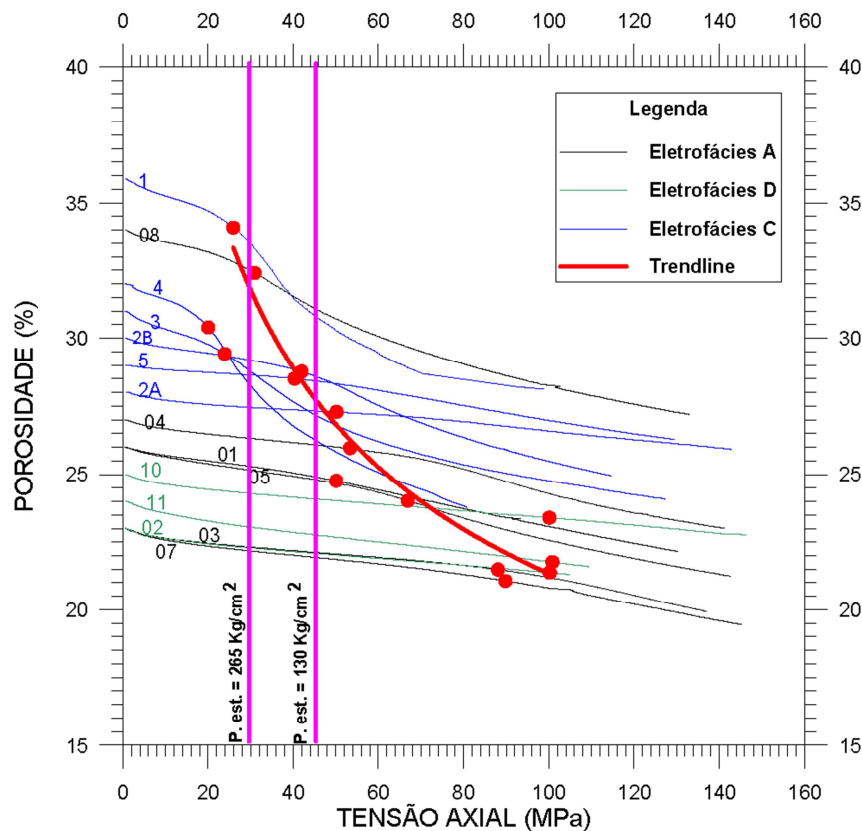


Figura 2.19 Gráfico Tensão Axial x Porosidade, ressaltando as tensões de colapso (pontos vermelhos). [32]

Como o que se mede durante um ensaio de mecânica de rochas é a deformação, é preciso relacioná-la à porosidade. Wan [45] sugere a seguinte relação, resultante do balanço de massa para o material poroso, em que a deformação da matriz sólida é causada pelo rearranjo dos grãos:

$$\phi = 1 - (1 - \phi_0) 2.718^{\Delta \varepsilon_{vol}} \quad (2.45)$$

A partir da porosidade é possível definir o índice de vazios:

$$e = \frac{\phi}{1 - \phi} \quad (2.46)$$

Tabela 2.1 Valores de tensões axiais de colapso de poros para amostras do campo B medidas em laboratório por Soares. [32]

CP	Tensão de colapso (MPa)
01	50
02	100
03	88
04	53
05	67
07	90
08	31
10	100
11	100
1	26
2a	50
2b	42
3	24
04	20
05	40

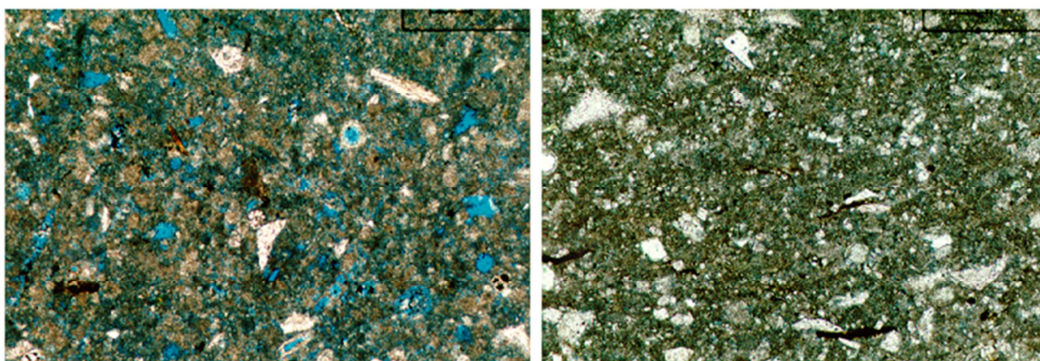


Figura 2.20 Lâminas antes e após ensaio edométrico realizado no CP3, do poço B-05. Fundo azul indica os poros. [32]

O cálculo da permeabilidade é feito com base na Lei de Darcy [23] que, no caso de fluxo horizontal, é dada por:

$$v = \frac{Q}{A} = \frac{k}{\mu} \frac{\Delta p}{\Delta L} \quad (2.47)$$

onde v é a velocidade de Darcy em m/s , Q é a vazão de fluido em m^3/s ,

A é a área aberta ao fluxo em m^2 , k é a permeabilidade, em m^2 , μ é a viscosidade dinâmica em $Pa.s$, ΔL é a distância percorrida pelo fluido e Δp é a diferença de pressão entre a entrada e a saída do fluido da amostra. Outra unidade também difundida da permeabilidade é o milidarcy (mD), cujo fator de conversão a partir do m^2 é $1.E + 15$.

Aqui cabe uma pequena observação para o caso em que diferentes camadas contribuem para o fluxo. Nessa situação é possível calcular um valor de permeabilidade que representa a contribuição de todas as camadas. Nas direções vertical e horizontal, a permeabilidade equivalente é dada, respectivamente, pelas médias harmônica e aritmética das permeabilidades das diferentes camadas [23]:

$$k_v = \frac{\sum x_i}{\sum \left(\frac{x_i}{k_{vi}} \right)} \quad (2.48)$$

$$k_h = \frac{\sum k_{hi} x_i}{\sum x_i} \quad (2.49)$$

onde x_i é a espessura de cada camada e k_{vi} e k_{hi} são as permeabilidades vertical e horizontal de cada camada. Nesse mesmo contexto, a porosidade média é determinada através de:

$$\phi_{EQV} = \frac{(\phi_{R1} + \phi_{R2})}{2} \quad (2.50)$$

onde os subscritos EQV , $R1$ e $R2$ indicam o meio equivalente e as rochas tipo um e dois que o compõem.

Quanto à influência da trajetória de tensões na variação da permeabilidade, alguns autores fizeram ensaios laboratoriais para entender esse aspecto. Vale enfatizar que trabalhos dessa natureza são restritos na literatura, sendo que a maioria utilizou amostras de arenitos.

Azevedo [46] utilizou uma célula cúbica em que fez ensaios hidrostáticos e triaxiais verdadeiros de compressão medindo a permeabilidade nas duas direções horizontais. Após testar amostras de arenitos provenientes de diferentes formações, observou que a trajetória hidrostática foi a que resultou na maior redução da permeabilidade.

Ferfera *et al.* [47] também utilizaram amostras de arenito, mas mediram a permeabilidade na direção vertical. Foram feitos ensaios hidrostáticos, triaxiais de compressão com confinamentos constantes e triaxiais em que a razão entre as variações de tensões efetivas vertical e horizontal eram constantes ($K_{traj} = \frac{\Delta\sigma'_h}{\Delta\sigma'_v} = cte$, sendo K_{traj} o coeficiente de trajetória de tensões). Observaram que, quanto mais isotrópica a trajetória de tensões, maior a redução da permeabilidade.

Holt [40] trabalhou com amostras de arenito frágil com altas porosidades e permeabilidades, medindo o fluxo na direção vertical. Além dos ensaios feitos por Ferfera *et al.* [47], fez também de extensão triaxial. De acordo com seu trabalho, as maiores reduções de permeabilidade foram observadas nos ensaios triaxiais após o escoamento, ou seja, quando as tensões cisalhantes ultrapassaram a envoltória.

Crawford & Yale [43] utilizaram amostras de rochas carbonáticas e, apesar de não mencionarem explicitamente a direção das medições de fluxo, provavelmente o fizeram na vertical. Os ensaios de mecânica de rochas foram do tipo triaxial de compressão com confinamento constante e com K_{traj} constante. Assim como os trabalhos de Ferfera *et al.* e de Azevedo, seus resultados indicam que a redução da permeabilidade é maior para as trajetórias com maiores valores de K_{traj} .

2.4

Classificação das Rochas Carbonáticas

Rochas carbonáticas, por definição, têm em sua composição um mínimo de 50% de minerais carbonáticos. Existem inúmeras formas de classificá-las [48]. À que mais são feitas referências, tanto na literatura quanto nas atividades operacionais nesse tipo de rocha, é a de Dunham

(1962), a qual é baseada na razão lama-grão e no arranjo de empacotamento dos grãos da estrutura (textura). Uma das razões para a classificação de Dunham ser amplamente utilizada é devido à sua simplicidade que, através de poucas classes, retrata bem o que se encontra na natureza. Outra classificação também bastante utilizada é a de Embry-Klovan, considerada como uma extensão da de Dunham. Antes de descrever essas classificações, porém, serão apresentados alguns termos e conceitos que servem como base para um melhor entendimento.

2.4.1

Componentes da Classificação Textural

Uma classificação quanto à textura, como a de Dunham, leva em consideração os tipos e quantidades dos quatro componentes texturais, ilustrados na Figura 2.21: grãos, lama carbonática (também denominada de micrita ou matriz carbonática), cimento e poros [1], [49], [50]. Os três primeiros componentes são descritos a seguir, segundo Terra *et al.* [51].

Micrita é um dos componentes mais comuns nas rochas carbonáticas. É definido como todo material carbonático constituído por cristais menores de 0,0625mm, que corresponde ao tamanho silte. O cimento também é outro constituinte bastante frequente. A cimentação ocorre quando os fluidos nos poros estão supersaturados com a fase cimentante, sem fatores que inibam sua precipitação, de forma que acabam por preencher algum espaço poroso existente na rocha. Alguns minerais que podem atuar como material cimentante em rochas carbonáticas são a aragonita, calcita magnesiana e a dolomita.

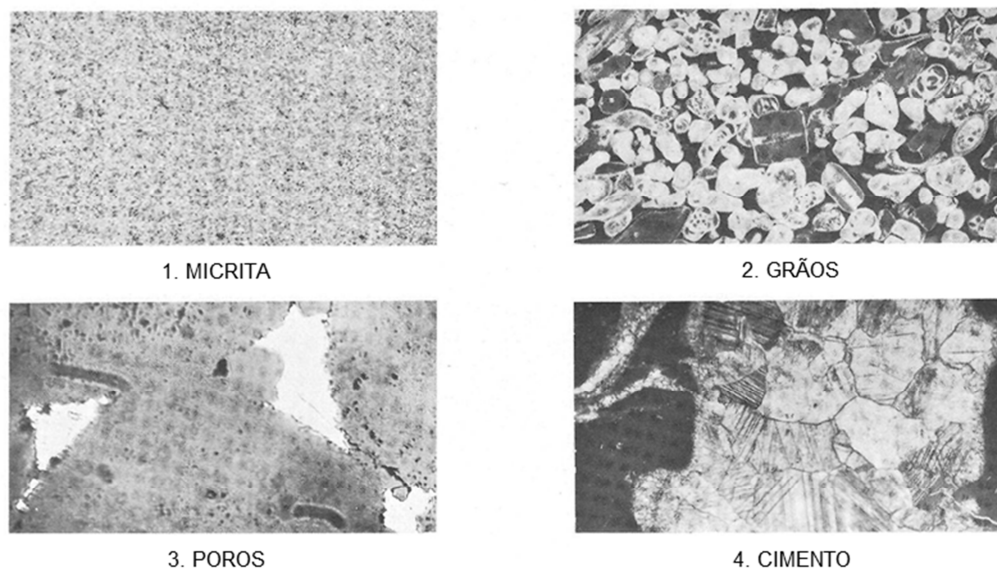


Figura 2.21 Componentes texturais de rochas carbonáticas: lama carbonática, grãos, poros e cimento. [51]

Entre os vários tipos de grão existentes, a seguir são descritos aqueles relacionados a esse trabalho. Os oólitos são partículas de forma esférica a subesférica, originadas pelo processo de acreção físico-química, no qual o grão aumenta gradualmente de tamanho devido à adição constante de partículas menores. Possuem, em geral, tamanho areia, variando entre 0,2 mm e um milímetro. A estrutura interna é formada por envelopes concêntricos contínuos em torno do núcleo. Os oncolitos, grãos de origem predominantemente orgânica, caracterizam-se por possuírem envelopes descontínuos, geralmente pouco nítidos e com sedimento preso entre os envelopes de forma subesférica a subelíptica. Da mesma forma que os oólitos, sua forma externa é dependente da forma do núcleo no início do processo de acreção. Com o desenvolvimento, os oólitos tendem a ser mais esféricos que os oncolitos, já que o processo inorgânico exige um ambiente com energia mais elevada que a orgânica. Os peloides são grãos micríticos de forma subesférica sem estrutura interna. Os peloides fecais são grãos elipsoides de origem fecal e seção circular com diâmetro, em geral, entre 0,1 mm e 0,5 mm. Por fim, os bioclastos são os principais constituintes das rochas carbonáticas e englobam todos os fósseis de estruturas calcárias de organismos ou os fragmentos destas estruturas.

Essas estruturas são ilustradas na Figura 2.22 modificada do trabalho de Terra *et al.* [51].

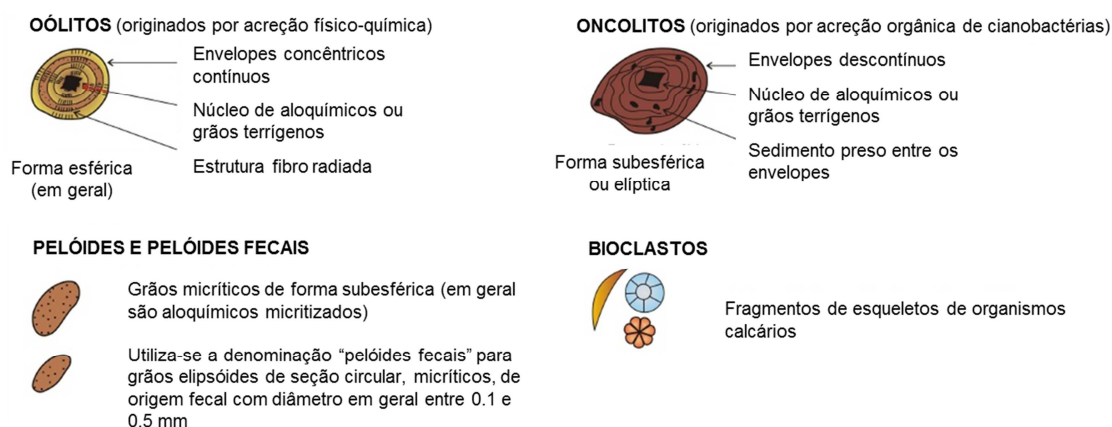


Figura 2.22 Definição de alguns constituintes da rocha carbonatada. [51]

Além desses quatro constituintes, grão, cimento, micrita e poro, um quinto constituinte são as estruturas orgânicas que crescem *in-place*, como os corais. Essas estruturas podem ser os únicos constituintes de uma rocha carbonática, como os estromatólitos, ou, mais usualmente, aparecer em conjunto com grãos e lama carbonática depositadas mecanicamente. Há, ainda, um sexto componente textural, a cristalização dos grãos por processo diagenético, que acaba por modificar os tipos básicos de carbonatos [49].

2.4.2 Classificação de Dunham, 1962

Segundo a classificação de Dunham, Figura 2.23, os sedimentos devem refletir o nível geral de energia presente no ambiente de deposição. Esse conceito de interdependência entre a textura e a energia do local de deposição é justificável pelo fato de que rochas carbonáticas sofrem, em geral, pouco transporte. Portanto, a maior parte dos carbonatos é depositada próximo ao local de sua geração.

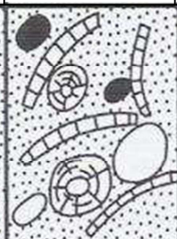
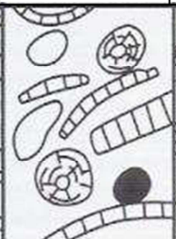
Textura deposicional reconhecível					Textura deposicional não reconhecível
Componentes originais não cresceram juntos durante a deposição				Comp. cresceram juntos durante a deposição	
Contém lama carbonática			Não contém lama, suporte pelos grãos		
Suporte pela lama		Suporte pelos grãos			
Menos de 10% grãos	Mais de 10% grãos				
<i>Mudstone</i>	<i>Wackestone</i>	<i>Packstone</i>	<i>Grainstone</i>	<i>Boundstone</i>	<i>Cristalina</i>
					

Figura 2.23 Classificação de Dunham. [48]

As principais classes de rochas na classificação de Dunham são baseadas na presença ou ausência de lama de carbonato e no conceito de suporte pelo grão *versus* matriz. As nomenclaturas dadas às rochas são modificadas pelo constituinte que se encontra em maior quantidade, definindo, assim, as condições biológicas e físicas do ambiente de deposição [48], [50].

Carbonatos detríticos podem ser classificados como *mudstone*, *wackestone*, *packstone* ou *grainstone* que, nesta ordem, representam um contínuo crescente de energia do ambiente de deposição. De acordo com Dunham, *mudstones* apresentam acima de 90% de teor de lama. Os *grainstones* são rochas com apenas grãos, sem lama. *Packstones* são rochas com menos de 50% de grãos de formas irregulares que criam textura que se auto-sustenta. *Wackestones* são rochas que contêm lama e grãos, mas sem uma textura que se auto-sustenta, ou seja, os grãos estão dispersos, “flutuando” na matriz de lama.

Carbonatos nos quais os componentes carbonáticos foram agregados juntos durante a deposição, usualmente por microorganismos,

são classificados como *boundstones*, representando o quinto componente textural acima mencionado.

Carbonatos diageneticamente alterados são classificados como carbonatos cristalinos cuja textura deposicional é irreconhecível por causa da obliteração durante a diagênese (sexto componente textural).

2.4.3

Classificação de Embry-Klovan, 1971

Para melhor descrever os carbonatos recifais, representados pelos *boundstones* da classificação de Dunham, Embry e Klovan (1971), considerando o padrão de crescimento dos organismos, subdividiram essa classe em outras três: (i) *framestone*, recife construído por esqueletos vigorosos de corais e/ou algas vermelhas de acordo com um padrão de estrutura tipo viga; (ii) *bindstone*, o recife é construído em pavimentos ou em substratos; e (iii) *bafflestone*, recifes que exibem acumulações carbonáticas detríticas entre as “plantas”, como algas (*seagrass*) [52].

Embry e Klovan incluíram mais duas classes ainda relacionadas a carbonatos recifais: (i) *floatstone*, carbonato com suporte pela matriz composto por mais de 10% de partículas de matéria recifal de tamanho maior que dois milímetros, que corresponde à classe *wackestone* de Dunham; e (ii) *rudstone*, carbonato suportado pelo grão composto por partículas recifais de tamanho maior que dois milímetros e que corresponde às classes *packstone* e *grainstone* de Dunham. Essa classificação, assim como sua correspondência com a de Dunham, é apresentada na Figura 2.24

Infelizmente, essas classificações não possuem uma tradução para o português, sendo as nomenclaturas utilizadas em suas formas originais.

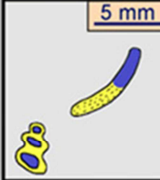
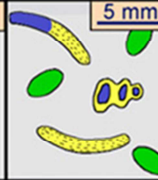
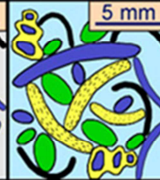
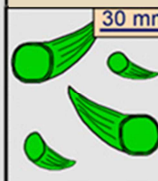
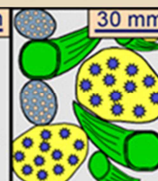
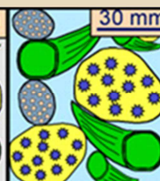
Textura deposicional reconhecível					Textura deposicional não reconhecível
Componentes não cresceram juntos deposição				Comp. cresceram juntos durante a deposição	
Contém lama carbonática		Suporte pelos grãos	Falta lama. Suportado pelos grãos		
Suporte pela lama					
Menos de 10% grãos	Mais de 10% grãos				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Crystalline
					
	Floatstone	Rudstone (grãos grandes)		Framestone	
				Bindstone	
				Bafflestone	

Figura 2.24 Classificação de Embry-Klovan, 1971, com correspondência com a de Dunham, 1962. (http://www.beg.utexas.edu/lmod/_IOL-CM01/cm01-step03.htm)