

2 Revisão Bibliográfica

2.1. Pressões de poros anormais

A pressão de poros representa a pressão de um fluido nos poros dos sedimentos. Segundo Mouchet e Mitchell (1989), existem três categorias de pressão de poros: pressão hidrostática ou normal (p_n), pressão anormal negativa ou subnormal ($<p_n$), e pressão anormal positiva ou sobrepressão ($>p_n$). Atualmente, quando se fala de pressão anormal ou de sobrepressão, referi-se às pressões positivas. Em alguns textos confunde-se o termo geopressão com a sobrepressão, mas na realidade geopressões agrupa outras pressões existentes na terra (como seu próprio nome diz), além da pressão de poros. Para o presente trabalho define-se sobrepressão como o excesso de pressão acima da pressão hidrostática.

Define-se também p_n como a pressão exercida por uma coluna estática de um fluido, portanto ela é função da altura da coluna, da interconexão dos poros da formação e das propriedades dos fluidos presentes. Sendo assim, ocorrem determinados fenômenos que incrementam as pressões de poros, condicionados pelos mecanismos que geram o excesso de pressão de poros, pela permeabilidade da rocha, o tipo de fluido e o tempo geológico. Segundo Swarbrick e Osborne (1998), estes quatro fatores conceitualizam às sobrepressões como um estado de desequilíbrio resultante da retenção dos fluidos, e a permeabilidade é um dos principais controladores da sua presença e distribuição. A efetividade do entorno selante representa um fator essencial para a existência ou manutenção da pressão anormal, comumente chamada como grau de confinamento; o qual representa a resistência à expulsão do fluido da formação.

As sobrepressões são um problema para o processo construtivo da perfuração de poços tanto em bacias jovens como antigas (desde o Pleistoceno até o Cambriano), de natureza clástica ou carbonífera. Hunt (1990, apud Law et al. (1998)) menciona 180 bacias do mundo onde se apresenta este fenômeno, e a localização de algumas delas aparecem na figura 1 (Onshore: cor verde. Offshore: roxo. Áreas em cor vermelha representam a distribuição –referencial-

das zonas com pressões anormais na Terra. Números adjacentes representam informação adicional observada na tabela 1), junto com uma breve descrição na tabela 1. Além disso, existem outras regiões ainda não reportadas ou identificadas na literatura.



Figura 1 Identificação das bacias sedimentares no mundo. (Modificado de: Schlumberger; Law e Spencer, 1998).

Segundo a figura 1, supõe-se inicialmente que a maior distribuição de pressão de poros anormais acontece no hemisfério norte. Porém Law e Spencer (1998) indagam que isto se deve simplesmente à ampla gama de estudos efetuados nesta região.

Falcão (2002) e outros autores observam que a procura dos hidrocarbonetos se orienta para *offshore*, portanto se incrementam as magnitudes das lâminas de água (*water depth*); e conseqüentemente as formações do subsolo apresentem gradientes de fratura mais baixos, as quais são originadas pelos menores gradientes de sobrecarga (*overburden gradient, OBG*). Esta tendência origina outros problemas, como o mencionado por Dutta (2002), no caso da área do Mississipi (USA), onde são observadas sobrepressões nos sedimentos numa profundidade de 300 a 900 pés abaixo do fundo do mar. Esta tendência indica que cada vez se faz mais difícil a previsão de pressão de poros através das metodologias que se baseiam unicamente no fenômeno da subcompactação e que aplicam a linha de tendência normal como

Tabela 1 Regiões no mundo com geopressões e seus principais atributos. (Law e Spencer, 1998)

Bacia - Região	Nº	Idade da Rocha c / pressão anormal	Sistema de deposição	Prof. (m) topo da geopressão	Gradiente máximo psi/ft	Selante	Fase Pressão fluido	Causa
			(*)			(**)	(***)	(+)
Alaska USA	1	Cretáceo	m	3000	0.84	-	-	-
Beaufort Canadá	2	Paleozóico, Terciário	d	2000-5000	0.85	fa	a/g	-
Alberta Canadá	3	Triássico, Jurássico e Cretáceo	d, m, marg	>1000	-	wb	g	HC
Jeanne d' Arc Canadá	4	Jurássico	m	2900-4600	0.99	fo	a/g	-
Scotian Shell Canadá	5	Jurássico	d	>4500	0.87	-	-	CD/HC
Columbia USA	6	Terciário	f	2700-3000	0.8	wb	g	HC
Willinston USA	7	Devoniano	m	2740	0.73	-	o	HC
Powder River USA	8	Cretáceo	m	3000	0.8	wb	g	HC
Big Horn USA	9	Cretáceo	f,m	3350	>0.6	wb	g	-
Wind River USA	10	Carbonífero, Cretáceo, Terciário	m,f	variable	0.8	wb / fo	g	HC
Greater Green River USA	11	Terciário, Cretáceo	m, d, f	2440	0.9	wb	g	HC
Piceance USA	12	Carbonífero, Cretáceo	f,m	1830-2440	0.82	wb	g	HC
Uinta USA	13	Terciário	L, f	3000	0.83	wb	o	HC
Sacramento USA	14	Cretáceo, Terciário	f,d	1190-3050	0.85	-	g	TC/AE
Anadarko USA	15	Carbonífero	f,d,m	2740-3050	0.9	dia	g	HC/O/CD
Appalachian USA	16	Siluriano	f,d,m	>750	-	wb	g	HC
Gulf Coast USA	17	Jurássico, Cretáceo, Terciário	m,d	1800-4875	perto da litostática	fo	o/g/a	CD/HC
Trinidad - West Indian	18	Cretáceo - Terciário	m,d	460-3650	0.95	fa / fo	a/g/o	-
North Sea	19	Triássico, Jurássico, Cretáceo, Terciário	f,m	>1800	0.87	maris, fo, fa, argilite	o/g/a	CD/HC/TC/AE
Bekes Hungria	20	Terciário	f, d, L	>1800	0.86	-	g/a/c	CD/HC/CO ₂
Adriatic Italia	21	Terciário	turbidídico	>2300	perto da litostática	fa/ fo	a/g/o	CD
Nile Delta Egipto	22	Jurássico, Terciário	Pre-Terc.: m,f Terciario: d,m	520-3700	0.89	e / fo / fa	g/a/c/o	CD/AE/HC
Niger Delta Nigeria	23	Terciário	d	>2740	-	fo	a+g	CD
Timan Pechora Rusia	24	Devoniano, Carbonífero, Permiano	m,d,f	>300	-	fo / e / wb	o/g/a	HC
Dnieper-Donets-Donbas/ Ucrania	25	Carbonífero	m, paludal	450-4500	0.79	wb dia / e	g	HC
South Caspian Kazachstan	26	Terciário	flysch & molasse	>1000	0.85	fo	a/g	CD
Potwar Plateau Pakistan	27	Paleozoico - Neogoceno	m,f,d	60-300	0.7	-	Neog.: a. PN.o/g/a	Neog.: CD Pre Neog.: HC/AE/TC
Sichuan China	28	Permiano, Triássico	m	-	0.93	carbonato	g	TC/O/TC
Nagaoka Plain Japón	29	Terciário	vulcânico	>1400	0.69	argilite	o/g/a	CD
Mahakam Delta Indonesia	30	Terciário	m,d	3500-4000	0.87	fo	a/g	CD
Dampier Australia	31	Jurássico - Cretáceo	-	>875	0.85	-	-	CD/MT

Abreviaturas (*): d=deltaico, f=fluvial, L=lacustre, m=marino, marg=marginal.
 Abreviaturas (**): dia=diagénesis, e=evaporito, fa=falha, fo=folhelho, wb= water block.
 Abreviaturas (***): a=água, c=condensado, g=gás, o=óleo.
 Abreviaturas (+): CD= Compaction Disequilibrium, HC=Hydrocarbon Generation, AE=Aquathermal Expanction, TC= Tectonic Compression, O= Ósmosis, MT= Mineral Transformation, CO₂= Carbon Dioxide Generation.

parte da solução. É importante mencionar que as *NTL* variam de poço para poço ainda que estando numa mesma minibacia e a mesma geologia (Dutta, 2002).

As primeiras pesquisas para a previsão de pressão de poros estão baseadas no fenômeno da subcompactação e são recomendadas pelos autores para bacias da era Terciária. Abaixo destas formações, é provável que a geração de excessos de pressão de poros, seja originada além da subcompactação, pelo fenômeno de expansão de fluidos. Podem-se citar como exemplos as sobrepressões geradas por acumulações de hidrocarbonetos em sua fase gasosa (como acontece nas bacias de Sichuan, China; Timan-Pechora, Rússia; Chaco, Bolívia; etc.). Todas estas bacias apresentam em comum a sua idade geológica, entre 245 – 536 milhões de anos, bacias muito antigas onde o hidrocarboneto se encontra na fase gasosa, como resultado da maturação do kerogênio (metagênese).

2.2. Fenômeno da Sobrepressão: O Sistema

As sobrepressões têm muitas origens, as quais foram estudadas principalmente por Fertl et al. (1977), Mouchet e Mitchell (1989), Swarbrick e Osborne (1998), Shaker (2002), entre outros. Swarbrick e Osborne (1998) conceitualizam a sobrepressão como uma retenção de fluidos, de tal forma que as pressões anormais são o resultado da interação de quatro fatores: (a) mecanismos geradores de pressão de poros, (b) tipo de fluido, (c) permeabilidade da rocha e (d) tempo geológico. Neste trabalho define-se a geopressão, como o resultado de um sistema integrado por processos desenvolvidos em tempos geológicos. É importante diferenciar dois grupos de mecanismos geradores, que assim como existem mecanismos que geram sobrepressão, também existem mecanismos que podem gerar compartimentos isolados ou interligados, os mesmos que podem incrementar ou normalizar a pressão de poros respectivamente. Como resultado, a transferência de pressão está condicionada à forma dos depósitos sedimentares, às estruturas de comunicação e às formações que atravessam ou interligam. Esse segundo grupo de mecanismos geradores ou dissipadores da pressão de poros é diferenciado e definido como mecanismos de origem geotectônica. Este grupo ajudará a justificar as diferenças de pressão de poros entre o previsto e o medido e, sobretudo as variações laterais de pressão de poros. A seguir, descrevem-se os componentes deste sistema, depois são detalhados os principais mecanismos que causam o excesso de pressão de poros, e finalmente

são descritos alguns possíveis casos ou condições da geotectônica; que basicamente corresponde à contribuição de Selim Shaker (2002). A figura 2 apresenta o sistema descrito e seus componentes, onde o resultado final é a sobrepressão.

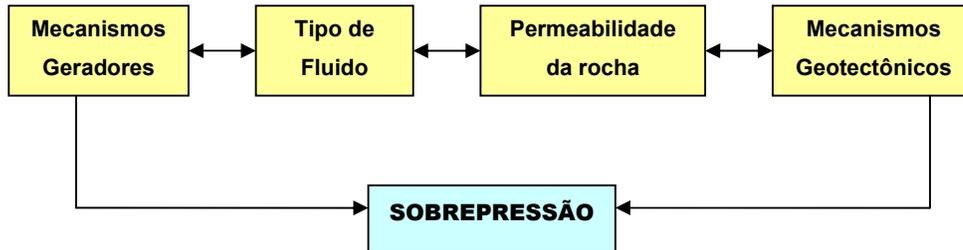


Figura 2. Sistema da sobrepressão. (Modificado de Swarbrick e Osborne, 1998).

A sobrepressão é um estado de desequilíbrio entre a dissipação e a retenção de fluidos, o qual depende da evolução do sistema. Os processos que controlam esta evolução são descritos a seguir.

2.2.1. Mecanismos geradores de pressão de poros – Uma visão geral

Swarbrick e Osborne (1998) agrupam os mecanismos geradores do excesso de pressão de poros em três categorias:

1. Mecanismos relacionados às tensões: desequilíbrio na compactação e tensões de origem tectônica.
2. Incremento do volume de fluido: incremento da temperatura, transformações minerais, geração de hidrocarbonetos, maturação do kerogênio.
3. Movimento de fluidos e fluatibilidade de hidrocarbonetos: osmose, carga hidráulica e fluatibilidade devido ao contraste de densidades.

O mecanismo base, gerador do excesso da pressão de poros é a subcompactação, a qual impede a normal dissipação dos fluidos presentes nos poros da formação, portanto frente a um incremento de sobrecarga, as tensões efetivas permanecem constantes enquanto que as pressões de poros se incrementam. Quando outro mecanismo está presente, além do anterior, como a expansão de fluidos, se apresentam incrementos de volume de fluidos que acrescentam mais ainda a pressão anormal existente nos poros da formação. Esse tipo de sobrepressões é conhecido como “sobrepressões altas” (*high*

overpressure) devido que podem alcançar magnitudes perto das tensões de sobrecarga ($PP \geq 80\%S$) Na presença desse último mecanismo, as tensões efetivas já não são mais constantes, existe uma redução delas, como consequência da transformação de parte da matéria sólida sob efeitos da pressão e temperatura. A figura 3 mostra estes mecanismos e seus efeitos sob as tensões efetivas e as pressões de poros.

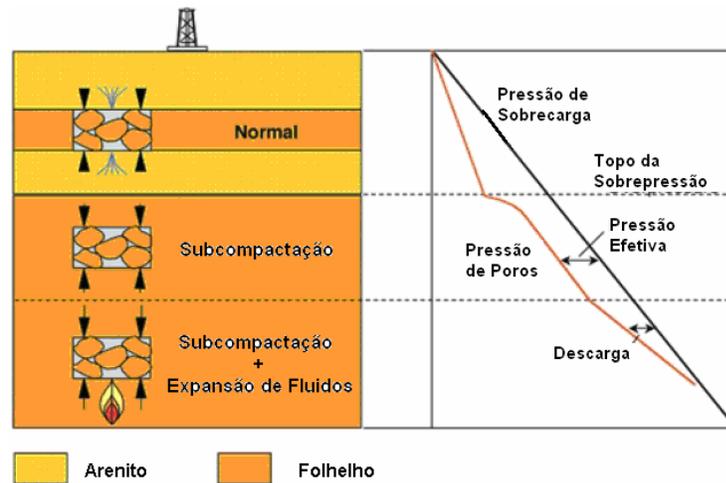


Figura 3 Efeitos da subcompactação e a expansão de fluidos nas tensões efetivas. O primeiro não gera sobrepressões muito altas, acontecendo o contrário com a presença da expansão de fluidos. (Bowers, 2002)

2.2.2. Tipo de fluido

Basicamente, refere-se ao contraste de densidades dos fluidos em suas três possíveis fases: água, óleo e gás, podendo estar presentes numa rocha reservatório (arenito) isolada por rochas de menor porosidade (folhelho) em condições normal ou anormalmente pressurizadas. O contraste de densidades gera um incremento da pressão de poros em direção para a crista do reservatório, tornando a flutuabilidade dos fluidos num mecanismo de geração de pressão de poros de ordem local.

2.2.3. Permeabilidade

A permeabilidade está relacionada às porosidades efetivas da formação e às propriedades físicas dos fluidos presentes. O contraste desta propriedade numa formação obedece a uma retenção ou fluxo dos fluidos presentes; originando-se um comportamento selante ou permeável respectivamente. O

aprisionamento dos fluidos conduz às pressões anormais, controlados por valores baixos de permeabilidade, comumente apresentados em folhelhos, evaporitos e rochas carbonáticas bem cimentadas (Swarbrick e Osborne, 1998).

2.2.4. Condições da geotectônica

É importante para um analista de geopressões poder diferenciar dois ambientes no subsolo marinho. A figura 4 apresenta no topo uma região normalmente pressurizada correspondente aos gradientes hidrostáticos e dominados por atividades hidrodinâmicas. Na base da mesma figura, apresenta-se um sistema sobrepressurizado de compartimentos, onde os gradientes de pressão de poros variam segundo as propriedades físicas da formação, além das condições de contorno que governam o meio. A linha divisória destas duas regiões é conhecida como linha de início da retenção de fluidos.

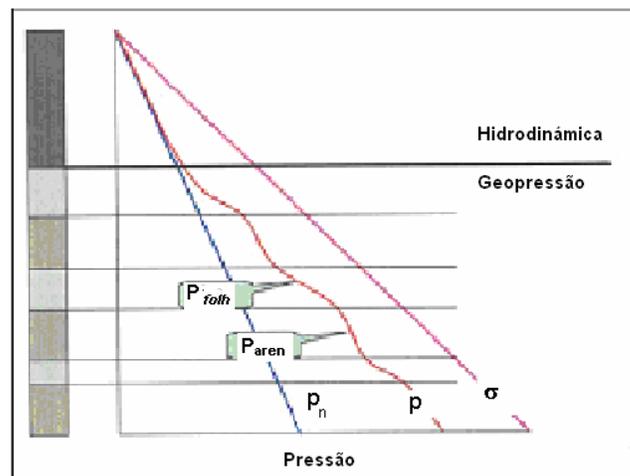


Figura 4 Divisão do subsolo segundo as condições de pressão de poros. (Shaker, 2002).

Considera-se importante mencionar que na região normalmente pressurizada podem-se encontrar aquíferos pressurizados, os quais são geradores de grandes perdas de dinheiro no processo construtivo do poço e que são conhecidos por gerar problemas tipo *shallow water flow*.

Na figura 5 mostra-se que os gradientes de pressão de poros podem variar bruscamente quando se tem uma seqüência de arenitos e folhelhos. Por esta razão, comumente os *blow-outs* e *kicks*, acontecem nas zonas de interface entre folhelhos e arenitos. Pode-se perceber que as medições de pressão de poros “in situ” devem ser feitas em arenitos delgados, para poder calibrar os resultados da previsão (maiores detalhes, na seção 2.5).

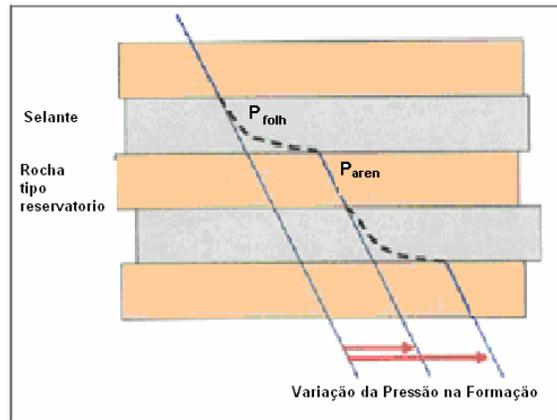


Figura 5 Variação da pressão de poros em compartimentos pressurizados de arenitos e folhelhos. (Shaker, 2002)

Existem mecanismos geológicos de origem sedimentar e estrutural (ambos estudados pela geotectônica), vinculados à geometria dos depósitos como é mostrado na figura 6, e à presença de falhas, mostrado na figura 7. A geologia estrutural também estuda a presença dos domos salinos, sua influência pode manifestar-se através de arenitos conectados ao domo salino provocando uma regressão da pressão de poros como é observado na figura 8, e por outro lado estão as zonas de falhamento (*Rubble Zone*) ao redor do domo salino provocado pela intrusão do domo na formação, aonde se geram compartimentos isolados, aprisionamento de fluido(s) e possíveis incrementos da pressão de poros.

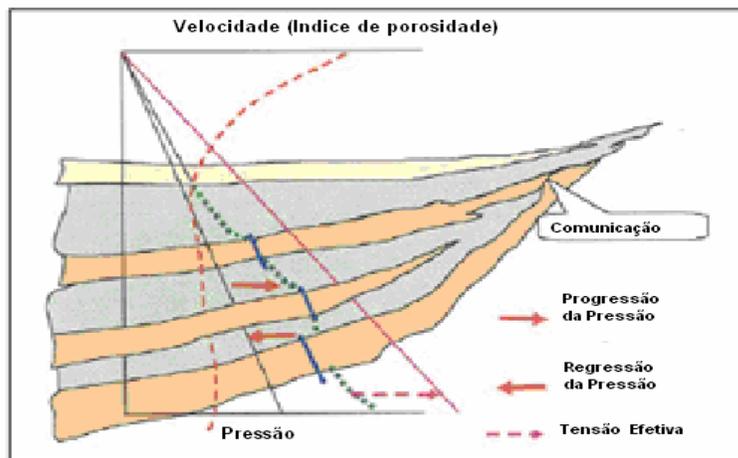


Figura 6 Progressão e regressão da pressão de poros, produzida pela geometria das camadas. Observar a comunicação entre as duas camadas e o decaimento da pressão de poros. (Shaker, 2002).

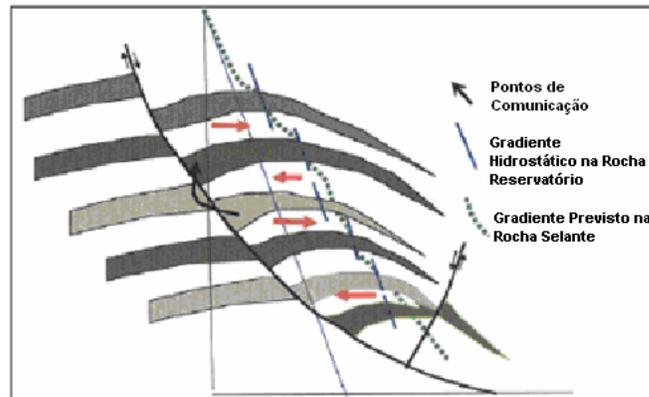


Figura 7 Comunicação entre compartimentos através de uma superfície de falha. (Shaker, 2002)

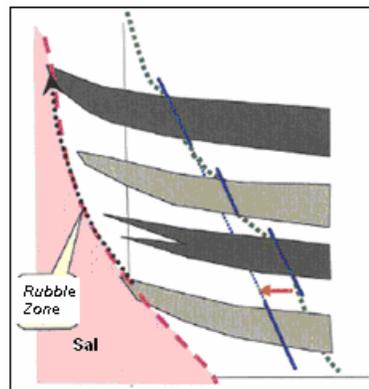


Figura 8 Corpo de arenito em comunicação com o corpo salino, produzindo uma trajetória de fluxo de fluido e a regressão da pressão de poros no arenito. (Shaker, 2002)

O isolamento ou a comunicação de arenitos são os responsáveis pelo decaimento lento ou rápido (relativamente) da pressão de poros na formação de folhelhos; observados nas figuras 9 e 10 respectivamente. Ressalta-se o seguinte: (a) na interface das formações, ambas pressões de poros estão em equilíbrio, tanto para casos de transferência lenta como rápida; (b) a pressão de poros tanto em arenitos como em folhelhos é variável no tempo geológico até alcançar o equilíbrio; e (c) podem existir variações significativas de pressão de poros em ambas formações, dependendo do isolamento e da geometria dos compartimentos. Swarbrick e Osborne (1998) descrevem este fenômeno como “transferência de pressão”, o qual é definido como a redistribuição do excesso da pressão de poros, e é considerado como um mecanismo de controle. A transferência de pressão é diretamente proporcional à permeabilidade da rocha e/ou estruturas de comunicação, e acontecem em intervalos de tempo geológico.

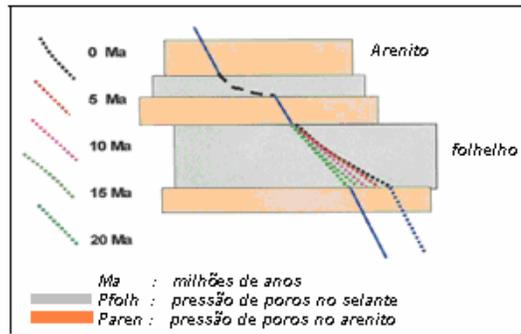


Figura 9 Decremento lento da pressão de poros no folhelho em tempos geológicos. Compartimentos isolados não produzem grandes mudanças entre a P_{folh} e a P_{aren} .

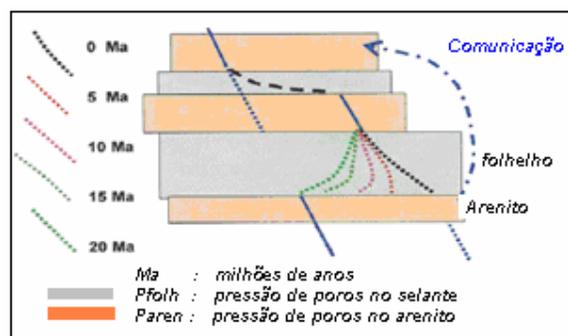


Figura 10 Decaimento rápido da pressão de poros na formação selante, produzido por um arenito interconectado. Existem mudanças significativas entre a P_{folh} e a P_{aren} .

No caso de arenitos muito inclinados, de pouca extensão lateral e inseridos em folhelhos, existem variações laterais da pressão de poros entre a rocha selante e a rocha reservatório. Ver seção 2.5.

2.3. Descrição dos mecanismos geradores de sobrepressão

Neste item apresentam-se os principais mecanismos geradores do excesso de pressão de poros.

2.3.1. Desequilíbrio na compactação (tensão vertical de sobrecarga)

Mecanismo predominante em bacias sedimentares jovens, comuns do período Paleogeno (pertencente à Sub Era Terciária, segundo o ICS, *International Commission on Stratigraphy*). Esse fenômeno está vinculado ao tipo de sedimento e à velocidade de deposição dos mesmos; ambos definem uma dissipação normal ou restringida dos fluidos presentes nos poros, obtendo-se como resultados pressão de poros normais ou anormais respectivamente.

Como resultado deste mecanismo, gera-se também porosidades anormais ou densidades anormalmente baixas. Portanto, zonas de altas velocidades de deposição de sedimentos argilosos (como por exemplo: formações deltaicas recentes, margens continentais passivas, zonas de subducção, etc.), provocaram o desequilíbrio da compactação normal. Para que este fenômeno seja desenvolvido, deve ser preservado um valor mínimo da ϕ ; Ward et al (1995) pesquisaram bacias no Mar do Norte, e concluíram que porosidades maiores de 30% devem ser preservadas para serem consistentes com este fenômeno. Isto não representa uma regra, devido que existem muitos exemplos de folhelhos sobrepressurizados de altas densidades. Segundo Yassir (1996), cada mecanismo de geração de sobrepressão gera valores diferentes de porosidade; portanto, a previsão de pressão de poros deve ser feita em relação ao mecanismo de geração da pressão de poros.

Para Bowers (1995), a subcompactação depende da compressibilidade relativa da rocha matriz e do fluido que preenche os poros. Se a compressibilidade da rocha matriz é maior que do fluido, os incrementos de sobrecarga serão suportados pelos fluidos, assim a subcompactação gerará sobrepressões em profundidades rasas onde as formações sejam moles (formações jovens).

2.3.2. Tectonismo (tensões de compressão lateral)

Participam os mesmos princípios que o caso anterior, sendo a causa a compressão lateral originada por tensões de origem tectônica.

Mouchet e Mitchell (1989) afirmam que a atividade tectônica pode ter uma variedade de efeitos de acordo com o caso em análise: (a) alívio e/ou redistribuição de pressões, (b) falhas e fraturas (selantes ou reservatórios), (c) tectonismo associado às velocidades de sedimentação e ao tipo de sedimento, e finalmente (d) as áreas de subducção onde os sedimentos argilosos depositam-se mais rápido e as placas tectônicas convergem. Pode-se resumir que tensões de extensão geram fraturas e possíveis dissipações de pressão de poros. As tensões de compressão podem facilitar ou dificultar a expulsão de fluidos.

Um sedimento está sujeito ao cisalhamento através da atividade tectônica e das magnitudes das pressões de poros existentes na formação. Isto acontece porque o esqueleto da rocha é acomodado por tensões cisalhantes, resultando na transferência de carga desde os grãos até os fluidos que preenchem os poros, com pequenas variações volumétricas (Yassir e Bell, 1996). Portanto,

valores muitos baixos de porosidades em áreas sobrepessurizadas, poderiam ser de origem tectônica, embora quantificar a pressão de poros através destes valores é uma tarefa difícil para pequenas variações de porosidade; mesmo que obtidas através da sísmica (Dutta, 2002).

2.3.3. Incrementos de temperatura (expansão aquatermal)

Hipótese formulada por Barker (1972, apud Swarbrick et al, (1998)), o princípio dos incrementos de temperatura como mecanismo gerador do excesso de pressão de poros, está baseado na expansão termal ou incremento de volume de água, quando é aquecida acima de 4°C. Para conseguir isto, precisa-se das seguintes condições: (a) um entorno completamente isolado, (b) volume de poros constante, (c) incremento da temperatura deve ser depois de conseguir o isolamento. Muitos autores criticam que estas condições dificilmente acontecem “in situ”, em particular porque quando a água se aquece diminui sua viscosidade e facilita sua expulsão, ainda em áreas de baixa permeabilidade. Outro motivo, é que na maioria das rochas sobrepessurizadas existem zonas de transição, o qual elimina a hipótese de existir um efeito 100% selante. Segundo Hunt (1990, apud Swarbrick et al, (1998)), existem selantes de tal efetividade, em profundidades maiores de 3 km, os quais são de origem diagenética. Para Swarbrick e Osborne (1998), a origem desses selantes diagenéticos é uma pergunta ainda sem resposta.

2.3.4. Transformações de minerais

Caolinita, esmectita, illita, e clorita são alguns grupos de minerais presentes nas argilas; cada um com propriedades e comportamentos diferentes. Suas transformações estão vinculadas à liberação de água; sendo as mais comuns: a desidratação da esmectita, transformação da esmectita em illita, e a desidratação da gipsita para formar anidrita. Referente à esmectita, a liberação de água é função dos efeitos da temperatura, atividade iônica e em menor grau da pressão. Quantitativamente, a liberação de água (dividida em três etapas, segundo Burst, 1969) depende da capacidade de absorção da esmectita. Este mecanismo é verificado em algumas bacias, mas em outras apresenta contradições. Embora, para Swarbrick e Osborne (1998), Mouchet e Mitchell (1989), a desidratação da esmectita seja um mecanismo secundário, pode adicionar pressão à já gerada pelo mecanismo principal, como por exemplo, a subcompactação.

Similarmente, a desidratação da gipsita é uma reação dependente da temperatura, e é considerada um importante mecanismo gerador de pressão em seções de evaporitos, e em seqüências de carbonatos e evaporitos. (Estudos de Swarbrick e Osborne na bacia do Mar do Norte, 1998).

2.3.5. Geração de hidrocarbonetos

O kerogênio é um material orgânico não solúvel em água, sua maturação é cineticamente controlada pelo tempo, pela temperatura e por um ambiente adequado para sua conservação. Diagêneses, catagêneses e metagêneses são seus estados de evolução, e indicam o hidrocarboneto que está sendo gerado, e que em seqüência ordenada são: óleo, gás úmido e condensado, e finalmente gás seco. O volume de produção de hidrocarbonetos é dependente do tipo de kerogênio (maiores detalhes em Tissot e Welte, 1984). Neste processo de evolução, acontecem mudanças de volume e do estado de tensões existentes na formação. Parte do volume de sólidos (matéria orgânica) é transformada em volume de fluidos (hidrocarboneto), conseqüentemente geram-se incrementos de volume de poros e/ou fluidos. Sob certas condições de contorno, parte das tensões que eram assimiladas pela matéria orgânica sólida (tensões efetivas), agora é assimilada pelos fluidos gerados pela maturação do kerogênio.

Swarbrick e Osborne (1998) contribuem com observações importantes relacionadas ao assunto:

- A migração primária do hidrocarboneto pode explicar-se como uma reação ao incremento de volume de poros e/ou fluidos e ao micro fraturamento.
- A magnitude da pressão de poros está em função da distribuição e quantidade do kerogênio na rocha geradora.
- Existem dúvidas, se a sobrepressão regional possa ser causada por este mecanismo. Embora, pode existir um vínculo próximo entre a rocha geradora e o reservatório (sobrepressão local).

Segundo Carcione et al. (2002), e outros autores, este mecanismo junto ao tectonismo, são os geradores de sobrepressões em formações antigas (pre-Terciário). Afirmam também que o excesso de pressão de poros num reservatório de arenito é gerado quando a taxa de produção do hidrocarboneto é maior que a taxa de perda de volume gerada pelo fluxo de fluido. Podemos explicar isto da seguinte forma: seja um meio poroso, onde V_1 e V_2 são as velocidades de produção de hidrocarboneto e de migração respectivamente.

Seja ϕ_1 e ϕ_2 os diâmetros médios das partículas de hidrocarbonetos e dos poros da rocha. Se $V_1 < V_2$ então não existem pressões de poros anormais. Se $V_1 > V_2$, existe um fluxo de fluido, portanto pode acontecer que $\phi_1 < \phi_2$ (fluxo normal), ou que $\phi_1 > \phi_2$ (geração de pressão de poros).

2.3.6. Osmose

Fenômeno onde acontece um fluxo de água através de uma membrana semipermeável, no sentido de menor para maior concentração de sais. A hipótese de osmose como mecanismo gerador de sobrepressão foi primeiramente empregado por Hanshaw e Zen (1965, apud Mouchet et al. (1989)) considerando os folhelhos como a membrana descrita. Modelos experimentais em laboratório demonstraram que o fluxo está associado a outras variáveis, além da concentração. Para Mouchet e Mitchel (1989), as condições de contorno de laboratório, não representam as condições de campo, salvo casos especiais, como áreas próximas a domos salinos. Ainda assim, a osmose é difícil de provar e deve ser considerada como um mecanismo de menor influência.

Swarbrick e Osborne (1998) observaram o comportamento osmótico de folhelhos de bacias do Mar do Norte, indicando o seguinte: (a) ainda com concentrações elevadas, é possível alcançar apenas pressões osmóticas de 435 psi, (b) se os folhelhos tivessem microfaturas, a osmose seria impossível, (c) já que a maioria de folhelhos são membranas não eficientes, tanto o equilíbrio na concentração como no potencial osmótico seria obtido no tempo, (d) a salinidade tende a ser baixa em áreas sobre pressurizadas, que nas zonas normalmente pressurizadas e salinas.

2.3.7. Carga hidráulica

Existem compartimentos (*offshore*) que estão em comunicação com áreas continentais (*onshore*). Devido ao processo hidrológico da Terra, existem áreas continentais que apresentam níveis de água que estão acima do nível médio do mar. Esta diferença de altura e a comunicação entre ambos compartimentos é traduzida como energia potencial nos aquíferos e/ou reservatórios localizados abaixo do fundo do mar.

2.3.8. Flutuabilidade do hidrocarboneto - contraste de densidades

Segundo Swarbrick e Osborne (1998), este mecanismo está restrito para trapas estruturais e estratigráficas de hidrocarbonetos, e não pode gerar sobrepressões a nível regional devido que o excesso de pressão (gerado pela flutuação) é adicionado para uma sobrepressão regional já existente na zona, embora esta pressão adicional pode ser suficiente para influenciar na capacidade selante da rocha. Por este motivo, no presente trabalho define-se flutuação de fluido como um mecanismo gerador de pressão de ordem local.

As sobrepressões dentro das acumulações dos hidrocarbonetos estão em função das densidades da água, óleo e gás, da altura da coluna de hidrocarboneto e das compressibilidades da rocha e fluidos presentes. Com fins de aplicação, Rocha e Navaes (1990) apresentam um claro exemplo de cálculo da pressão de poros gerado por esse mecanismo.

2.4. Métodos de Previsão de Pressão de Poros

A maioria dos métodos está baseada no modelo universal de equilíbrio mecânico de Terzaghi (1948). Hubbert e Rubey (1959, apud Eaton (1972)) trabalharam sobre o modelo de Terzagui, definindo que a magnitude das tensões efetivas depende só do grau de compactação das argilas, sendo a porosidade uma maneira usual de quantificar sua medição.

Existe uma relação diretamente proporcional entre a porosidade e a pressão de poros, ou inversamente proporcional entre a porosidade e a tensão efetiva. Certos métodos tradicionais (como por exemplo: Profundidade Equivalente, Eaton) estão baseados nestas relações quando o fenômeno da subcompactação representa o motivo das sobrepressões. Yassir e Bell (1996), através da figura 11 ilustram que esta relação existe, mas também pode perder-se quando outro mecanismo de geração de pressão de poros está presente.

O caso "A" (figura 11) seria o único que se pode resolver com métodos tradicionais. Num meio normalmente compactado existe uma redução normal da porosidade com a profundidade por efeitos da sobrecarga, esta tendência é conhecida como a linha de compactação normal (*NTL*). Segundo aplicações de Eaton (1972, 1975), esta linha, numa escala semilogarítmica, pode ser reta ou curva. Segundo aplicações de Bowers (1995), esta linha, na mesma escala, é curva.

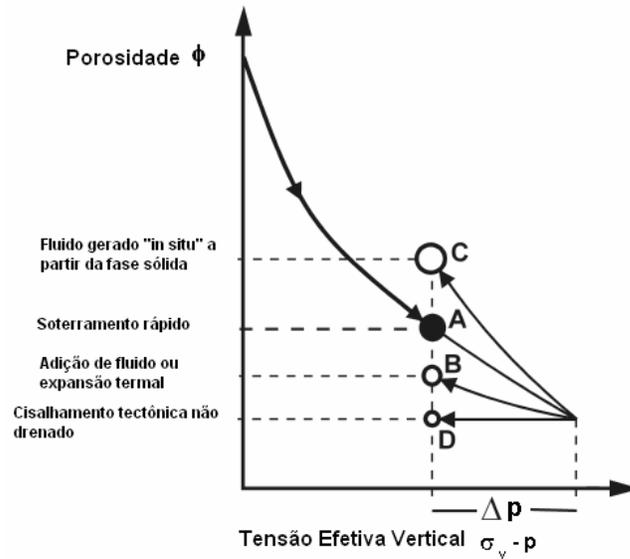


Figura 11 Variação da porosidade segundo o mecanismo de geração da sobrepressão. (Yassir e Bell, 1996)

Na figura 11, os casos (B) e (C) não mantêm uma relação direta com os incrementos da sobrecarga, nestes casos a previsão pode ser analisada através do método de Bowers (1995), que considera tais mecanismos. Yassir e Bell (1996) afirmam a existência de elevadas pressões de poros em rochas de altas densidades (possível caso D) nas bacias do Mar do Norte e Jeanne d'Arc, em profundidades maiores de 4000m e em sedimentos consolidados do período Jurássico. Swarbrick (2002) afirma que a efetividade das metodologias tradicionais (não informa quais) nem sempre resultam satisfatórias, talvez porque o mecanismo não é válido ou por falta de dados, e que a maioria de analistas de geopressões calibram suas respostas com medições "in situ", ou aplicam técnicas complementares para entender a incerteza.

2.4.1. Classificação dos métodos de previsão de pressão de poros

Mukerji et al. (2002) ampliam o panorama das metodologias que trabalham na previsão de pressão de poros. Existem três grandes grupos:

- Modelagem de bacias: são modelagens em grande escala que servem como guia qualitativo das possíveis áreas sobrepressurizadas. No entanto, resultados quantitativos a partir desta análise, têm dado resultados satisfatórios.
- Medições sísmicas: formado por um grupo de modelos empíricos vinculados a uma mesma litologia, e por um grupo de modelos mecânico

– físicos independentes da litologia. Segundo Mukerji et al. (2002) este último subgrupo é o melhor.

- Registros de poço ou perfilagem (*well logs*): ideais para gerar modelos físicos das rochas e para a calibração de parâmetros de um modelo em questão.

O presente trabalho está baseado na pesquisa dos últimos dois grupos, embora as aplicações são feitas sobre registros de perfilagem e utilizando modelos de previsão baseados tanto em dados de perfilagem (resistividade, tempos sônicos, densidade e qualquer outro registro que permita interpretar as variações da porosidade do meio) como em dados obtidos através da sísmica (velocidades intervalares).

2.4.2. Descrição dos principais métodos de previsão de pressão de poros

A seguir descrevem-se os principais métodos de previsão de pressão de poros baseados no emprego de dados de perfilagem. É importante mencionar que um perfil petrofísico 1D, pode ser obtido por perfilagem de poços ou pode ser estimado a partir da sísmica, por conseguinte os seguintes métodos podem ser usados com uma ou ambas fontes de dados, dependendo do caso.

2.4.2.1. Método da Profundidade Equivalente

Método gráfico inovado por Foster e Whalen (1966), o qual utiliza dados elétricos para calcular o fator de resistividade da formação. Naquela época se considerava constante o gradiente de sobrecarga, embora Eaton (1969) conclui que os valores obtidos a partir de registros de densidade são mais representativos que os valores assumidos como constantes com a profundidade (1psi/ft). Assim mesmo, os gradientes de pressão de poros e de tensões efetivas podem variar dependendo das condições normal ou anormalmente pressurizadas, assim como do mecanismo que gera a sobrepressão de poros. Sendo assim, Mouchet e Mitchell (1989) atualizam as equações, desenvolvem em detalhe o método, simplificam seu emprego e ampliam sua aplicação para diferentes fontes de dados, como por exemplo: velocidades intervalares, expoente “d”, densidade de folhelhos, perfil sônico, e qualquer medição direta ou indireta da porosidade das argilas e/ou folhelhos.

O princípio é simples, o valor da porosidade anormal (ou parâmetro relacionado, a qual acontece numa profundidade Z_a) é refletida em condições de

normais de compactação (no *Trend*) numa profundidade denominada “profundidade equivalente” (Z_e). Com essa profundidade se pode calcular a tensão efetiva (σ'), através da equação 1. A tensão de sobrecarga (σ) é facilmente calculada pela equação (2) usando a profundidade Z_a (onde se quer conhecer a pressão de poros) e o gradiente de sobrecarga (S). Finalmente, a pressão de poros (p) é calculada pela equação 3, onde se assume que a tensão de sobrecarga é a tensão total de Terzaghi, mesmo em estado de tensões anisotrópicas. Na figura 12 pode-se observar esse procedimento, ressaltando que a tensão efetiva permanece constante tanto na zona normal como anormalmente compactada, sendo que esse método é válido só para sobrepressões produzidas pelo fenômeno da subcompactação. No entanto, se os resultados obtidos por essa metodologia diferem consideravelmente dos valores reais, pode assumir-se que outro mecanismo está presente (Bowers, 1995). A dificuldade desse método é que precisa de uma região normalmente compactada para traçar o *Trend*.

$$\sigma' = \sigma'_{gn} \cdot (Z_e) \quad (1)$$

$$\sigma = S \cdot (Z_a) \quad (2)$$

$$p = \sigma - \sigma' \quad (3)$$

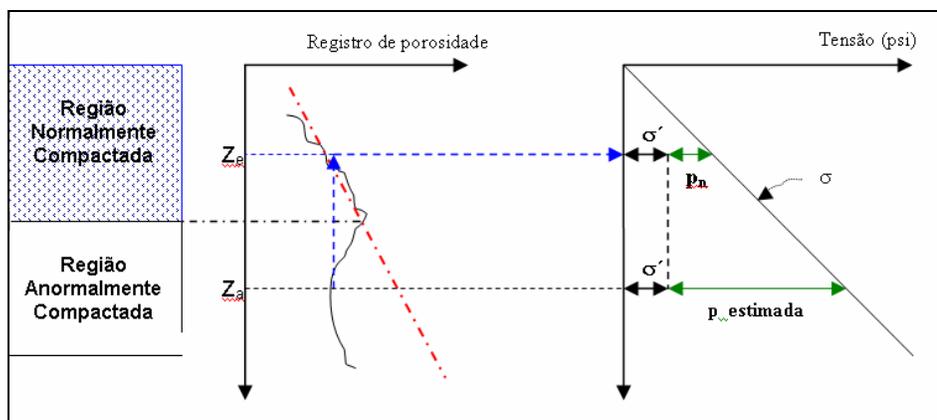


Figura 12 Aplicação do método da Profundidade Equivalente

2.4.2.2. Hottman e Johnson (H&J) 1965

Os autores assinalam que as diversas propriedades medidas sobre folhelhos são consideradas como indicadores consistentes de sobrepressão, sendo ideais para uma análise de pressão de poros.

Os desvios sônicos ou de resistividade com relação ao *Trend* são originadas por valores anormais da porosidade, e são quantificadas em relação à tendência normal de compactação. H&J apresentaram uma hipótese baseada em que as sobrepressões existentes em folhelhos são as mesmas que as pressões de poros existentes em formações permeáveis, isoladas e adjacentes. A figura 13a indica como fazer a análise de desvio de *trend* de um poço em questão, e a figura 13b representa uma correlação empírica dos desvios do *trend* com medições de gradiente de pressões de poros da bacia da Costa do Golfo (USA).

Segundo H&J, a medição do parâmetro de resistividade tem certas limitações, pois sua resposta está ligada a outros fatores como temperatura, salinidade, além da porosidade (atualmente os registros de resistividade são corrigidos pela temperatura). Portanto, eles recomendam o emprego da propriedade sônica, pois poucos parâmetros influenciam nessa propriedade, comparados com a resistividade. Assinalam também, que o método está limitado para áreas onde as sobrepressões são originadas principalmente pela subcompactação, gerando resultados aceitáveis em bacias da era Terciária (Paleogeno); embora se observa que a natureza empírica desse método e a disponibilidade suficiente de dados de uma bacia podem abranger outros mecanismos, além da subcompactação. Esse método também apresenta a dificuldade de dispor de um *Trend* correto, para estimar desvios corretos (figura 13a) e os respectivos gradientes de pressão de poros (figura 13b).

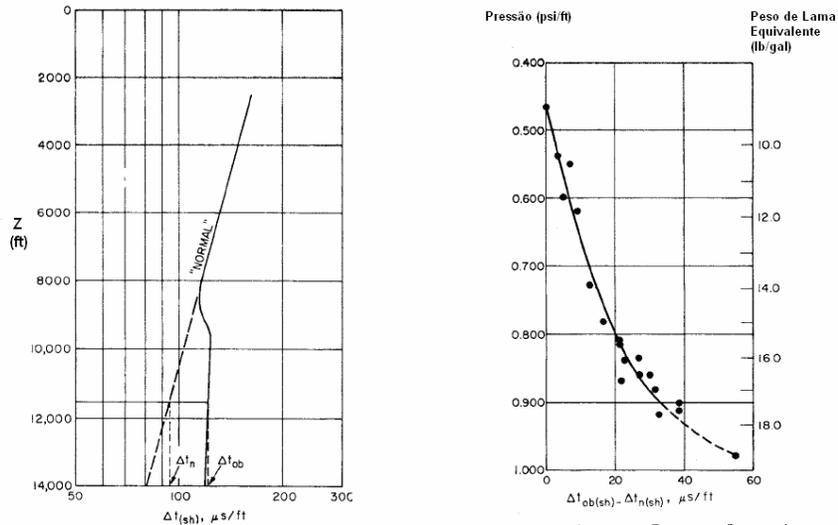


Figura 13 Método de Hottman e Johnson. (a) Medição do desvio do parâmetro sônico. (b) Correlação empírica do desvio sônico medido anteriormente com o gradiente de pressão de poros medido em formações adjacentes. Bacia da Costa do Golfo. (H&J, 1965)

2.4.2.3. Método de Pennebaker (1968)

O primeiro a perceber que os dados sísmicos contêm importante informação para a engenharia de perfuração foi Pennebaker no ano 1968. Utilizou velocidades intervalares geradas a partir do processamento de Dix (1955) para a estimativa da pressão de poros, aplicando sua técnica sobre a bacia da Costa do Golfo e Texas, com bons resultados.

Pennebaker observou que as velocidades são afetadas pela pressão de poros (p), pela litologia (l) e pela idade geológica (a); o resultado é a relação empírica mostrada na equação 4.

$$\Delta t = p.l.a.Z^{-\frac{1}{4}} \quad (4)$$

Onde:

Δt : tempo de viagem intervalar,

Z : profundidade

Num processo de compactação normal, num gráfico log-log de velocidades versus profundidade, existe uma tendência normal linear com inclinação igual a 1/4; se existir variações repentinas dos fatores p , l , a , serão observados desvios interpretados como anormalidades. O fator “ p ” influencia inversamente as

velocidades sísmicas. Um acréscimo de pressão de poros reduz os contatos entre os grãos da formação, portanto dificulta a propagação das ondas sísmicas, precisando de um maior tempo para transportar-se no meio.

A explicação do fator “I” é uma contribuição importante de Pennebaker. Esse fator indica como é que litologias diferentes e normalmente compactadas podem gerar *Trends* diferentes ou paralelos numa escala log-log. Isto pode-se confundir como intervalos anormais, e é uma clara explicação de porque os *softwares* de análise de pressão de poros selecionam intervalos só de uma mesma litologia, com o objetivo de conseguir uma única linha de tendência normal, e de preferência em folhelhos onde existe a maior probabilidade de encontrar pressões anormais. São opções de perfilagem para a definição de litologias de folhelhos, os perfis de *gamma ray*, *gamma ray spectral*, SP, entre outros.

O fator “a” está relacionado ao tempo de compactação dos sedimentos, portanto formações mais antigas e normalmente compactadas apresentarão maiores velocidades sísmicas. Em uma dimensão (1D), onde as variações geológicas são graduais, as velocidades não se apresentam como anormais; podendo acontecer em 2D e 3D. Segundo Pennebaker (1968), num poço onde existe uma variação gradual de litologia, as velocidades sísmicas são afetadas somente pela pressão de poros (p) e a profundidade. Sendo assim, o método de Pennebaker está limitado só para bacias onde o excesso de pressão de poros é gerado somente por subcompactação.

O método de Pennebaker utiliza uma técnica gráfica de superposição, baseando-se em que a magnitude desviada da tendência normal é diretamente proporcional à pressão de poros anormal. Um gráfico de linhas de igual gradiente de pressão de poros é gerado (variações do valor de p) e superposto sobre o gráfico log-log, até conseguir o alinhamento do gradiente normal com a linha de tendência normal, logo a interseção da leitura de Δt com a paralela respectiva resulta numa medição direta da pressão de poros. Por exemplo, na figura 14 o valor correspondente a 10.000 ft de profundidade é 18,8 ppg aproximadamente.

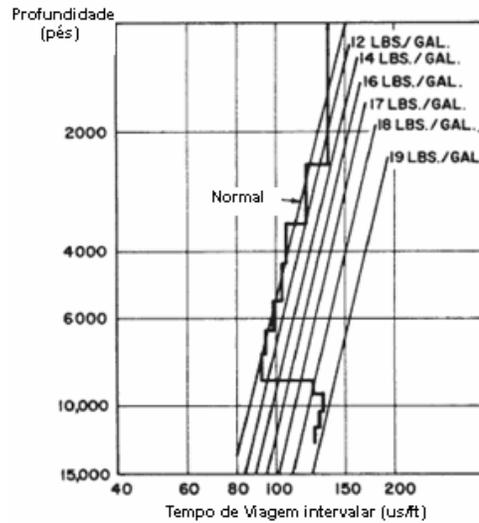


Figura 14 Estimativa do gradiente de pressão de poros usando um registro de velocidades intervalares e um gráfico calibrado de gradientes de pressão de poros; ambos superpostos. (Pennebaker, 1968).

2.4.2.4. Método de Eaton (1972 – 1975)

Eaton assinala três observações com relação ao método de H&J: (a) a curva de correlação de H&J (figura 13b) gera muitas incertezas, pois os dados de origem ficam espalhados, (b) a produção comercial não é rentável para valores de $R_n/R_o > 3,5$; e a figura 15 de H&J não reflete isso, (c) a tensão de sobrecarga é variável com a profundidade. Para Eaton, este último ponto é a causa dos dois primeiros pontos. Portanto, Eaton acha conveniente gerar um

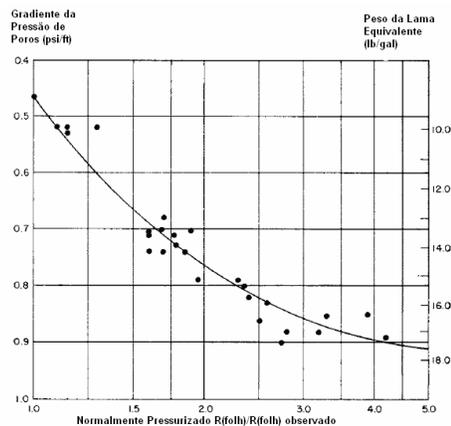


Figura 15 Relação entre R_n/R_o e o gradiente de pressão de poros no reservatório. R_n/R_o : Razão entre a resistência do folhelho na tendência normal e a resistência observada. (H&J 1965)

modelo empírico que correlacione os parâmetros físicos da formação com as tensões efetivas para após aplicar o modelo de Terzaghi e calcular as pressões de poros.

A teoria de Eaton é simples: (a) considera o modelo universal de Terzaghi, (b) com base no fenômeno da subcompactação, afirma que existe uma relação direta entre as tensões efetivas em condições anormais e normais de compactação, (c) o fator de proporcionalidade entre ambas tensões efetivas está ligado às propriedades petrofísicas tanto em condições anormais como normais de compactação, (d) as medidas petrofísicas podem ser resistividade (ou condutividade), tempo intervalar (ou velocidade intervalar), tempo sônico (ou velocidade sônica), e qualquer outro registro que permita interpretar as variações da porosidade na formação.

Eaton aplicou sua teoria na Costa do Golfo. Em 1972 apresentou seu primeiro modelo utilizando dados de resistividade (equação 5), onde considera um valor constante do gradiente de tensões efetivas normais (0,535 psi/ft), sendo o fator de proporcionalidade igual a $(R_o / R_n)^{1,5}$. Os subíndices “o” e “n” indicam as medições de resistividade medidas “in situ” (observadas), e em condições normais de compactação, respectivamente. Para poder aplicar esse método, Eaton usa o *Trend* para conhecer o valor da porosidade em condições normais e na profundidade do poço em análise. O *trend* representa as condições normais de compactação e da redução normal dos poros da formação com o incremento da sobrecarga. O traçado do *Trend* é possível quando existe uma zona normalmente compactada, caso não existir, a aplicação do método de Eaton fica na imaginação do analista responsável pela previsão.

A tensão de sobrecarga é função da profundidade de deposição, a qual é facilmente calculada através da equação (6), onde o peso específico natural das camadas pode ser estimado através de registros de densidade, para depois integrá-las e obter um perfil de tensão de sobrecarga versus profundidade.

$$PP = S - 0,535 \left(\frac{R_o}{R_n} \right)^{1,5} \quad (5)$$

$$S = \frac{\sigma}{Z} = \int \rho_B \cdot g \cdot dZ \quad (6)$$

Onde:

- PP : Gradiente de pressão de poros (psi/ft),
 S : Gradiente de sobrecarga (psi/ft),
 σ : tensão de sobrecarga (psi),
 ρ_B : peso específico natural da camada,
 g : gravidade,
 Z : profundidade.

No ano 1975, Eaton verifica e melhora seu modelo utilizando como base de dados, os obtidos por Lane e Macpherson (1974, apud Eaton (1975)) sobre a bacia de *Louisiana Gulf Coast*. As equações 7 e 8 são resultados de seu trabalho, ligados a parâmetros de resistividade e tempos sônicos (ambos no sistema inglês). É importante assinalar que a resistividade é a inversa da condutividade, e que o tempo sônico é o inverso da velocidade sônica, podendo utilizar as relações sônicas com tempos (ou velocidades) intervalares obtidos através do processamento sísmico. Eaton (1975) afirma que a qualidade dos resultados vai depender da qualidade dos dados de entrada e da pessoa que observa a linha de tendência normal. O traçado do *trend* é a maior limitação do método de Eaton, pela incerteza gerada pelos próprios dados e pela opinião de cada analista.

$$PP = S - (S - (PP)_N) \left(\frac{R_o}{R_n} \right)^{1,20} \quad (7)$$

$$PP = S - (S - (PP)_N) \left(\frac{\Delta t_n}{\Delta t_o} \right)^{3,0} \quad (8)$$

Nessa versão, Eaton se sustenta na variação da sobrecarga, e apresenta as tensões efetivas normais como uma função da pressão de poros normal e da sobrecarga. Além, calibra seu expoente e sugere pesquisar o valor correto com base em medições feitas na região onde se encontra a bacia.

A equação 8 pode ser utilizada com velocidades intervalares de ondas compressoriais P, ondas cisalhantes S_w ou ondas PS (média geométrica das velocidades das ondas P e S_w), bastando com inverter o fator de proporcionalidade. As equações 9, 10 e 11 mostram as aplicações para ondas P, S_w e PS respectivamente.

$$PP = S - (S - (PP)_n) \left(\frac{V_{PO}}{V_{PN}} \right)^{\text{exp}} \quad (9)$$

$$PP = S - (S - (PP)_N) \left(\frac{V_{SO}}{V_{SN}} \right)^{\text{exp}} \quad (10)$$

$$PP = S - (S - (PP)_N) \left(\frac{V_{PSO}}{V_{PSN}} \right)^{\text{exp}} \quad (11)$$

Onde:

PP : gradiente de pressão de poros,

S : gradiente de sobrecarga,

$(PP)_n$: gradiente de pressão de poros normal,

V_{PO} : velocidade intervalar observada das ondas P,

V_{PN} : velocidade intervalar normal das ondas P,

exp : expoente a ser calibrado,

V_{SO} : velocidade intervalar observada das ondas S_w ,

V_{SN} : velocidade intervalar normal das ondas S_w ,

V_{PSO} : velocidade intervalar observada das ondas PS,

V_{PSN} : velocidade intervalar normal das ondas PS.

A equação 10 é desenvolvida por Ebrom et al. (2003, apud Kumar et al. (2006)) fazendo uso das velocidades intervalares das ondas S_w . As ondas S_w foram utilizadas devido que as ondas “P” são afetadas pela presença de gás nas formações superficiais; reduzindo a qualidade sísmica e a velocidade da onda “P” (portanto pressões de poros muito altas). Como a onda S_w é pouco sensível ao módulo de deformação, as velocidades das ondas S_w são muito menos sensíveis à previsão de pressão de poros em áreas saturadas com gás.

Uma previsão de pressão de poros através das ondas “ S_w ” pode afetar em excesso os resultados de pressão de poros. Kumar et al. (2006) apresentam um modelo similar utilizando as velocidades intervalares das ondas “PS” mostrado na equação 11, e aplicado na bacia de Columbus (Trinidad-Índia). As ondas “PS” representam a média geométrica das ondas “P” e das ondas “ S_w ”, tal como é mostrado na equação 12, e sua estimativa têm como objetivo reduzir o efeito dos desvios das V_i das ondas P em presença de gás. Segundo Kumar et al. (2006) o resultado é favorável e concluem que a equação 11 foi testada e determinada

como a de maior confiança para a previsão de pressão de poros, especialmente em áreas saturadas com gás.

$$V_{PS} = \sqrt{V_P \cdot V_S} \quad (12)$$

Em relação à efetividade do método de Eaton, Bowers (1995) afirma que o modelo de Eaton estaria superestimando valores da pressão de poros, devido ao emprego da linha de tendência normal, a qual não guarda consistência com a formulação de Eaton. Bowers demonstrou e comparou matematicamente, através de uma retro-análise, os resultados dos afastamentos das leituras observadas de velocidades sônicas com relação a dois *NTL*. O primeiro *trend* foi gerado graficamente (próprio do método de Eaton) por *H&J* e transformado à escala natural. O segundo *trend* corresponde a uma solução analítica obtida a partir da própria equação de Eaton (maiores detalhes em Bowers, 1995). Os resultados são mostrados na figura 16. A curva de *H&J* é mais rápida que a solução analítica abaixo da velocidade máxima, demonstrando que o método de Eaton superestima os valores de velocidades normais, portanto se as velocidades normais são altas, Eaton estaria calculando tensões efetivas baixas, portanto calcularia pressões de poros mais altas. Observa-se na figura 16, na profundidade de 13000 ft, que a V_n segundo o *Trend* gráfico é $(V_o + a)$, no entanto a V_{normal} segundo o *Trend* analítico é: $(V_o + a + b)$.

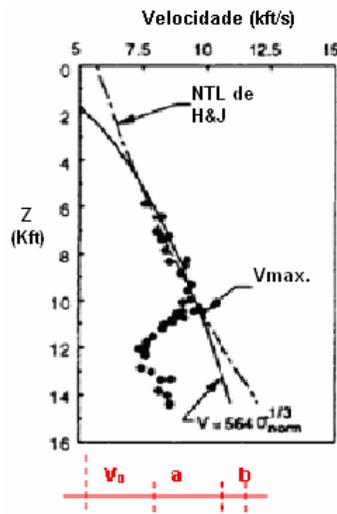


Figura 16 Comparação do NTL gráfico e o NTL analítico, ambos do método de Eaton. (Bowers, 1995)

A figura 17 representa as tensões efetivas versus velocidades sônicas (curva tracejada vermelha), registradas num poço da bacia da Costa do Golfo. Na mesma figura, a curva verde representa o descarregamento (produzida por algum mecanismo de expansão de fluidos) com o expoente de Eaton igual a 3 (equação original de Eaton, 1975). A curva tracejada preta corresponde a uma curva de descarregamento com o expoente de Eaton igual a 5 (equação de Eaton revisada por Bowers nesse exemplo). Pode-se observar claramente o efeito da modificação do expoente de Eaton de 3 para 5 com a finalidade de calibrar ou encaixar os resultados com as medições RFT. Esta calibração pode também ser obtida modificando a posição do NTL com o objetivo de acrescentar os desvios de V_1 e portanto tensões efetivas menores.

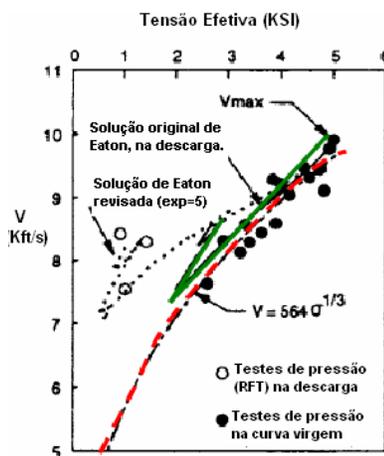


Figura 17 Efeitos da mudança do expoente de Eaton nas tensões efetivas e as velocidades sônicas. (Bowers, 1995)

2.4.2.5. Método de Holbrook e Hauck (1987)

Esses autores apresentaram uma nova metodologia para a previsão de pressão de poros aplicada para a região do Golfo de México. Geraram um programa que utiliza modelos petrofísicos já existentes para a estimativa da porosidade e o conteúdo de argilas da formação, calculando após as tensões efetivas e a pressão de poros. Aqui também é aplicado o modelo geral mecânico – matemático de Terzaghi. A equação 13 representa a relação de Archie (1942, apud, Holbrook et al. (1987)), relacionando o fator da resistividade (ou condutividade) da formação com a porosidade. O fator de condutividade (F) é representado pela equação 14.

$$\phi = F^{\frac{-1}{m}} \quad (13)$$

$$F = \frac{C_w}{C_t} \quad (14)$$

Onde:

- ϕ : porosidade,
- F : fator de condutividade da formação,
- m : tortuosidade ou expoente da cementação,
- C_w : condutividade da água presente no espaço poroso (mhos),
- C_t : condutividade observada na rocha sedimentar saturada de água.

Rochas sedimentares conduzem eletricidade principalmente através das superfícies das partículas de minerais carregados, e através da água que preenche os poros. Waxman e Smit (1968, apud Holbrook et al. (1987)) através da equação 15, melhoraram o modelo anterior tomando em conta o excesso de condutividade gerada pela capacidade de intercâmbio dos cátions das argilas. Para conseguir isto, precisa-se conhecer o volume dos folhelhos, o qual pode ser estimado a partir de perfis de raios gama ou resistividade, e valores normalizados sobre cada tipo de rocha; como por exemplo, a equação 16. O valor da tortuosidade (m) é o fator mais importante na estimativa da porosidade; embora o autor assinale que valores entre 1,8 - 2,3 oferecem bom resultados (Golfo do México). Uma maior explicação da variação de "m" é apresentada no trabalho de Holbrook et al. (1995).

$$\phi = \left[\frac{C_w + (V_{sh} * C_{QV})}{C_t} \right]^{\left(\frac{-1}{m}\right)} \quad (15)$$

$$V_{sh} = \frac{\gamma_{obs}}{\gamma_{sh} - \gamma_{sand}} \quad (16)$$

Onde:

- V_{sh} : volume de folhelhos, fração sólida,
- C_{QV} : condutividade da superfície dos minerais argilosos por und. de volume,
- γ_{obs} : raio gama observado,
- γ_{sh} : raio gama normalizado em folhelhos,

γ_{sand} : raio gama normalizado em arenitos.

A tensão de sobrecarga é comumente calculada a partir da integração das densidades totais das diversas camadas existentes. As tensões efetivas (σ) são estimadas indiretamente através do modelo mecânico de Rubey e Hubbert (1959), equação 17. O modelo descreve um processo de compactação geológica, puramente plástico, descrevendo a tensão efetiva máxima (σ_{max}) como a tensão correspondente a uma formação com porosidade nula; o qual se entende como um valor puramente matemático.

$$\sigma = \sigma_{\text{max}} (1 - \phi)^{\alpha+1} \quad (17)$$

Onde:

σ_{max} : tensão efetiva que se precisa para obter uma porosidade nula de um mineral ou rocha. Definida pela dureza e a solubilidade dos minerais,

α : coeficiente de “deformação – dureza” da compactação natural, obtida por o incremento de contatos entre os grãos da rocha,

$(1-\phi)$: complemento da porosidade, solidez do mineral ou rocha (S_z).

Rubey e Hubbert (1959, apud, Holbrook et al. (1987)), consideram um valor de $\alpha = 6,35$ para a região do Golfo de México, podendo considerar α como uma constante de caráter local. Até agora precisa-se de C_w (o qual varia com a concentração salina e o gradiente geotermal), C_{QV} , V_{sh} , m , e o autor começa a fazer suposições para simplificar a metodologia, e calibra parâmetros petrofísicos para ajustar os dados de pressão de poros obtidas do RFT. Holbrook (1995) critica os métodos tradicionais, considerando-os empíricos, não físicos, e vinculados à localização da bacia, idade geológica e profundidade. O método apresentado aqui, também exige o conhecimento de constantes petrofísicas locais (C_w , V_{sh} , m , C_{QV} , α), além de incorporar, como todas as metodologias anteriores, um programa de calibração dos resultados. Numa visão geral pode-se dizer que a busca de constantes empíricas mudou para uma busca de parâmetros petrofísicos, uma maneira mais técnica talvez, ou menos comercial.

2.4.2.6. Método de Holbrook, Maggioli e Hensley (1995)

Esses autores apresentaram um novo trabalho para a determinação da pressão de poros em qualquer bacia sedimentar. Aplicaram sua pesquisa sobre seqüências de areias quartzozas com folhelhos no Golfo do México, Malásia, Brunei e Nigéria. Igualmente sobre poços HPHT (*high pressure high temperature*) na região do Mar do Norte, em intercalações de limonitas e folhelhos do Cretáceo, sendo o problema principal, que na interface Cretáceo – Jurássico apresentam-se rápidos incrementos de gradiente de pressão de poros; indicando os autores que os métodos tradicionais não são funcionais, pelo fato que não existem dados suficientes para uma análise por “linha de tendência”; isto é, que não existem dados suficientes para definir uma *NTL*.

Dentro de sua pesquisa, assinalam que cada mineral tem sua própria curva de compactação, portanto cada rocha que apresente certa combinação de minerais possui uma única curva de compactação gravitacional. No modelo de Rubey e Hubbert (1959), α e σ_{max} são os parâmetros que definem a compactação de cada mineral, os mesmos que em escala logarítmica, apresentam uma tendência linear entre a solidez ($S_z = 1 - \phi$) e as tensões efetivas (figura 18).

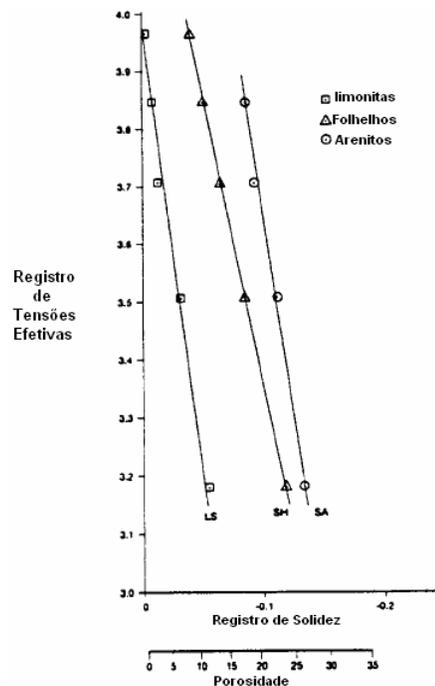


Figura 18. Apresentação gráfica do modelo de Waxman.

Tanto Holbrook como outros autores fizeram pesquisas sobre o comportamento à compactação tanto de minerais simples, combinações binárias de minerais (areias quartzozas com argilas), e seqüências de limonitas com folhelhos, entre outras. Em todas essas combinações se observou o mesmo comportamento linear entre a porosidade e o conteúdo de mineral argiloso (por ser de menor dureza e maior solubilidade), induzindo que os parâmetros α e σ_{\max} da rocha, correspondem à média ponderada em volume dos parâmetros dos minerais constituintes das rochas.

Dessa forma pode-se estimar pressões de poros através de dados de solidez para toda litologia sedimentar, usando dados de perfilagem ou de MWD, e calibrações através de medições in situ. Holbrook esclarece que todo parâmetro ou tensão que seja conhecida antes ou durante a perfuração, permitirá atualizar os dados com maior exatidão, já que todos estão fisicamente relacionados.

2.4.2.7. Método de Ward et al. (1995)

Esses autores desenvolveram na Noruega, na região do Mar do Norte – Graben Central, um método baseado na utilização dos dados petrofísicos com o objetivo de ampliar a metodologia de Holbrook (ESL – *Effective Stress Loading Limb*, 1987) para pressões de poros geradas por mecanismos de expansão de fluidos. A região também é caracterizada por poços HPHT (pressão de poros maiores de 115 MPa e temperaturas em torno de 190°C), onde a litologia é muito variada, e os mecanismos geradores de pressão de poros são a subcompactação e a expansão de fluidos. Outra contribuição destes autores é que assinalam as vantagens e desvantagens dos modelos petrofísicos empregados para a obtenção da porosidade, recomendando como os mais confiáveis, os modelos que trabalham com registros de densidade e resistividade, contrário às recomendações de H&J de trabalhar com dados sônicos de preferência. A seguir descreve-se de maneira sucinta as observações de Ward et al. (1995).

A previsão de ϕ a partir de registro de resistividade utiliza a relação de Waxman e Smits (equação 15, 1968) para uma rocha saturada de água. C_w pode ser obtido a partir das seguintes opções: amostragem de água, a relação de Archie (equação 18), ou a partir de medições in situ RFT (fazendo uma retro-análise). C_{QV} é um parâmetro dependente das formações ricas no mineral esmectita, o problema acontece na profundidade onde se origina a diagênese da

esmectita para ilita (liberação de água), registrando-se resultados incongruentes da porosidade. C_t é influenciado pela presença dos hidrocarbonetos nos poros, aumentando as leituras de resistividade. Finalmente a presença de corpos salinos acrescenta a salinidade da água presente nos folhelhos, mudando a condutividade tanto da matriz quanto da água.

$$C_w = \frac{C_t}{\phi^m} \quad (18)$$

A porosidade pode ser estimada através de registros de densidade, utilizando a equação 19. As medições de densidades totais são afetadas pelas deformações plásticas no poço e pela expansão dos folhelhos, principalmente onde existem altos conteúdos de esmectita e quando a lama utilizada é do tipo base água. A densidade de uma rocha é variável devido às diferentes porcentagens e valores de densidades dos minerais argilosos presentes (2,50 – 3,15 gr/cc), entretanto os minerais de quartzo e calcita apresentam valores quase constantes (2,65 – 2,71 gr/cc) em rochas sedimentares; independente da profundidade ou temperatura. Tudo isso, associado com os processos geoquímicos presentes, afetam a densidade da matriz; podendo-se estimar a densidade da matriz a partir da equação 20. A medição da densidade do fluido se complica com a presença de hidrocarbonetos, mas isto pode ser resolvido estimando-se a saturação do hidrocarboneto a partir de dados de resistividade.

$$\phi = \frac{\rho_{matrix} - \rho_{bulk}}{\rho_{matrix} - \rho_{fluid}} \quad (19)$$

$$\rho_{matrix} = [(1 - V_{sh}) \cdot 2,65] + V_{sh} \cdot \rho_{sh} \quad (20)$$

Onde:

ρ_{matrix} : densidade da matriz dos minerais (gr/cc),

ρ_{bulk} : densidade total (gr/cc),

ρ_{fluid} : densidade do fluido (gr/cc),

ρ_{sh} : densidade média dos minerais argilosos presentes no folhelho.

Para o emprego de dados sônicos, utilizam a equação (21), mas segundo os autores existem muitas variáveis e dificuldades na estimativa da porosidade e preferem não utilizar esta correlação. Ward et al. (1995) criticam que as

medições sônicas são muito variáveis pelas diferentes composições mineralógicas presentes nas rochas, pela anisotropia da formação e pela presença de fraturas e de material orgânico. A medição desta propriedade física no fluido é influenciada pela salinidade da água, pela saturação do hidrocarboneto e as condições de pressão e temperatura.

$$\phi = \frac{\Delta_{t\ matrix} - \Delta_{t\ bulk}}{\Delta_{t\ matrix} - \Delta_{t\ fluid}} \quad (21)$$

Onde:

$\Delta_{t\ matrix}$: tempo de viagem sônico, na matriz da rocha,

$\Delta_{t\ bulk}$: tempo de viagem sônico, na rocha saturada,

$\Delta_{t\ fluid}$: tempo de viagem sônico, no fluido que preenche os vazios da rocha.

O mecanismo de expansão de fluidos é claramente explicado no método apresentado por Bowers (1995). A interpretação desse mecanismo, observado desde o modelo ESL é representado na figura 19. Para os autores o mais importante é reconhecer onde e quando acontecem esses fenômenos com o objetivo de aplicar um modelo representativo.

Na área de estudo (Mar do Norte), através do conhecimento da porosidade da formação e das magnitudes da pressão de poros, pode-se conhecer ou deduzir o seguinte: (a) a faixa de profundidade onde atua o mecanismo de expansão de fluidos, (b) uma relação para o descarregamento de tensões ($\sigma - \phi$). Ambos pontos permitem determinar a pressão de poros baseando-se em medições petrofísicas, resultando uma adaptação do modelo ESL para o caso de alívio de tensões efetivas; o qual é conseguido através de um incremento proporcional da porosidade (maior ϕ , menor σ , maior pressão de poros); representado por uma função linear suavizada. Os autores não mostram os modelos utilizados no caso da bacia do Mar do Norte.

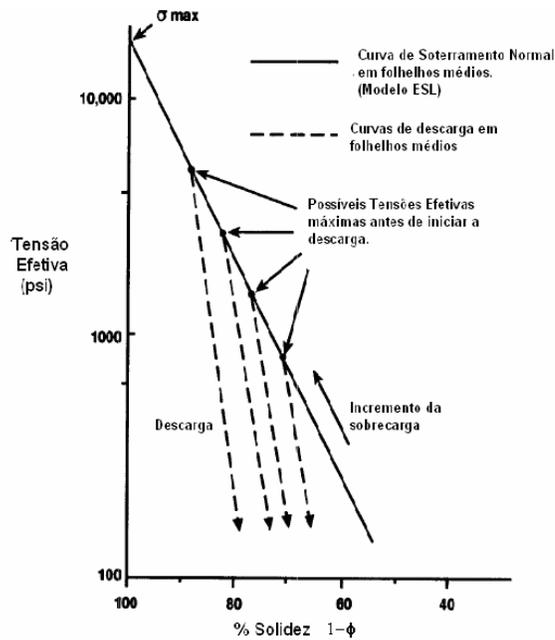


Figura 19 Interpretação das relações de carga e descarga de uma formação (Ward et al. 1995).

Na aplicação feita na região do Mar do Norte são comparados os resultados de pressão de poros, calculadas a partir da estimativa da porosidade obtida tanto por registros de resistividade como de densidade, sobre intervalos do Jurássico e Triássico em presença de hidrocarbonetos; assinalando a importância dos parâmetros petrofísicos para o cálculo de ϕ (m , C_w , C_{QV} , ρ_{matrix} , ρ_{fluid}). Os perfis de resistividade são influenciados pela presença de hidrocarbonetos, o que não acontece com os de densidade, sendo comprovado com as medições de RFT. Portanto, se recomenda calcular a porosidade através do modelo da densidade quando existir hidrocarbonetos na formação.

2.4.2.8. Método de Bowers (1995)

Método que estima a pressão de poros considerando os mecanismos da subcompactação e a expansão de fluidos como geradores do excesso da pressão de poros. Para conseguir isso, Bowers apresenta dois modelos (um para cada mecanismo) para estimar as tensões efetivas numa zona de pressões anormais, os quais são mostrados nas equações 22 (curva virgem) e 23 (curva de descarga). Os modelos são aplicados no sistema inglês e podem-se utilizar registros de tempos (ou velocidades) sônicos, ou registros de tempos (ou velocidades) intervalares obtidos por processamento sísmico.

$$V = 5000 + A\sigma'^B \quad (22)$$

$$V = 5000 + A \left[\sigma'_{\max} \left(\frac{\sigma'}{\sigma'_{\max}} \right)^{\frac{1}{U}} \right]^B \quad (23)$$

$$\sigma'_{\max} = \left(\frac{V_{\max} - 5000}{A} \right)^{\frac{1}{B}} \quad (24)$$

Onde

V : velocidade (ft/s),

σ' : tensão efetiva (psi),

A, B : parâmetros, calibrados como os dados da curva virgem,

U : parâmetro de descarga,

V_{\max} : velocidade máxima ou velocidade plateau,

σ'_{\max} : tensão efetiva máxima.

Bowers relacionou certas propriedades da petrofísica com o comportamento tensão – deformação da formação em estudo. A seguir define-se cada uma dessas propriedades e apresenta-se os resultados do trabalho de Bowers.

Sabe-se que a velocidade de propagação de onda sônica é diretamente proporcional ao número de contatos existentes na formação. Pois quanto maior sejam os contatos, melhor será a comunicação entre as partículas e mais rápida será a propagação da onda através do meio, porém as velocidades aumentam, ou as ondas percorrem o meio em tempos curtos.

O comportamento tensão – deformação é extraordinariamente complexo (Lambe et al. 2002), embora pesquisadores da área da mecânica dos solos conseguiram modelar este comportamento partindo de certas simplificações do meio. Resulta fácil imaginar que um material sofre deformações quando uma carga é aplicada, embora estas deformações variem dependendo das propriedades dos minerais e fluidos (variáveis com a pressão e a temperatura do meio) que constituem o corpo em análise, além das condições drenada ou não drenada, saturado ou não saturado do meio. Sob a combinação dessas possíveis condições, o número de contatos entre os grãos ou partículas pode aumentar ou diminuir, acontecendo o mesmo com as tensões efetivas.

Bowers reúne esses pontos (anteriormente descritos) e consegue relacionar as tensões efetivas com as velocidades sônicas (ou intervalares). Como resultado da aplicação dessa técnica, num poço localizado na bacia de Mahakan Delta – Indonésia, Bowers observa duas curvas características: carregamento e descarregamento, e para explicar esses fenômenos definiu os seguintes termos: curva virgem, curva de descarregamento, velocidade *plateau* e reversão de velocidade. A figura 20d descreve a relação tensão efetiva versus velocidade; a curva virgem equivale à tendência normal na compactação dos sedimentos. Se por acaso, o fenômeno da subcompactação estivesse presente, as tensões efetivas não poderiam diminuir, podendo permanecer até constantes; já que todos os incrementos de tensão de sobrecarga seriam assumidos pelo volume de fluidos presentes nos poros. Esse valor constante da tensão efetiva corresponde a uma velocidade máxima ou velocidade *plateau*. Na mesma figura, observa-se uma diminuição das tensões efetivas a partir da velocidade *plateau*, onde sua relação com as velocidades recebe o nome de curva de descarregamento. Analisando essa curva e observando a equação de Terzaghi (equação 3), esse fenômeno pode acontecer de duas formas: (a) um incremento da pressão de poros, a qual pode acontecer por expansão de fluidos, e (b) uma diminuição da tensão de sobrecarga por erosão superficial. O método de Bowers está baseado na primeira hipótese, sustentando assim que a diminuição da velocidade está associada à queda das tensões efetivas. Essa relação recebe o nome de curva de descarga e as velocidades respectivas se denominam velocidades de reversão.

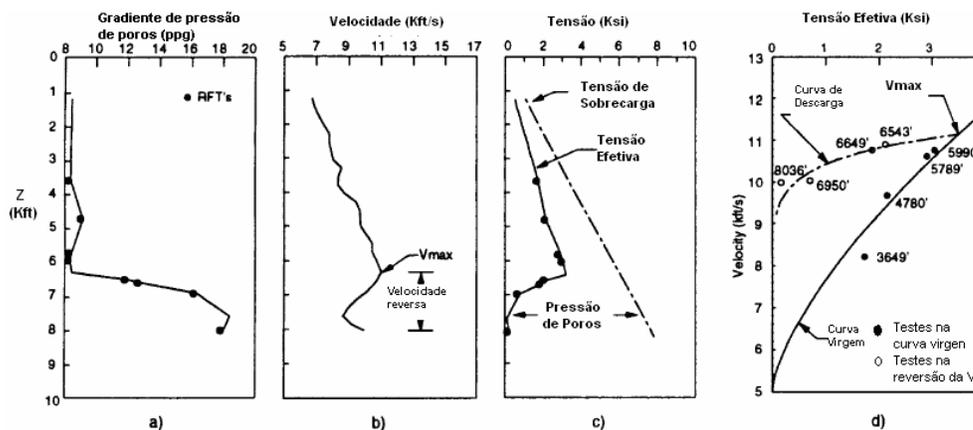


Figura 20 Sobrepressão gerada por expansão de fluidos na bacia de Mahakan Delta, Indonésia. (Bowers, 1995).

As equações (23) e (24) representam o modelo para a curva de descarregamento, onde aparece o parâmetro (U), o qual segundo Bowers (1995) mede a plasticidade da formação e varia normalmente de 3 a 8. Afirma também, que um valor de $U=1$ representa deformação nula, portanto seguiria a curva virgem. Por outro lado um valor infinito de U corresponde uma deformação irreversível onde a velocidade de reversão corresponde à velocidade máxima. A figura 21 mostra os efeitos da variação do parâmetro U .

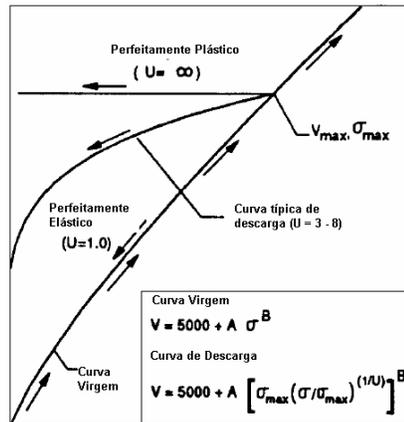


Figura 21 Efeitos da variação do parâmetro U na Curva de Descarga. (Bowers, 1995)

O método de Bowers requer informações da bacia em estudo, para o cálculo dos parâmetros, sendo o cálculo de U , o menos simples. Na figura 22a observam-se medições feitas sobre a região do Mar do Norte constando dados de velocidade versus tensões efetivas de 6 poços, onde se pode observar que todos tendem a seguir uma mesma curva virgem, embora na curva de descarga, eles aparecem espalhados. Bowers solucionou isso igualando as equações 22 e 23, obtendo a relação 25, onde σ_{vc} é a tensão onde a velocidade de reversão intercepta a curva virgem (equação 26), e em seguida normalizando os dados de descarga dos poços sobre uma curva simples (figura 22b).

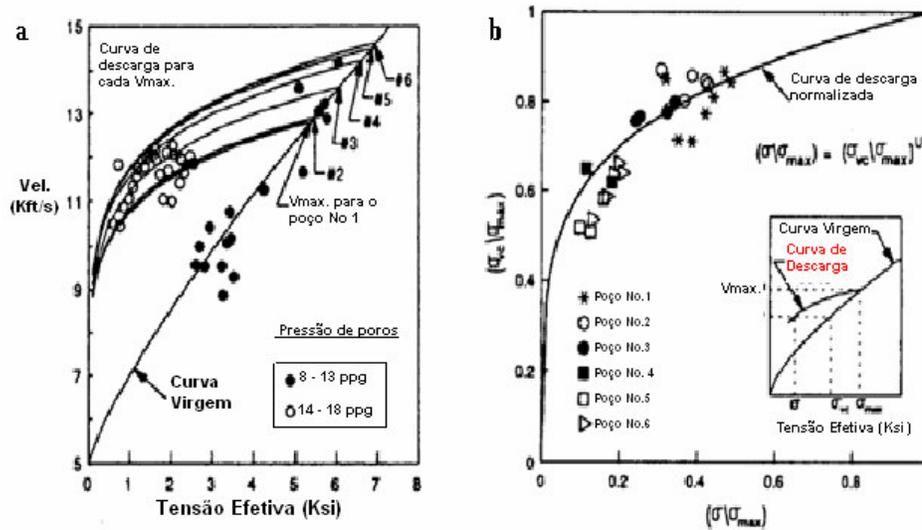


Figura 22 Estimativa do parâmetro U de Bowers. (a) Sobrepressões geradas por expansão de fluidos na bacia central do Mar do Norte. (b) Normalização da curva de descarregamento. (Bowers, 1995)

$$\left(\frac{\sigma}{\sigma_{max}} \right) = \left(\frac{\sigma_{vc}}{\sigma_{max}} \right)^U \quad (25)$$

$$\sigma_{vc} = \left(\frac{V - 5000}{A} \right)^{\frac{1}{B}} \quad (26)$$

2.4.2.9. Método de Kan e Swan (2001)

Para as estimativas das velocidades intervalares utilizam o método de Swan (2000, apud Kan et al. (2001)), o qual estima “velocidades de alta precisão” a partir da variação das amplitudes de onda com *offset* (AVO - *Amplitud Variation Offset*).

O método precisa, além de dados sísmicos de ondas P de boa qualidade, de um ou mais poços de correlação com registros sônicos (inverso das V_i), raios gama e algumas medições de pressão de poros; e finalmente uma geometria razoável dos sedimentos.

Baseado no método de Pennebaker (1968), e na hipótese de Hottman e Johnson (1965), Kan e Swan (2001) apresentam a equação 27, como modelo de previsão de pressão de poros em função dos afastamentos dos tempos intervalares com relação ao NTL (Δt , equação 28); enfatizando que a incerteza do NTL se incrementa com a profundidade. Kan e Swan assinalam que este

modelo é aplicado só para bacias onde as sobrepressões foram geradas pela subcompactação, e recomendam utilizar o método de Bowers (1995) no caso de pressão aquatermal.

$$PP = R_w + C_1 \Delta T + C_2 (\Delta T)^2 \quad (27)$$

$$\Delta T = \Delta t_{(sh)} - \Delta t_o * e^{-\frac{z'}{k}} \quad (28)$$

Onde:

PP : gradiente de pressão de poros na profundidade Z (kPa/m),

R_w : gradiente hidrostática da pressão de poros (kPa/m),

$\Delta t_{(sh)}$: tempo intervalar observado no folhelho (us/m),

Δt_o : tempo intervalar no *mudline* (us/m),

z' : profundidade relativa ao *mudline* (m),

k : inclinação do NTL,

C_1 : constante (kPa/us),

C_2 : constante (kPa.m/us²).

Os coeficientes C_1 e C_2 podem ser calculados por regressão linear, dependendo da bacia e da idade geológica. Kan e Swan pesquisaram valores de C_1 e C_2 sobre diversas bacias do mundo, concluindo que as diferenças de C_1 e C_2 são causadas pelas variações dos tipos de folhelhos, a razão de deposição e a história diagenética; portanto, sua estimativa deve ser restabelecida em cada nova área de exploração. Para otimizar os resultados recomenda-se fazer uma calibração dos coeficientes C_1 e C_2 através de medições RFT, MDT, ou densidades de lama, para depois poder aplicar o modelo sobre um poço projetado.

A partir de cada CMP (*commum mid point*) ou CDP (*commun depth point*) podem ser gerados perfis de tempos intervalares de ondas sísmicas versus profundidade, os quais segundo os autores devem guardar certa relação com o perfil sônico para ser considerado válido; caso contrário deve-se refazer o processamento. Conseguido isso, pode se observar na figura 23 que nas camadas normalmente compactadas, existem pequenas diferenças entre os tempos intervalares sísmicos e o NTL, considerando-se aceitáveis para a previsão de pressão de poros. Então, com um processamento calibrado de dados sísmicos, o traçado de um *Trend*, e o emprego das equações 27 e 28

(devidamente calibradas), pode-se fazer uma previsão de pressão de poros em outro CDP da linha sísmica, podendo conseguir uma imagem 2D da variação de pressão de poros vertical e lateral, sendo este último de muita importância, pois permite-se perceber os efeitos das mudanças da litologia e da existência de compartimentos. Se o registro de ondas sísmicas é feito por outras linhas sísmicas (paralelas ou ortogonais), pode-se conseguir uma imagem 3D de pressão de poros.

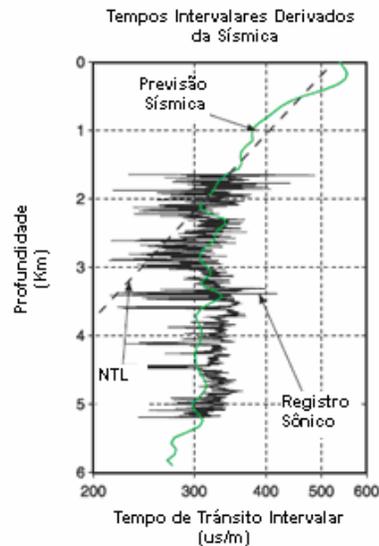


Figura 23 Comparação entre o registro sônico e os tempos intervalares gerados da inversão sísmica, Golfo do México. (Kan e Swan, 2001).

2.4.2.10. Método de Sayers et al. (2002a)

Nesse método apresenta-se uma nova metodologia para a previsão de pressão de poros fazendo uso de velocidades intervalares obtidas a partir da inversão tomográfica de dados sísmicos de superfície. Este trabalho é aplicado na bacia do Golfo de México (*offshore*), utiliza os modelos de Eaton (1975) e Bowers (1995) para o cálculo da pressão de poros através do uso das velocidades intervalares. Não se gera um modelo novo, a contribuição está baseada em seguir um procedimento que tem como objetivo apresentar os resultados da previsão de pressão de poros dentro de uma faixa de incertezas na profundidade do poço, e recomendam sua aplicação para previsão de pressão de poros e sua calibração em tempo real através de MWD, LWD (*logging while drilling*).

Os perfis de V_i são obtidos através do processo *upscaling*, o qual é uma técnica para obter registros 1D a partir de cubos ou seções de velocidades intervalares. No caso da formulação de Bowers, os autores utilizam a equação 29. No caso do modelo de Eaton, utilizam a equação 9 e se apóiam na equação 30 (Slotnick, 1936) para definir o NTL. Esta última é apresentada como a mais antiga, simples e a mais amplamente usada para representar linearmente as velocidades sísmicas como função da profundidade. V_0 representa a velocidade nos sedimentos do solo marinho, e z' representa a profundidade contabilizada a partir do fundo marinho. k é a inclinação do NTL, e comumente varia entre 0,6 a 1,0.

$$p = \sigma_v - \left[\frac{V - V_0}{A} \right]^{1/B} \quad (29)$$

$$V = V_0 + k * z' \quad (30)$$

Os autores fazem importantes recomendações, como a de definir relações pressão de poros - velocidade para camadas de diferentes litologias, e não usar uma relação média como comumente é feito.

2.4.2.11. Método de Dutta (2002)

A visão de Dutta é ampla e simples. Dentro dos modelos mecânico - físicos, apresenta-se um grupo de modelos que relacionam porosidade e tensão efetiva, apresenta-se também um grupo de modelos que relacionam as velocidades das rochas (ou tempos de trânsito) com sua porosidade. Finalmente, Dutta relaciona o primeiro e o segundo grupo (para uma determinada litologia) com o objetivo de conseguir uma relação entre as velocidades das rochas e as tensões efetivas das mesmas.

Dutta faz um resumo dos modelos físicos que relacionam as velocidades intervalares e a porosidade ou densidade. Entre estes se refere às relações de Pickett, Wyllie, Gardner, e a relação de Issler representado pela equação 31; esta última equação é descrita por Dutta como a de maior uso para folhelhos e lodolitas, e é aplicado para registros de perfilagem e dados fornecidos de amostragens (amostras).

$$\Delta t = \Delta t_{matrix} \cdot (1 - \phi)^{-x} \quad (31)$$

Onde:

Δt : registro de tempos intervalares da formação,

Δt_{matrix} : registro de tempos intervalares da matriz,

x : fator acústico da formação dependente da litologia.

Ainda em Dutta (2002) faz-se um resumo histórico dos modelos físicos que relacionam as porosidades com as tensões efetivas, começando com o modelo de Athy, o qual recebeu algumas variações até a atualidade. Uma delas é a relação de Rubey e Hubbert; representada pela equação 17, utilizada por Holbrook e Hauck (1987) para a previsão de pressão de poros. Esse modelo foi modificado novamente por Dutta no ano 1983, resultando a equação 32. Finalmente, Stump (1998, apud Dutta (2002)) faz a última modificação, resultando a equação 33. Observa-se que essa última relação resulta de aplicar logaritmo neperiano em ambos os lados da equação 32.

$$\phi(z) = \phi_0 \cdot e^{-K \cdot \sigma} \quad (32)$$

$$\text{Ln}(\phi) = \text{Ln}(\phi_0) - K \sigma \quad (33)$$

Onde:

ϕ_0 : porosidade no *mudline*,

k : relacionado à densidade total dos sedimentos e a densidade da água,

σ : tensão efetiva da formação.

Existem outros modelos, que apresentam as tensões efetivas como dependentes de outros parâmetros, além da porosidade. Dutta (1987) descreve seu modelo (equação 34) onde as tensões efetivas variam exponencialmente com o índice de vazios (ϵ) e uma função de temperatura ($\beta(T)$); baseando-se em que a compactação não gera só redução de vazios, mas também gera mudanças mineralógicas, portanto mudanças das tensões efetivas (σ) devido ao incremento da temperatura (T).

$$\sigma = \sigma_0 \cdot e^{-\epsilon \cdot \beta(T)} \quad (34)$$

Como resultado final, o autor apresenta as equações 35, 36 e 37 para a previsão de pressão de poros em folhelhos, resultado da aplicação de um pouco de álgebra entre as equações 31 e 32.

$$\sigma = \frac{1}{K} \cdot \ln \left[\frac{\phi_0 \cdot \Delta \tau^\alpha}{\Delta \tau^\alpha - 1} \right] \quad (35)$$

$$\Delta \tau = \frac{\Delta t}{\Delta t_{matrix}} \quad (36)$$

$$\alpha = \frac{1}{x} \quad (37)$$

2.4.2.12. Método de Doyen et al. (2004)

Uma ampliação do modelo de Bowers (1995) é apresentada por Doyen et al. (2004) com a finalidade de considerar a variação da porosidade e da litologia no subsolo. Desta forma, a equação 38 representa um modelo mecânico - físico para a previsão de pressão de poros. O modelo é apresentado para trabalhar com velocidades intervalares (V_i) obtidas por inversão sísmica, embora o modelo pode ser aplicado com dados do perfilagem. Esses autores assinalam também, que para uma aplicação 3D, precisa-se de três tipos de dados:

1. Um cubo 3D de velocidades intervalares obtidas por inversão sísmica,
2. Porosidade (ϕ) e do conteúdo de argilas (C). No caso de poços, ϕ e C são obtidos por interpretação de registros petrofísicos. Para obter cubos destas propriedades, bastará fazer uma interpolação espacial baseada na geoestatística. (Aplicações deste tipo são observadas no capítulo 4),
3. Cubo de densidades, o qual pode ser obtido da mesma forma que no ponto anterior.

Importante é mencionar, que o presente modelo, igual a todos os anteriores, também precisa da calibração dos coeficientes a_i . Assim mesmo, o modelo é apresentado para ser utilizado dentro de um modelo probabilístico, com a finalidade de realizar uma análise probabilística da previsão de pressão de poros com incertezas.

$$p = \sigma - \left[\frac{1}{a_4} (V - a_1 + a_2 \phi + a_3 C) \right]^{a_5} \quad (38)$$

Onde:

- p : pressão de poros (psi),
 σ : pressão de sobrecarga (psi),
 a_1, a_2, a_3 : constantes (ft/s),
 a_4 : ft/(psi.s),
 a_5 : adimensional.

2.4.3. Principais métodos utilizados na prática

A seguir será apresentado um grupo de opiniões de consultores de reconhecida trajetória profissional em relação aos métodos mais freqüentemente empregados na previsão de pressão de poros.

Yoshida et al. (1996) fizeram uma pesquisa avaliando as principais metodologias para a previsão de pressão de poros empregadas por 34 companhias operadoras e 9 de serviço, consideradas entre as principais empresas do mundo (incluindo a Petrobras). Os resultados desta pesquisa são apresentados na tabela 2, onde se verifica que o método de Eaton é o mais popular, embora Yoshida et al. (1996) não apresentem quais são os motivos pelos quais o método de Eaton seja o mais utilizado, curioso é que o mesmo Eaton participa nesse documento. Pode-se opinar o seguinte: “o método de Eaton é simples, fácil de aplicar (prático), fácil de calibrar, difícil de aplicar aonde não exista uma zona normalmente compactada, é altamente sensível às variações do expoente e principalmente ao traço do *Trend*”.

Tabela 2 Resultados da preferência do método de previsão da pressão de poros das principais companhias da indústria do petróleo¹.

Método	Nº de companhias simpatizantes
Hottman & Johnson	10
Profundidade Equivalente	4
Eaton	20
Outros	8

¹ Uma das companhias não apresentou sua opinião.

Bridges (2003) apresenta um resumo do projeto DEA 119; projeto que foi organizado pela *Drilling Engineering Association* (DEA), patrocinado pela Chevron e constituída por 21 organizações que incluem companhias operadoras, companhias de serviço e entidades governamentais de óleo e gás. A primeira etapa foi desenvolvida de 1999 a 2001 tendo como objetivo principal o desenvolvimento e melhoria das diversas metodologias para a previsão do gradiente de pressão de poros, assim como do gradiente de fratura em poços profundos.

DEA 119 aplicou as diversas metodologias e/ou modelos existentes sobre mais de 100 poços da bacia do Golfo de México. Como resultado apresentou-se um ranking dos 5 modelos mais representativos, todos baseados em dados de velocidades intervalares de origem sísmica, e sem a necessidade de se traçar uma linha de tendência normal. Os cinco modelos são descritos na tabela 3. O projeto DEA-119, dentro desta experiência, seleciona o modelo localizado na posição 03 como o melhor na previsão da pressão de poros em poços *offshore* com lâminas de água pouco profundas. Para maiores profundidades recomendam os modelos das posições 04 e 05.

Tabela 3 Ranking de modelos de previsão de pressão de poros – Projeto DEA 119.

Ranking	Tipo de Modelo	Descrição
01	teórico	modelo mecânico - físico desenvolvido pela companhia Amoco
02	teórico	modelo empírico de Glenn Bowers
03	convencional melhorado	modelo empírico de Eaton. Utiliza o <i>Trend</i> formulado por Bowers.
04	empírico	modelo de regressão múltipla. Utiliza 11 constantes. Modelo precisa de muitos dados
05	convencional modificado	corresponde ao modelo empírico de Eaton o qual utiliza mais uma variável: lâmina d' água.

A seguir mostram-se os modelos segundo a ordem da tabela 3, com uma breve descrição de cada.

Modelo da companhia AMOCO.

Modelo mecânico-físico que utiliza a porosidade do meio para estimar a pressão de poros. Esse modelo ocupa a primeira posição do ranking e não

precisa de um *Trend* para a previsão. Na aplicação do Golfo de México, os valores das constantes A, B e C são respectivamente: 5635,47; 1,09439; e 0,00009504. As equações 39 e 40 mostram o modelo empregado pela AMOCO.

$$p = \sigma - A(1 - \phi)^B \quad (39)$$

$$\phi = 15000.C \left(1 - \frac{V}{15000} \right) \quad (40)$$

Onde:

A, B, C: constantes,

p : pressão de poros (psi),

σ : tensão de sobrecarga (psi),

ϕ : porosidade,

V : velocidade (ft/s).

Modelo de Bowers

Esse modelo já foi descrito na seção 2.4.2.8. Ocupa a segunda posição no ranking. Como já se sabe, esse modelo não precisa definir um *Trend* manualmente.

Modelo convencional melhorado

Modelo resultante da combinação dos modelos de Eaton (1975) e de Bowers (1995). Para estimar os gradientes de pressão de poros utiliza-se a equação de Eaton, que no caso do Golfo de México utiliza um gradiente de pressão de poros normal de 8,7 ppg e um expoente de 2,22713.

Assim mesmo, esse modelo se acopla com o *trend* de Bowers através da equação 41. Nesse acoplamento de técnicas, não se precisa traçar um *Trend* manualmente. O projeto DEA-119 localiza essa técnica no terceiro lugar do ranking, e recomenda utilizar essa metodologia no caso de poços *offshore* pouco profundos.

$$\Delta t_n = \frac{10^6}{\frac{10^6}{\Delta t_0} + A[0,052.Z.(S - PP_n)]^B} \quad (41)$$

Onde:

- Δt_n : tempo intervalar normal (em condições normais de pressão de poros,
 Δt_0 : tempo intervalar no *mudline*. (no Projeto DEA-119 foi assumido um valor de 200 us/ft),
 Z : profundidade,
 A, B : constantes. (Projeto: A=14,22 e B=0,741536).

Modelo empírico

É um modelo de regressão múltipla, localizado na quarta posição. Não há maiores detalhes desse modelo no documento original do Projeto DEA-119.

Modelo convencional modificado

O modelo utiliza 5 constantes, mas considera a espessura da lâmina de água para estimar as tensões efetivas. O Projeto DEA-119 recomenda essa técnica para a previsão de pressão de poros para poços profundos. No caso do Golfo de México, as constantes A, B, C, D, e E são: 0,850935; 1,03723; -0,0740325; -0,00006; e 2,57094, respectivamente. O modelo é mostrado na equação 42.

$$PP = S - A.(S - PP_n)^B.WD^C \cdot \left[\frac{200.e^{D.(ML)}}{\Delta t} \right]^E \quad (42)$$

Onde:

- A,B,C, D,E : constantes,
 WD : lâmina de água (ft), *water depth*,
 ML : profundidade vertical embaixo do *mudline* (ft).

Tipicamente esses cinco modelos dão resultados similares da pressão de poros prevista durante as práticas feitas com os poços da bacia do Golfo de México, informando que as estimativas variam dentro de uma faixa de 0,25 ppg com os valores reais; variação que poderia estar vinculada às incertezas dos

dados de entrada para a previsão da pressão de poros. A variação nos resultados de todos os modelos revisados neste Projeto DEA 119, para a previsão da pressão de poros foi um motivo para complementar os modelos convencionais. A experiência dos participantes informou que os novos modelos podem ser mais confiáveis que os convencionais, adicionando que os métodos que precisem de uma linha de tendência podem ser realçados com estratégias complementarias.

Em pesquisas mais recentes, como no trabalho de Sayers et al. (2002), afirma-se que os métodos de Eaton (1975) e Bowers (1995) são amplamente usados na indústria do petróleo. Diferentes opiniões são apresentadas na literatura na defesa da eficiência de um ou de outro método. Por exemplo, Bruce² (2006) afirma que a formulação de Bowers é a melhor, visto que utiliza uma relação direta entre as tensões efetivas e as velocidades de onda, sendo independente da variação das propriedades físicas das rochas com a profundidade (NTL). Essa característica é importante, pois em alguns casos as pressões anormais se iniciam em profundidades rasas tornando-se difícil o traçado de um *Trend*. Outro fator importante é que Bowers leva em consideração o mecanismo de expansão de fluidos além da subcompactação na previsão da pressão de poros. Segundo Kumar et al. (2006) o método de Eaton (1975) é encontrado como o de maior uso e é robustamente referenciado dentro da disponibilidade de dados que permitam calibrar os *NTL*.

Pode-se concluir que no estado da arte da previsão de pressão de poros, os modelos de Eaton e Bowers são os mais utilizados na indústria do petróleo. Além, num esforço pela melhoria dos resultados, existem combinações de ambos os métodos, como o desenvolvido no projeto DEA-119, onde no método de Eaton utiliza-se a equação de Bowers para definir o *Trend*.

2.5. O Conceito do “Centróide”

Matthews e Standifird (2003) comentam que 50% do tempo não produtivo são causados pelas geopressões e a instabilidade do poço. Dessa percentagem, uma boa parte é devida a uma análise incompleta de sobrepressões realizados somente sobre folhelhos. A solução é uma análise integral (acoplamento de técnicas) tanto em arenitos como em folhelhos, sendo avaliados com mapas estruturais e geológicos, identificando as litologias, as falhas presentes e o tipo

² Opinião informada por e-mail.

de fluido presente nos compartimentos com o objetivo de corrigir os resultados de pressão nos arenitos.

O conceito do Centróide foi desenvolvido por Traugott e Heppard no ano 1994, o qual descreve que a sobrepressão de poros presente no folhelho difere da pressão presente no reservatório adjacente; a exceção da profundidade definida como “Centróide”, onde a pressão de poros na célula (arenito) e no folhelho é igual. A diferença de pressão entre esses dois corpos se deve à impermeabilidade relativa do folhelho e à redistribuição de pressão dentro do arenito. Na figura 24 observa-se que o peso da lama equivalente se incrementa no compartimento, acima do centróide, entretanto no folhelho se reduz, tanto na pressão de poros como da fratura (observar que a descrição corresponde na direção do centróide para cima).

Traugott e Heppard (1994) afirmam que é comum que na crista da célula, a pressão de poros é igual à da fratura; sendo mais crítico ainda, se existirem fluidos de densidades diferentes. Este comentário se origina pela diferença de pressões (energia) existente entre a base e o topo (crista) do corpo isolado (arenito); o qual origina transferência de pressão; e que somados às já existentes (na crista), podem chegar a fraturar a formação selante e produzir fluxo do(s) fluido(s) presente(s) no arenito. Portanto, deve-se prestar atenção aos seguintes pontos: (a) corrigir as estimativas de pressão de poros (feito em folhelhos) pelo efeito Centróide, considerando a geometria e localização do arenito no subsolo, (b) não perfurar diretamente na crista das células sobrepressurizadas.

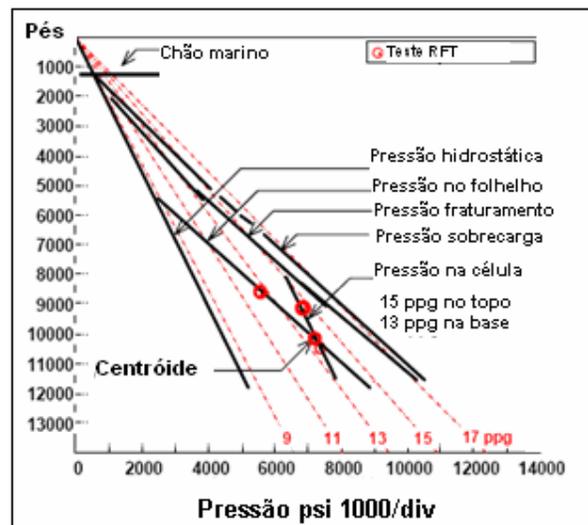


Figura 24 O efeito Centróide. (Heppard e Traugott, 1994).

Perfurar diretamente na crista está vinculado a dois problemas críticos: perdas de lama com as bombas ligadas (γ_{lama} ao redor do gradiente de fratura da formação) e ocorrência de kicks com as bombas de lama desligadas.

Kan e Kilsdonk (1998) afirmam que as magnitudes das pressões de poros em ambos os corpos dependem da estrutura 3D e da distribuição das litologias e falhas. Estes autores desenvolveram algoritmos que estimam cubos de pressão de poros fazendo uso de imagens geológicas e de velocidades intervalares obtidas por inversão sísmica. Esses cubos de pressão de poros, além de informar a variação da pressão, também permitem uma análise de possíveis trajetórias de fluxo, além de identificar as falhas que atuam como selantes ou como condutos, e da localização de compartimentos. Para estes pesquisadores, o valor da pressão na crista da célula tem duas possibilidades: (a) que seja igual à máxima pressão de poros no folhelho adjacente, e (b) que seja igual à pressão de fratura no folhelho, na localização da crista do arenito.

Lupa et al. (2002), descrevem o assinalado no parágrafo anterior usando um modelo de fluxo de fluidos representado pela figura 25. Partes das linhas de fluxo se unem na base e se separam no topo do arenito (célula em cor amarela); existindo fluxo do folhelho para o arenito, captura de fluxo ao longo do arenito e a expulsão no topo (fluxo do arenito para o folhelho), respectivamente.

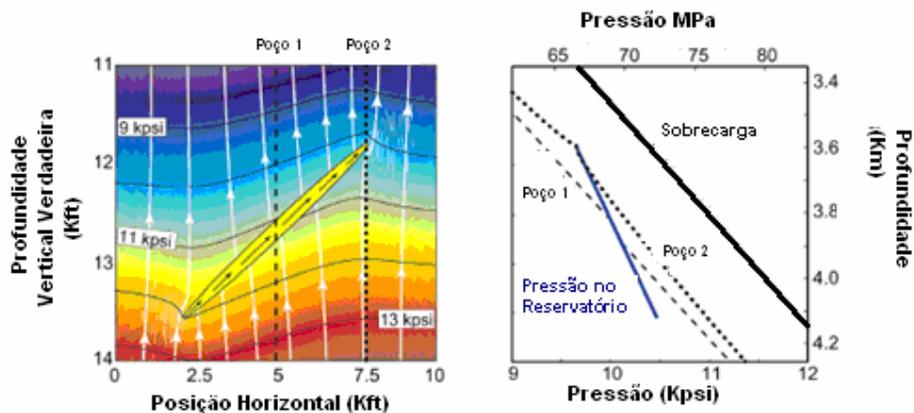


Figura 25 O efeito Centróide e as trajetórias de fluxo. Na esquerda: gradiente de pressão de poros 2D, com as linhas de trajetória de fluxo. Na direita: o gradiente de pressão de poros dos dois poços. (Lupa et al., 2002).

Matthews e Standifird (2003) afirmam que comumente a posição do centróide é adotada como o ponto médio em profundidade dos arenitos,

aplicando correções pela geometria e pela continuidade do arenito, assim como pela pressão e permeabilidade do folhelho. Assim mesmo, afirmam que os fatores que causam maior influência nas diferenças de pressão entre arenito e folhelhos são: (a) posição do centróide, (b) extensão lateral, (c) inclinação estrutural, (d) diferença de permeabilidade, (e) temperatura, (f) distribuição e propriedades dos fluidos presentes nos poros.

2.6. Técnicas para Detectar o Mecanismo de Expansão de Fluidos

2.6.1. Bowers (1995) - MPE

A figura 26 apresenta a aplicação dos métodos de H&J e da Profundidade Equivalente sobre a bacia da Costa do Golfo, nela pode-se observar que ambas diferem consideravelmente, embora a solução de H&J fica muito perto das medições reais, com o qual Bowers (1995) conclui o seguinte:

- a) Se o método da Profundidade Equivalente subestima os valores reais da pressão de poros, pode-se indagar que outro mecanismo, diferente ao desequilíbrio na compactação, gerou o excesso de pressão de poros, como, por exemplo, a expansão de fluidos.
- b) O método de H&J pode estar superestimando valores de pressão de poros, em bacias onde a subcompactação é o único mecanismo de geração.
- c) O método de H&J podem estar calculando valores de pressão de poros sem reparar que estão considerando outros mecanismos de geração.

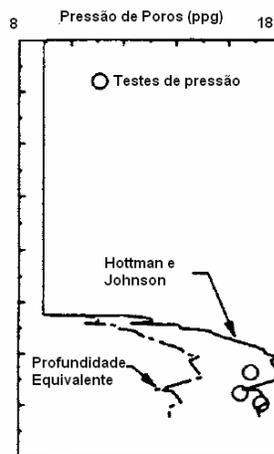


Figura 26 Diferenças entre os métodos da Profundidade Equivalente e H&J, sobre a bacia da Costa do Golfo. (Bowers, 1995)

O item (a) resulta ser uma técnica simples para reconhecer se algum outro mecanismo acompanha a subcompactação embora o método da Profundidade Equivalente precisa de um *Trend* bem definido, e poderia ser uma dificuldade para sua aplicação. Em relação aos itens (b) e (c), o método de H&J é um método baseado em correlações diretas entre os desvios do trend e as medições de pressão de poros “in situ”, portanto pode-se imaginar que uma ampla base de dados desta natureza numa mesma bacia sedimentar, suficientemente grande como para desenhar esta correlação, pode representar com certa confiabilidade o gradiente de pressão de poros num poço projeto; embora isso fica a critério e responsabilidade de cada analista de geopressões.

2.6.2. Bowers (2002)

No ano 2002, Bowers apresentou uma técnica para o reconhecimento das formações com sobrepressões elevadas (*high overpressure*), baseando-se em que o descarregamento (diminuição das tensões efetivas produzidas por expansão de fluidos) produz uma pequena recuperação elástica só nos poros de interconexão, sem uma significativa mudança do tamanho dos poros de armazenamento (*storage pores*, modelo de Bowers e Katsube, 2002). Então como a recuperação do tamanho dos poros é pequena, se perde a única relação entre as tensões efetivas e a porosidade, definido por uma compactação mecânica (Swarbrick, 2002). Se isso é verdade, as respostas acústicas e de resistividade (propriedades de transporte) são mais sensíveis do que as mudanças de porosidade e densidade. Em geral, baseando-se no conceito do método da Profundidade Equivalente, cada valor de reversão da velocidade sônica, resistividade (corrigido por temperatura) e densidade, corresponde pelo menos para outro valor acima, os quais acontecem à mesma profundidade, tal como se observa na figura 27. No caso em que a profundidade equivalente da densidade seja maior, seria um indicador da presença de valores altos de sobrepressões. Observa-se que nos 3 primeiros gráficos (superiores, figura 21), as profundidades equivalentes acontecem numa mesma profundidade (A), indicando só a presença da subcompactação. Nas 3 seguintes (inferiores, figura 21), a profundidade equivalente do registro de densidades discorda com as de velocidade e resistividade, evidenciando sobrepressões altas.

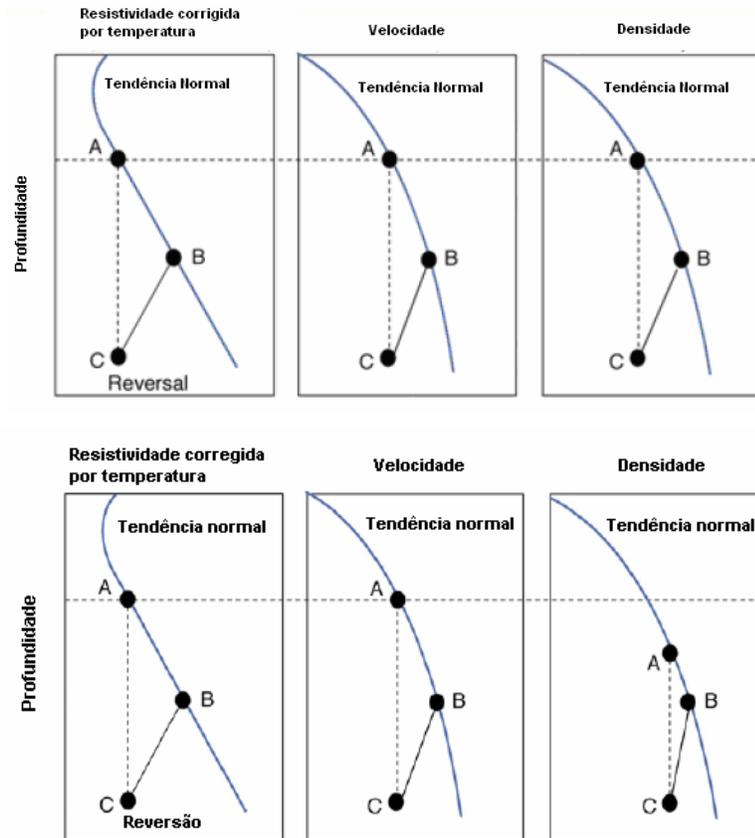


Figura 27 Técnica para detectar sobrepressões altas. (Bowers, 2002).

2.6.3. Chopra e Huffman (2006)

Segundo Chopra e Huffman (2006), pode-se reconhecer zonas de descarregamento de tensões efetivas através do perfil do registro de densidade versus registro velocidades (*well logs*). Zonas de descarga serão reconhecidas onde se produzam quedas das velocidades sob densidades constantes, tal como é mostrado na figura 28, onde se observa uma variação do registro da velocidade para uma densidade constante.

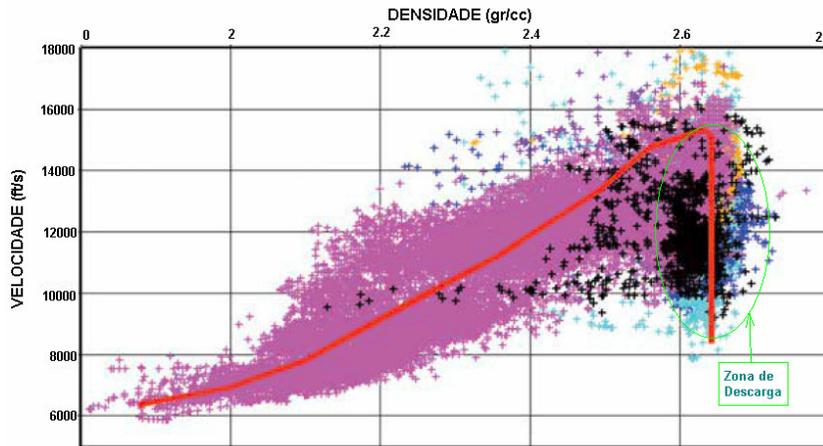


Figura 28 Aplicação para reconhecer zonas de descarga. (Chopra e Huffman, 2006).

A técnica anterior se explica porque quando acontece uma descarga ou queda das tensões efetivas, o incremento da pressão do fluido produz uma interrupção no processo de redução da porosidade pela sobrecarga. Considerando que a compactação é um processo irreversível, considera-se também que cessam as mudanças na porosidade e/ou densidade. Poderia se pensar que a área de contatos entre os grãos ou partículas também permaneçam invariáveis; embora segundo Chopra e Huffman, o incremento da pressão de poros causa a redução das tensões nos contatos dos grãos, o qual causa a queda da velocidade. A redução das tensões nos contatos dos grãos poderia ser interpretada como o incremento dos poros de interconexão do modelo de Bowers e Katsube (2002), mencionado no item anterior.

2.7. Uso da Sísmica na Previsão da Pressão de Poros

A previsão da pressão de poros através da sísmica, esta baseada em fundamentos da física de rochas e na análise de atributos sísmicos. Incluem-se como atributo sísmico: velocidade das ondas, tempos de trânsito, amplitude, coeficientes de reflexão e impedâncias. Comumente, para fazer a previsão de pressão de poros empregam-se as velocidades intervalares das ondas compressoriais P, as quais são estimadas a partir de métodos e/ou modelos de inversão sob dados sísmicos. Esses dados sísmicos são obtidos a partir da emissão de ondas por uma fonte, as quais são refletidas pelas diversas interfaces litológicas, capturadas e armazenadas por receptores (geofones) que transformam a vibração do solo (sinal sísmico) em sinal elétrico. A razão do maior uso das ondas primárias ou compressoriais (P), é que elas podem se

propagar em meios sólidos e fluidos, sendo que um meio fluido não resiste tensões cisalhantes, como é o caso das ondas secundárias ou cisalhantes (S_w). Embora, Sayers et al. (2002a) opinem que algumas propriedades do meio são mais fáceis de se obter a partir da análise das ondas " S_w ".

Segundo Dutta (2002), as duas chaves para a previsão de pressão de poros são: (a) as variações das velocidades intervalares nas formações existentes no subsolo, e (b) as variações das amplitudes das reflexões das ondas sísmicas. Ambas estão vinculadas ao incremento da porosidade, queda da densidade total, queda das tensões efetivas, incremento da temperatura e ao incremento do módulo de Poisson. Existem muitos trabalhos que afirmam que estes parâmetros são dependentes uns dos outros. Por exemplo, Dutta (2002) comenta que uma mesma rocha pode apresentar diferentes velocidades dependendo das condições físicas do meio; ou duas litologias diferentes sob iguais condições físicas podem apresentar uma mesma velocidade.

A velocidade de propagação das ondas é diretamente proporcional ao número de contatos entre os diferentes minerais ou partículas presentes nas formações, portanto existe uma relação direta entre a velocidade de propagação da onda, a porosidade e a tensão efetiva presente na formação. Isto quer dizer que num processo de compactação normal também existe uma tendência contínua à redução da porosidade, e que qualquer desvio dessa tendência será observado como anormal.

Dutta (2002) indica que alguns mecanismos de geração de pressões de poros anormais resultam ser muito difíceis de se modelar com fins de previsão de pressão de poros, além da possibilidade de que nunca possam ser modelados completamente. Embora, o mecanismo da subcompactação e a desidratação das argilas podem ser facilmente detectados, simples de descrever e modelar usando princípios de física das rochas e princípios sísmicos. Dutta (2002) afirma também que o trabalho da previsão na sísmica está baseado na pesquisa da velocidade intervalar (V_i), a qual está em função dos seguintes parâmetros: porosidade, fluido de saturação, estado de tensões "in situ", tensões confinantes, estrutura dos poros, temperatura, tipo de fluido dos poros e seu estado termodinâmico, litologia, conteúdo de argilas, cimentação, e frequência da propagação das ondas.

Pennebaker (1965) foi o primeiro em utilizar velocidades intervalares para obter gradientes de pressão de poros em poços localizados na bacia da Costa do Golfo de Texas. Nesta primeira aplicação as velocidades foram estimadas a

partir do modelo de Dix (1955), o qual utiliza velocidades médias (V_{RMS} , *root mean square velocity*) obtidas a partir da reflexão sísmica.

Segundo Sayers et al. (2002a), análises convencionais de velocidades sísmicas assumem que as velocidades variam lentamente tanto lateralmente quanto verticalmente; sendo a resolução resultante muito baixa para uma análise de pressão de poros. Uma dessas análises convencionais é o modelo de Dix (1955). Bruce³ informa que a aproximação de Dix permite a um intérprete fazer só uma seleção de poucos centos de milisegundos, e quando são interpretados num contexto geológico resulta numa função de velocidade de baixa resolução vertical.

Por esses motivos, foram gerados outros modelos ou métodos para estimar as velocidades intervalares. Pesquisadores como Kan e Swan (2001) utilizaram outros atributos da reflexão sísmica como a variação da amplitude de onda com *offset* (*AVO*, *Amplitude Variation Offset*) para corrigir os erros obtidos nas velocidades *Normal Move Out* obtidas depois da superposição dos traços sísmicos de pontos comuns de reflexão (*CMP*, *Commum Mid Points*). Segundo Bruce³, esta técnica é conhecida no mercado com vários nomes, informando que se o processo é muito cuidadoso pode-se obter melhoras na resolução vertical da função velocidade; embora na prática se observam mais erros óbvios que sucessos claros.

Sayers et al. (2002a) indicam que as velocidades precisam ser derivadas de métodos que tenham suficiente resolução para propósitos de planejamento da construção de poços de perfuração, e que a reflexão tomográfica melhora a resolução espacial do campo de velocidades através do uso de “raios base” mais exatos. Rodriguez C.⁴ indica que esse raio base se refere às equações de linha ou de trajetória do raio durante a propagação das ondas; as quais podem ser calibradas com as informações disponíveis dos poços. Os cálculos estão baseados na técnica “Tomografia de Pontos de Imagem Comum” (*CIP Tomography*), onde os modelos iniciais (equações dos raios) são refinados iterativamente; baseando-se em que se o modelo de velocidades está correto, então as velocidades obtidas com a migração antes da superposição das traças sísmicas (*prestack depth migration*) mapearão um ponto de reflexão numa mesma profundidade para todos os *offsets* onde é iluminado. Bruce⁵ afirma que

³ Informado via e-mail, (2006).

⁴ Idem.

⁵ Idem.

as técnicas tomográficas são muito dependentes da qualidade dos dados e da geologia do meio, embora afirma que a técnica *prestack depth migration* é o processo mais importante para gerar velocidades sísmicas onde existe uma forte variação lateral da velocidade (efeitos de anisotropia).

Dutta (2002) comenta que o uso dessas velocidades nos diversos modelos de previsão de pressão de poros, sem um entendimento de como os dados sísmicos foram adquiridos, processados, interpretados, e das limitações dos mesmos, podem resultar em conseqüências desastrosas nas análises da geopressão. Artola⁶ afirma o seguinte: “em termos gerais, quase todos os métodos de previsão de geopressões utilizam relações que ligam pressão de poros com velocidades de ondas P, S_w ou PS, muito parecidas em significado (com poucas diferenças em alguns detalhes); o que realmente importa é o tipo de informação ou a origem da velocidade a ser utilizada (velocidades sônicas, velocidades derivadas da inversão tomográfica, da análise de velocidade sísmica, da inversão da amplitude, etc.)”. Artola adiciona também que o mais importante é identificar o tipo de velocidade (pela forma de aquisição e pela natureza do dado) que seja a mais confiável e quão sensível é a pressão de poros às pequenas variações da velocidade (incerteza no conhecimento preciso da velocidade) segundo o modelo de previsão. Só para ter uma referência da seriedade do assunto, apresenta-se a figura 29, onde Sayers et al. (2002b) salientam as diferenças existentes entre velocidades obtidas por dois modelos e a velocidade verificada através da técnica de medição *in situ Checkshot*. A figura 30 mostra o mesmo problema, só que numa seção 2D de velocidades intervalares. Na esquerda da figura 30 pode-se observar velocidades intervalares obtidas através do modelo de Dix, e na direita através da inversão tomográfica. Conclui-se que para uma análise de pressão de poros precisa-se velocidades intervalares de alta resolução, sendo a inversão tomográfica uma das metodologias mais confiáveis.

⁶ Informado via e-mail (2006).

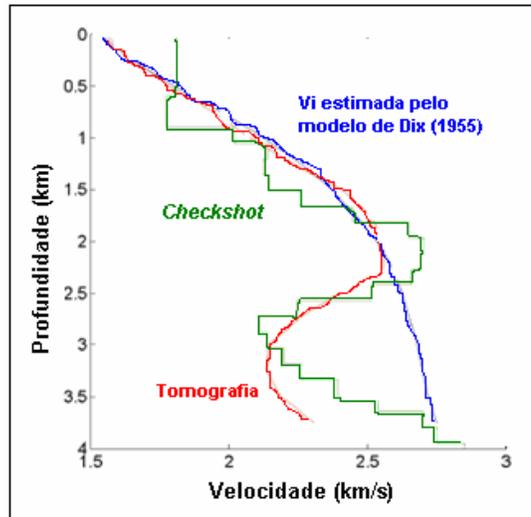


Figura 29. Comparação de velocidades intervalares obtidas através de diferentes metodologias. Modelo de correlação de velocidades *stacking* (cor azul). Velocidades obtidas por inversão tomográfica (vermelho), e as obtidas através de *Checkshot* (verde). (Sayers, 2002b).

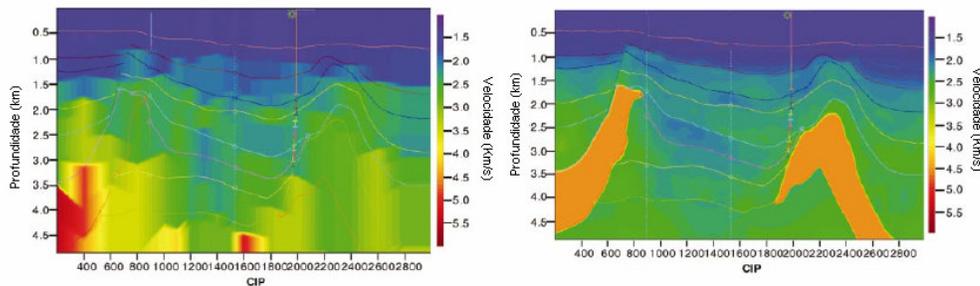


Figura 30 Comparação de uma seção 2D de velocidades intervalares obtidas pelo modelo de Dix (esquerda) e por inversão tomográfica (direita). (Sayers, 2002a).

Segundo Kan e Swan (2001), para camadas horizontais podem ser usadas as velocidades intervalares calculadas das velocidades de empilhamento (*stacking*) com um erro de $\pm 10\%$; para estruturas moderadamente complexas, deve-se aplicar as migrações de tempo (NMO, *Normal Move Out*) antes do empilhamento (*pre-stacking migration time*); finalmente para estruturas complexas precisa-se de uma migração em profundidade.

Mukerji et al. (2002) afirmam: “Poucos dos atuais métodos de interpretação sísmica, provêm a exatidão necessária para guiar as decisões durante a perfuração. Não é possível ainda, só com dados sísmicos e com as mudanças da litologia e fluidos de saturação, obter uma pressão de poros exata. Precisamos de um correto entendimento da física das rochas dos sedimentos

sobrepresurizados; portanto devemos relacionar a física de rochas, os fluidos dos poros, a pressão de poros mais os atributos sísmicos.”

Chopra e Huffman (2006) reconhecem a importância da exatidão das velocidades geradas por diversos modelos para serem aplicadas na previsão de pressão de poros; por isso fazem uma revisão dos métodos disponíveis que estabelecem modelos de velocidade mencionando suas desvantagens e vantagens. Também afirmam que a escolha de uma metodologia apropriada para as estimativas das velocidades para uma determinada área vai depender das respostas que sejam dadas às seguintes perguntas:

1. Estamos tratando com áreas estruturalmente complexas? É possível modelar velocidades só com funções verticais ou precisa-se incluir variações laterais?
2. É válida a hipótese da trajetória reta do raio? Pode a velocidade ser modelada no tempo ou espaço?
3. É competente o modelo para meios anisotrópicos? Que tipo de anisotropia existe no meio?
4. Estamos analisando anomalias de pressão de poros para efeitos locais ou regionais?

Na realidade as respostas dessas perguntas são próprias dos geofísicos especializados, embora todo analista de geopressões deve ter noções técnicas de geofísica para melhorar a comunicação interdisciplinar, com o objetivo de otimizar os resultados na previsão de pressão de poros.

Todos estes comentários e pesquisas comprovam a atual preocupação dos pesquisadores para gerar, a partir da sísmica, velocidades intervalares que se aproximem às velocidades reais nas formações rochosas.

2.8. Revisão de Fluxos de Trabalho para a Previsão de Pressão de Poros

Agrupar os diferentes processos que participam na previsão da pressão de poros e ordenar-los numa seqüência que estime e otimize uma pressão de poros confiável parece algo complicado. Foram revisados 5 fluxos de trabalho desenvolvidos por pesquisadores que trabalham em diversas empresas. Cada um deles mostra processos, tarefas e tomada de decisões durante o avanço do trabalho. A seguir são descritos e mostrados esses fluxos de trabalho, sendo que alguns possam ter sido atualizados pela própria companhia. Considerou-se

manter o idioma original dos fluxos de trabalho para manter a mensagem da frase.

2.8.1. Baker Hughes Inteq, 1994

O fluxo de trabalho corresponde ao pacote computacional Geopress da companhia Baker Hughes Inteq (1994), mostrado na figura 31. O fluxo de trabalho apresenta uma estrutura vertical, é um sistema simples baseado no processo de calibração de um método de previsão de pressão de poros previamente selecionado.

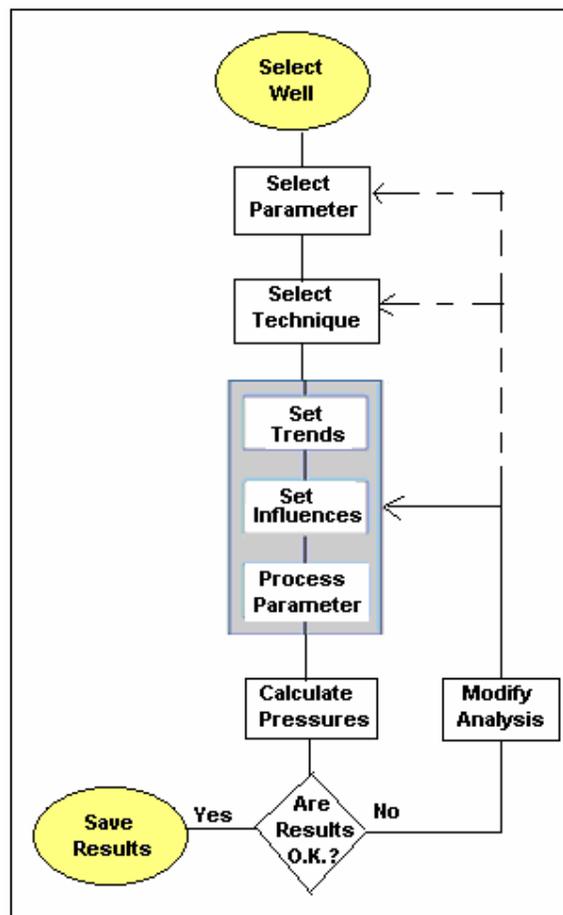


Figura 31 Fluxo de trabalho da companhia Baker Hughes Inteq. (1994)

2.8.2. Schlumberger, 2000

O fluxo de trabalho pertence ao trabalho de Cuvilier et al (2000) da companhia Schlumberger: O fluxo de trabalho é mostrado na figura 32. Inicialmente se procura toda a informação referente à pressão de poros que se

possa ajudar no seu cálculo; nisso inclui dados sísmicos, registros de poços, e registros de perfuração de poços de correlação. Num segundo passo descrevese 3 tarefas em paralelo: (a) obtenção das velocidades intervalares, (b) seleção de registros de dados para a calibração do modelo de previsão (PP ou FG), e (c) Processamento da informação.

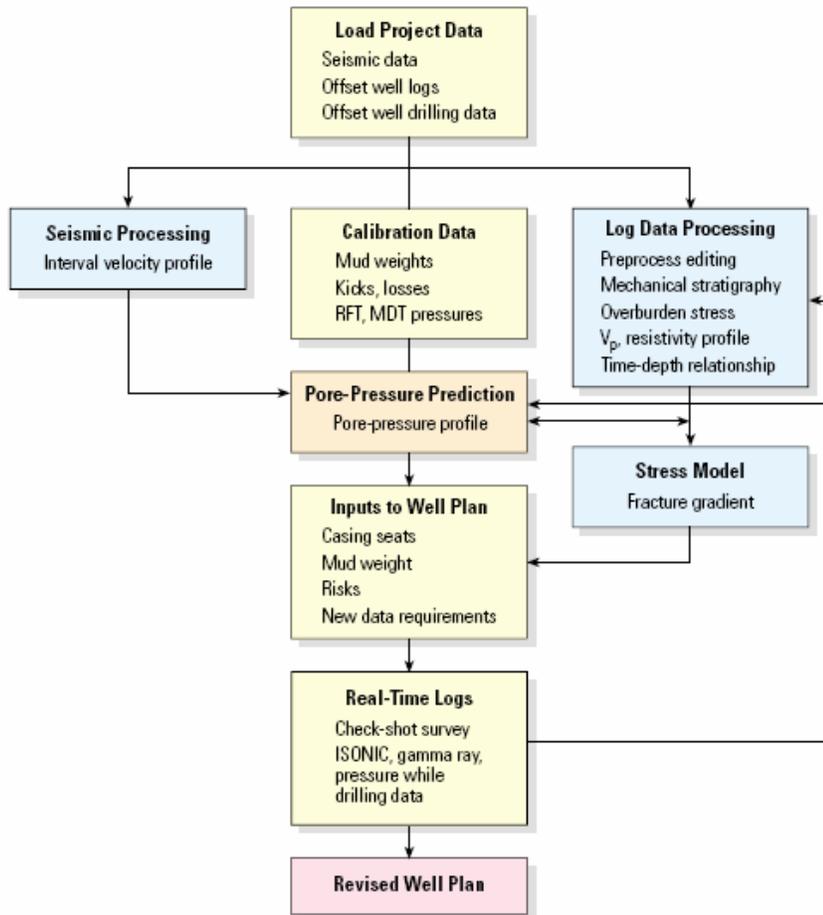


Figura 32 Fluxo de trabalho para a previsão da pressão de poros usado na companhia Schlumberger. (2000).

O processamento da informação e dos resultados da previsão é calibrado com dados obtidos em tempo real, para finalmente revisar o planejamento do poço.

2.8.3. Delgado et al., 2005

Delgado et al. (2005) apresentam um fluxo de trabalho para estimar as geopressões através de uma modelagem 3D. Essa modelagem 3D está baseada

num processo de interpolação espacial (a partir de registros de poços), seguindo um modelo linear e segundo a morfologia dos horizontes. A metodologia foi aplicada no campo de Cantarell, Golfo do México; e foi desenvolvida pela PEMEX (Petróleos Mexicanos), Halliburton, e GS Petrophysical Services.

A figura 33 mostra o fluxo de trabalho desenvolvido por Delgado et al. (2005). Dos fluxos de trabalho mostrados anteriormente, Delgado et al. (2005) diferenciam dois processos importantes além do modelagem 3D: (a) um controle da qualidade de todos os dados que participam na previsão das geopressões, e (b) obtenção de dados de volume de folhelhos de maior confiabilidade.

2.8.4. Rocha e Azevedo, 2006

Rocha e Azevedo (2006) apresentam a metodologia de trabalho que vem sendo utilizada pela Petrobras na estimativa e no acompanhamento das geopressões em poços críticos. Os autores agrupam as tarefas em 4 processos ou fases (ver figura 34) localizados dentro de um mesmo ciclo; onde as lições aprendidas são incorporadas em trabalhos futuros. O ciclo é denominado “ciclo PDCA”, devido às iniciais das 4 fases que participam no ciclo, e que se mostram a seguir:

1. *Plan*: “Previsão das geopressões com base no poço de correlação”.
2. *Do*: “Acompanhamento dos gradientes de geopressões em tempo real”.
3. *Check*: “Retroanálise do poço”.
4. *Act*: “Implementação das lições aprendidas”.

Uma maior descrição das fases do ciclo PDCA, aplicado na Petrobras, é desenvolvida em Rocha e Azevedo (2006).

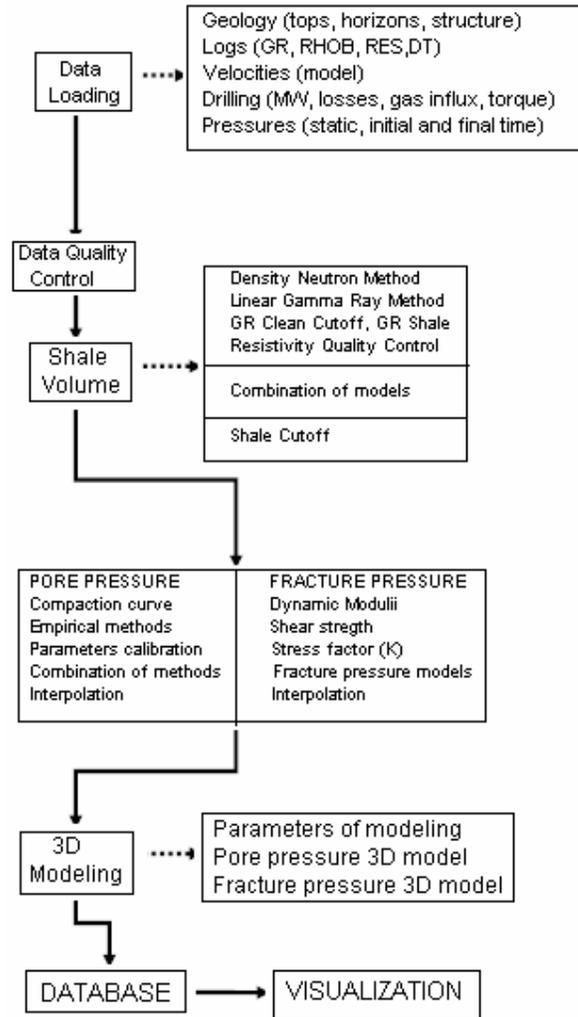


Figura 33 Fluxo de trabalho apresentado por Delgado et al. (2005)

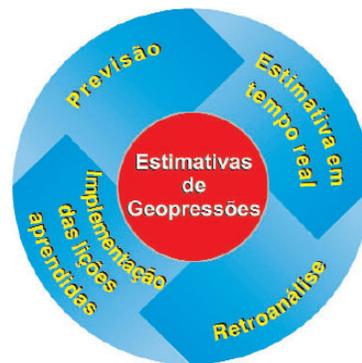


Figura 34 Fluxo de trabalho apresentado por Rocha e Azevedo (2006)

2.8.5. Dutta e Khazanehdari (Schlumberger, 2006)

Dutta e Khazanehdari (2006) da companhia de serviços Schlumberger, apresentam um fluxo de trabalho para a previsão da pressão de poros em relação ao mecanismo de geração da sobrepressão. Basicamente está composto por 3 *sub-workflows*, que interagem entre eles com o objetivo final de obter a pressão de poros em 3D.

A figura 35 mostra a integração destes 3 *sub-workflows*, e que são descritas de forma sucinta a seguir.

- a. **Dados sísmicos:** combina inversão sísmica e análise de velocidade com o objetivo de obter velocidades intervalares de alta resolução, ou de confiabilidade suficiente para aplicá-las num modelo baseado em física de rochas.
- b. **Informação geológica e modelagem:** inclui a identificação dos horizontes e idades geológicas, interconexão de camadas; análise dos mecanismos de geração de sobrepressão; modelagem das falhas; mapeamento de arenitos, fluatuabilidade de fluidos, o conceito do Centróide, e a pressão no arenito. É importante assinalar que esses dados ou modelos são estimados a partir da inversão de dados sísmicos (*Seismic Data*), tal como é mostrado na figura 35.
- c. **Dados antes e depois da perfuração:** modelagem física das rochas em relação à informação geológica (*geologic information and modeling*); estimativa do gradiente de sobrecarga, tensões efetivas e da pressão de poros.

Pode-se observar que no tempo, o fluxo de trabalho é cada vez mais complexo, devido basicamente à modelagem, calibração e à interpretação dos resultados. É importante ressaltar que no fluxo de trabalho de Dutta e Khazanehdari (2006) analisam-se resultados em forma integrada. Pressão (RFT), tensão efetiva e fratura (LOT) formam parte de um estado de tensões em equilíbrio; portanto qualquer medição “in situ” dessas pressões ajudará a atualizar os modelos e melhorar as previsões.

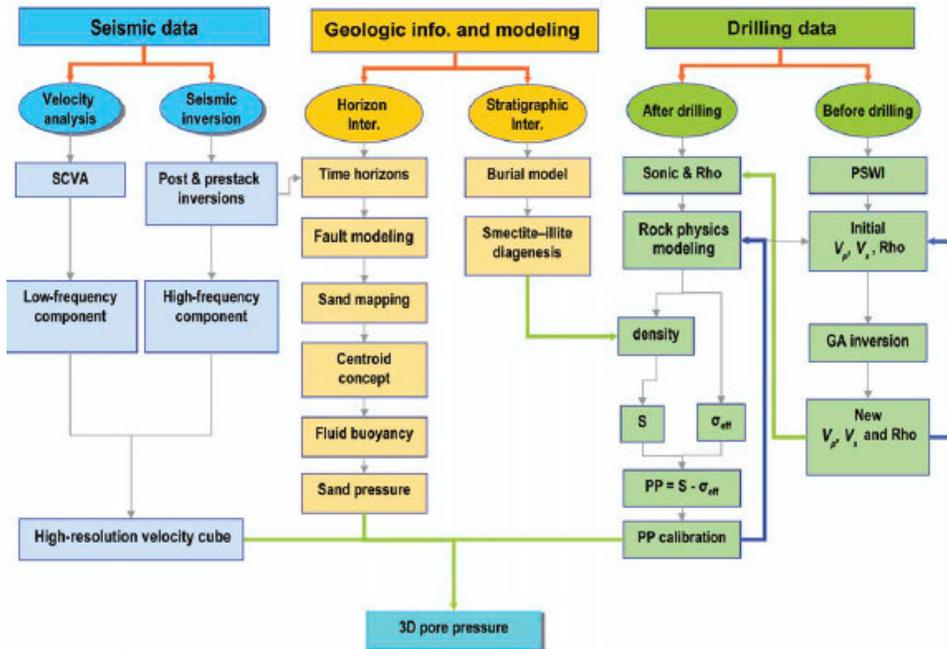


Figura 35 Fluxo de trabalho apresentado por Dutta e Khazanehdari (2006).