

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM DINÂMICA DOS OCEANOS E DA TERRA

ALICE MENDES SELLES

**ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DOS PARÂMETROS
ELÁSTICOS DOS RESERVATÓRIOS DO PRÉ-SAL
EM RELAÇÃO À LITOLOGIA, POROSIDADE E TIPO
DE FLUIDO**

NITERÓI
2018

ALICE MENDES SELLES

ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DOS PARÂMETROS
ELÁSTICOS DOS RESERVATÓRIOS DO PRÉ-SAL EM
RELAÇÃO À LITOLOGIA, POROSIDADE E TIPO DE
FLUIDO

Dissertação apresentada à Universidade Federal Fluminense como requisito parcial do Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra para a obtenção do título de Mestre na área de Geologia e Geofísica.

Orientador: Prof. Dr. Wagner Moreira Lupinacci

Co-orientador: Prof. Dr. Luiz Antonio Pierantoni Gamboa

NITERÓI - RJ
2018

ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DOS PARÂMETROS
ELÁSTICOS DOS RESERVATÓRIOS DO PRÉ-SAL
EM RELAÇÃO À LITOLOGIA, POROSIDADE E TIPO
DE FLUIDO
ALICE MENDES SELLES

Dissertação apresentada à Universidade Federal Fluminense como requisito parcial do Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra para a obtenção do título de Mestre na área de Geologia e Geofísica.

Aprovada em de de 2018.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Miguel Ângelo Mane (UERJ)

Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva (GGO/UFF)

Prof. Dr. Luiz Antonio Pierantoni Gamboa – Co-orientador (GIECAR/GGO/UFF)

Prof. Dr. Wagner Moreira Lupinacci – Orientador (GIECAR/GGO/UFF)

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais, que sempre me incentivaram a continuar estudando.

Ao meu orientador Wagner que, apesar dos contratemplos e dificuldades, sempre esteve presente com soluções e alternativas para a finalização deste trabalho. Gostaria de agradecer também meus co-orientadores Luiz Gamboa e Claudio Rabe, cujos conselhos e sugestões de estudo foram essenciais para uma melhor compreensão e aprendizado dos assuntos.

À Petrogal Brasil SA por disponibilizar o financiamento que tornaram essa pesquisa possível.

Às empresas Petrogal Brasil e Emerson-Paradigm por terem me dado a oportunidade de realizar este trabalho, disponibilizando os dados e utilizando toda sua estrutura.

À Universidade Federal Fluminense, local onde eu tive o privilégio de cursar minha pós-graduação, oferecendo a estrutura necessária para a conclusão desta dissertação.

EPÍGRAFE

“Na vida, não há nada a temer, mas a entender” - Marie Curie

Resumo

O uso dos parâmetros elásticos para a diferenciação e caracterização do tipo de rocha é uma importante ferramenta utilizada na indústria do petróleo. É recomendável que estudos de sensibilidade dos parâmetros elásticos com relação à litologia, à porosidade e ao tipo de fluido sejam realizados, antes da aplicação de técnicas de inversão sísmica e da análise de AVO. Estes estudos têm como objetivo avaliar até que ponto efetivamente a inversão sísmica irá produzir resultados, que possam agregar e ser confiáveis na caracterização geológica da região de estudo. Para esta avaliação são utilizados dados de rocha e de perfis. Esta dissertação teve como objetivo avaliar a aplicação da inversão acústica, da inversão elástica e da análise de AVO em uma região do pré-sal brasileiro. Para a realização deste estudo foram avaliados dados de quatro de poços em uma área distal da Bacia de Santos. Os resultados mostram que a impedância acústica possui uma boa correlação, quase linear, com a porosidade. Isto demonstra o potencial do uso da inversão acústica para encontrar regiões mais porosas. A impedância acústica também mostrou ser eficiente para a diferenciação de rochas carbonáticas de rochas siliciclásticas. Contudo, na área de estudo, somente com o parâmetro impedância acústica não foi possível diferenciar o tipo de rocha carbonática e nem o tipo de fluido presente no poro da rocha. Para isto, o *crossplot* entre os parâmetros elásticos, que mostrou a melhor separação com relação ao tipo de fluido, foi a combinação da razão da velocidade compressional e velocidade cisalhante (V_p/V_s) pela impedância acústica (I_p). Este tipo de análise auxiliou na avaliação do potencial uso da inversão elástica na área de estudo. Já o estudo de AVO, realizada próxima de um dos poços, mostrou uma anomalia de classe AVO do tipo II. Esta anomalia é a mais difícil de ser detectada, devido ser uma anomalia de baixa amplitude nas seções sísmicas. Então, recomenda-se ter cautela e ceticismo no uso da análise de AVO na região de estudo.

Palavras-chave: parâmetros elásticos, Pré-sal, Bacia de Santos.

Abstract

The use of elastic parameters for the differentiation and characterization of rock type is an important tool used in the petroleum industry. It is recommended that sensitivity studies of the elastic parameters with respect to lithology, porosity and fluid type be performed prior to the application of seismic inversion techniques and AVO analysis. These studies aim to evaluate the extent to which seismic inversion will produce results that can aggregate in the geological characterization of the study region. This dissertation aimed to evaluate the application of acoustic inversion, elastic inversion and AVO analysis in a Brazilian pre-salt region. In this study were evaluated data of four wells in a distal area of the Santos Basin. The results show that the acoustic impedance has a good correlation, almost linear, with the porosity. This demonstrates the potential of using acoustic inversion to find more porous regions. The acoustic impedance also showed to be efficient for the differentiation of carbonates rocks from siliciclastic rocks. However, in the study area, it was not possible to differentiate between the type of carbonates rock and the type of fluid present in the rock pore from the acoustic impedance. The crossplot between the elastic parameters that showed the best separation with respect to the type of fluid was the compressional velocity and shear velocity ratio (V_p/V_s) by the acoustic impedance (I_p). This type of analysis helped to evaluate the potential use of elastic inversion in the study area. The AVO study, performed near one of the wells, showed an AVO class II anomaly. This anomaly is the most difficult to be detect, because it is a low amplitude anomaly in the seismic sections. Therefore, it is recommended to be cautious and skeptical with the use of AVO analysis in the study region.

Key words: elastic parameters, Pre-salt, Santos Basin

Sumário

Sumário	7
1. Introdução.....	15
2. A presença do CO ₂ em reservatórios	21
2.1. Propriedades físicas do dióxido de carbono e da salmoura	21
2.2. Origens do CO ₂	23
2.2.1. Origem magmática/degaseificação do manto	24
2.2.2. Metamorfismo regional	24
2.2.3. Metamorfismo de contato em carbonatos	24
2.2.4. Carbonatos marinhos	25
2.2.5. Decaimento biogênico	25
2.2.6. Colapso do querogênio tipo II rico em carvão.....	26
2.2.7. Metamorfismo de contato em carvão.....	26
2.2.8. Redução total do enxofre (<i>total reduced sulfur</i> – TRS)	26
2.2.9. CO ₂ nos reservatórios brasileiros	27
2.3. Riscos do CO ₂ para a perfuração e produção (deterioração de equipamentos).....	29
2.4. Propriedades elásticas e modelagem física de rochas ricas em CO ₂	31
3. Propriedades elásticas.....	35
3.1. Lei de Hooke Generalizada.....	37
3.1.1. Constantes elásticas.....	38
3.2. Ondas de corpo	39
3.3. Equações de Gassmann.....	41
4. Análise de AVO.....	43
4.1. Contexto histórico	43
4.2. O método AVO.....	44
4.3. AVO aplicado em carbonatos.....	54

5. Resultados dos estudos de análise de sensibilidade dos parâmetros elásticos com relação à litologia, porosidade e tipo de fluido	59
5.1. Análise de sensibilidade da impedância acústica com relação à litologia e a porosidade.....	59
5.2. Análise de sensibilidade dos parâmetros elásticos com relação ao tipo de fluido.....	72
5.3. Análise de sensibilidade do AVO	79
6. Conclusões	82
7. Referências bibliográficas	84

Lista de Figuras

Figura 1: Mapa de localização dos limites da Bacia de Santos (Fonte: ANP/BDEP, fev 2010).	15
Figura 2: Carta estratigráfica da Bacia de Santos (Moreira et al., 2007).	17
Figura 3: Representação do modelo de corrosão por CO ₂ . Dióxido de carbono dissolvido na fase líquida (na presença de água). Ocorre a dissociação parcial do CO ₂ bem como sua difusão na superfície metálica do tubo, dissolvendo o ferro por corrosão eletroquímica (Fonte: Oliveira, 2015).	22
Figura 4: Ciclo dos fluidos hidrotermais (modificado de Sharma & Srivastava, 2014).	23
Figura 5: Diferentes origens do dióxido de carbono em reservatórios de hidrocarbonetos (modificado de Santos Neto et al., 2012).	27
Figura 6: Intervalo do $\delta^{13}\text{C}$ CO ₂ obtido em diferentes origens possíveis (Thrasher & Fleet, 1995; apud Santos Neto et al., 2012).	28
Figura 7: Relação entre CO ₂ / ³ He e $\delta^{13}\text{C}$ de CO ₂ em gases de origem crustal ou mantélica nas reservas do pré sal. Reparar na concentração das amostras coletadas nas bacias de Santos e Campos (Santos Neto et al., 2012).	28
Figura 8: Percentagem de Hélio magmático em amostras de gás das bacias estudadas por Santos Neto et al. (2012).	29
Figura 9: Exemplos de deterioração em equipamentos que compõem uma coluna de produção (modificado de Bellarby, 2009).	31
Figura 10: Exemplo do efeito do CO ₂ em revestimentos produtores de óleo e gás (Oliveira, 2015).	31
Figura 11: Ilustração com um esquema da tensão normal (σ_{xx}) e as tensões cisalhantes (σ_{xy} , σ_{zx}). Modificado de Telford et al. (1976).	36
Figura 12: Uma curva de tensão-deformação típica para um corpo sólido (Kearey et al., 2012).	37
Figura 13: Deformações elásticas e movimentos de partículas do terreno associados à passagem de ondas de corpo, ondas P e S (Modificado de Kearey et al., 2002).	40
Figura 14: Partição da energia quando ocorre a incidência de uma onda compressional. Adaptada de Mavko et al., (2009).	45

Figura 15: Análise do termo G na resposta AVO. A curva em negrito representa a sua inclusão. Modificado a partir de Castagna <i>et al.</i> (1985).	47
Figura 16: Estimativa do intercepte ($R(0)$) e gradiente (G). Modificado a partir de Castagna <i>et al.</i> (1985).	48
Figura 17: Linha Mudrock. Modificado a partir de Fatti <i>et al.</i> (1994).	49
Figura 18: Classificação das anomalias de AVO.	51
Figura 19: Respostas AVO para as mudanças de porosidade, tipo de fluido e argilosidade.	52
Figura 20: Impedância acústica e impedância cisalhante. Adaptado de Russel (2010).	53
Figura 21: Comparação entre impedância acústica contra impedância elástica (Connolly, 1999).	54
Figura 22: Módulos elásticos obtidos de um poço na Bacia Sedimentar do Oeste do Canadá (Li <i>et al.</i> , 2003).	56
Figura 23: Mapeamento de dolomita saturada com gás usando os parâmetros de Goodway (Li <i>et al.</i> , 2003).	57
Figura 24: Perfis do poço A. Os dados estão dispostos da seguinte forma: trilha 1: profundidade; trilha 2: litologia; trilha 3: regiões descartadas devido a variações no perfil de caliper; trilha 4: raios gama (verde) e caliper (cinza); trilha 5: resistividade profunda; trilha 6: sônico (DT); trilha 7: porosidade TCMR (vermelho) e densidade (azul); trilha 8: impedância acústica.	60
Figura 25: Crossplots dos perfis de porosidade total obtida a partir do perfil de NMR (TCMR) e impedância acústica (IP) com relação à profundidade (A) e a litologia (B) do poço A (MRG – marga, FLH – folhelho, SLT – siltito, DOL – dolomita, COQ – coquina e CAL – Calcário microbial).	62
Figura 26: Perfis do poço B. Os dados estão dispostos da seguinte forma: trilha 1: profundidade; trilha 2: litologia; trilha 3: regiões descartadas devido a variações no perfil de caliper; trilha 4: raios gama (verde) e caliper (cinza); trilha 5: resistividade profunda; trilha 6: sônico (DT); trilha 7: porosidade TCMR (vermelho) e densidade (azul); trilha 8: impedância acústica.	63
Figura 27: Crossplots dos perfis de porosidade total obtida a partir do perfil de NMR (TCMR) e impedância acústica (IP) com relação à profundidade (A) e a	

litologia (B) do poço B (FLH – folhelho, MDS –mudstone e CAL – calcário microbial). _____ 64

Figura 28: Perfis do poço C. Os dados estão dispostos da seguinte forma: trilha 1: profundidade; trilha 2: litologia; trilha 3: regiões descartadas devido a variações no perfil de caliper; trilha 4: raios gama (verde) e caliper (cinza); trilha 5: resistividade profunda; trilha 6: sônico (DT); trilha 7: porosidade TCMR (vermelho) e densidade (azul); trilha 8: impedância acústica. _____ 65

Figura 29: Crossplots dos perfis de porosidade total obtida a partir do perfil de NMR (TCMR) e impedância acústica (IP) com relação à profundidade (A) e a litologia (B) do poço C (FLH – folhelho, MDS - mudstones , COQ – coquina e CAL – calcário microbial). _____ 66

Figura 30: Perfis do poço D. Os dados estão dispostos da seguinte forma: trilha 1: profundidade; trilha 2: litologia; trilha 3: regiões descartadas devido a variações no perfil de caliper; trilha 4: raios gama (verde) e caliper (cinza); trilha 5: resistividade profunda; trilha 6: sônico (DT); trilha 7: porosidade TCMR (vermelho) e densidade (azul); trilha 8: impedância acústica. _____ 67

Figura 31: Crossplots dos perfis de porosidade total obtida a partir do perfil de NMR (TCMR) e impedância acústica (IP) com relação à profundidade (A) e a litologia (B) do poço D. _____ 68

Figura 32: Histogramas da impedância acústica por fácies para o poço A. Em cada um dos histogramas a soma das alturas das barras é igual a 1. _____ 69

Figura 33: Histogramas da impedância acústica por fácies para o poço B. Em cada um dos histogramas a soma das alturas das barras é igual a 1. _____ 69

Figura 34: Histogramas da impedância P por fácies para o poço C. Em cada um dos histogramas a soma das alturas das barras é igual a 1. _____ 70

Figura 35: Histogramas da impedância P por fácies para o poço D. Em cada um dos histogramas a soma das alturas das barras é igual a 1. _____ 70

Figura 36: PDFs para as fácies utilizando os dados de todos os poços. As PDFs foram estimadas utilizando o kernel gaussiano. Cada gráfico corresponde a uma fácies e em cada um delas a área da PDF é igual a 1. _____ 71

Figura 37: PDFs estimadas para todas as fácies. As PDFs foram estimadas utilizando o kernel gaussiano. Cada PDF corresponde a uma fácies e a área da PDF é igual a 1. _____ 72

Figura 38: Perfis do poço B com os contatos BVE100, gás-óleo (GOC) e óleo-água (OWC) interpretados. _____	73
Figura 39: Perfis interpretativos litológicos, caliper (CALI), raio gama (GR), neutrão (NPHI) e porosidade pelo ressonância (TCRM), densidade (RHOB), sônico (DT) e sônico cisalhante (DTS), saturação estimada (Sw) e concentração de CO ₂ do poço B. _____	74
Figura 40: Relação impedância acústica (IP) versus razão da velocidade compressional pela velocidade cisalhante (VP/VS) considerando o tipo de fluido no poço B. _____	75
Figura 41: Relação impedância acústica (IP) versus razão da velocidade compressional pela velocidade cisalhante (VP/VS) considerando somente a zona saturada com gás do poço B com a simulação de diferentes cenários desta zona (saturada com água e com óleo) utilizando as equações de Gassmann. _____	76
Figura 42: Análise de diferentes combinações dos parâmetros elásticos considerando o tipo de fluido no poço B. _____	78
Figura 43: Relações entre diferentes parâmetros elásticos considerando somente a zona saturada com gás do poço 3-RJS-683A com a simulação de diferentes cenários desta zona (saturada com água e com óleo) utilizando as equações de Gassmann. _____	78
Figura 44: Curva AVO extraída (vermelha) da reflexão referente à base do sal próximo ao poço B, no ponto de cruzamento da inline 1 e a crossline 1. Em azul a curva da aproximação de Aki e Richards (2002). _____	80
Figura 45: Curva AVO extraída (vermelha) da reflexão referente à base do sal próximo ao poço B, no ponto de cruzamento da inline 1 e crossline 2. Em azul a curva da aproximação de Aki & Richards (2002). _____	81

1. Introdução

A Bacia de Santos está localizada na margem continental sudeste do Brasil entre duas áreas relativamente mais altas, o Alto de Cabo Frio e o Alto de Florianópolis (Figura 1). Os maiores centros industriais brasileiros estão situados próximos desta bacia. Ela tem uma área de aproximadamente três vezes a da Bacia de Campos e possui uma área de crosta continental atenuada duas vezes mais larga do que esta última que era, até a pouco tempo, a principal bacia produtora do Brasil (Moreira *et al.* 2007).

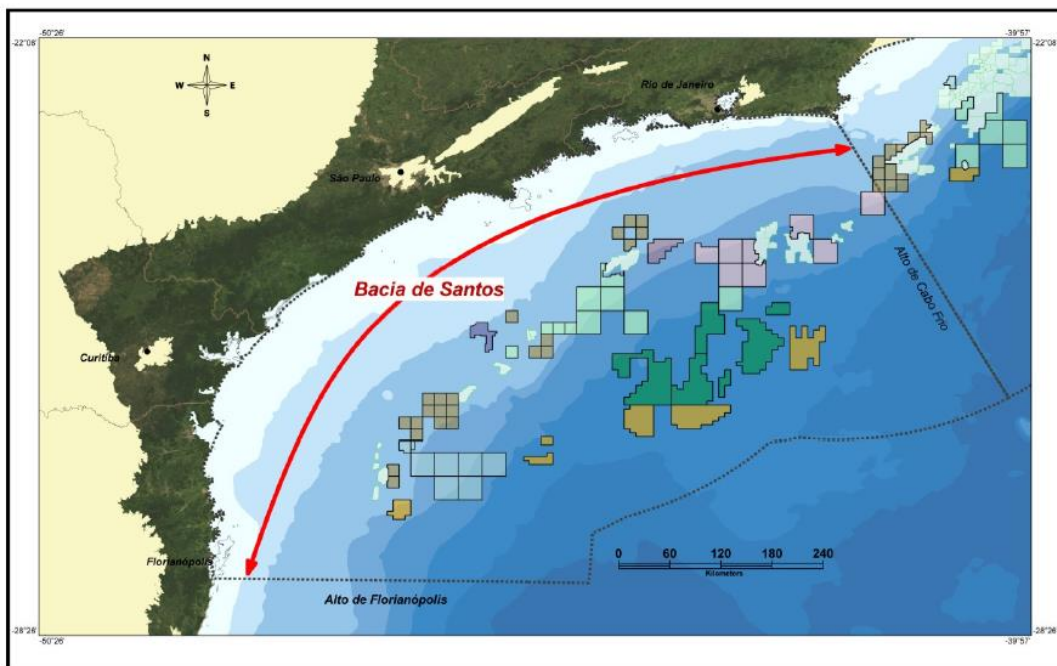


Figura 1: Mapa de localização dos limites da Bacia de Santos (Fonte: ANP/BDEP, fev 2010).

A Bacia de Santos começou a ser explorada em 1969 com a aquisição de dados sísmicos e em 1971 o primeiro poço exploratório foi perfurado. Desde o início, esta bacia apresentou grandes desafios científicos e exploratórios, que variaram da origem ou natureza do embasamento, existência e maturação de rochas geradoras, às perfurações em ambientes com altas temperaturas e pressão. E um grande desafio tem sido o entendimento geodinâmico da espessa camada de evaporitos, que se estende ao longo da margem continental brasileira e ao longo da margem continental conjugada no lado africano. Especificamente, vários desafios tecnológicos continuam a existir, tais como, a caracterização dos profícuos reservatórios situados abaixo dos

espessos depósitos evaporitos e a existência de concentrações anômalas de gás carbônico em certas áreas.

Em 1979, o Campo de Merluza foi descoberto em arenitos do Cenomaniano ao Santoniano. Praticamente, dez anos depois foram descobertos os campos de petróleo nos calcários do Albiano, o Campo de Tubarão foi descoberto em 1988. Como os principais alvos exploratórios desta época estavam na bacia de Campos, a exploração prosseguiu em um ritmo secundário, até 2000, quando um esforço maior foi feito na Bacia de Santos. Vários campos de gás foram, então, descobertos em reservatórios turbidíticos do Cretáceo Superior. A exploração seguiu para as águas ultra profundas com a licitação dos primeiros blocos, realizada pela Agência Nacional de Petróleo. Esta exploração foi executada pela Petrobras em parcerias com várias companhias internacionais.

Em 2007, o primeiro campo em reservatórios situados abaixo da camada evaporítica na Bacia de Santos foi descoberto, o Campo de Tupi. A área deste campo corresponde ao maior campo já descoberto no Brasil, contendo metade de todo o petróleo encontrado no país nos últimos 50 anos. Esta descoberta aumentou as reservas de petróleo e gás da Brasil em 40 a 60%. Com isso, o Brasil passou a possuir uma das 10 maiores reservas de petróleo do mundo e se tornou exportador de óleo. Atualmente, os calcários abaixo dos evaporitos aptianos são o alvo exploratório principal na margem continental brasileira. O entendimento da extensão da crosta continental estirada nas margens conjugadas é crucial para a eleição de áreas promissoras nestas regiões. Este conhecimento aliado à história geológica e à caracterização específica dos sedimentos, que preencheram estas bacias está gradualmente evoluindo através de contribuições provenientes da indústria e da academia.

A crosta da Bacia de Santos pode ser dividida em duas provinciais principais: a província de crosta continental afinada, onde ocorreram falhamentos da fase rifte , e a província de crosta continental atenuada ou transicional, onde a quantidade de falhamentos e formação de semi-grabens foi intensa durante a fase rifte, juntamente com intrusões magmáticas originando

uma assinatura magnética muito semelhante a de uma crosta oceânica. A área estudada neste projeto situa-se na província de crosta atenuada.

A estratigrafia mais moderna da Bacia de Santos é descrita por Moreira *et al.* (2007) (Figura 2) e é baseada principalmente em dados obtidos nas partes mais rasas da bacia. O embasamento econômico da Bacia é caracterizado por derrames basálticos da Formação Camboriú de idade Neocomiana e está relacionado com o início do processo de distensão entre as placas Sul-americana e Africana, ainda na fase pré-rifte. A sedimentação acima do embasamento iniciou-se preenchendo um sistema de semi-grabens, sendo composta pelos sedimentos siliciclásticos da Formação Piçarras, sotopostos pelos calcários da Formação Itapema interpretados como depositados em ambiente lacustre (Figura 2).

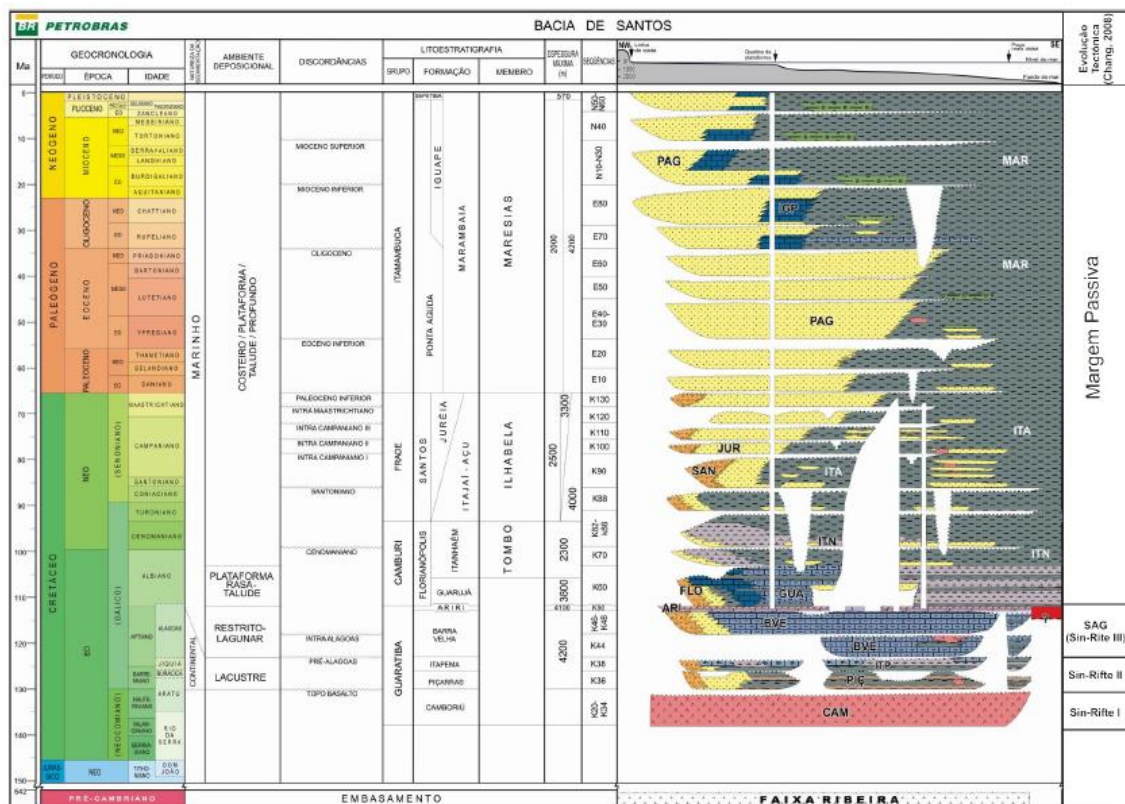


Figura 2: Carta estratigráfica da Bacia de Santos (Moreira et al., 2007).

A Formação Piçarras nas porções proximais é composta por conglomerados e arenitos polimíticos constituídos de fragmentos de basalto, quartzo e feldspato, que foram depositadas em ambientes de leques aluviais. Nas porções mais distais é caracterizada por arenitos, siltitos e folhelhos

negros com alto teor de carbono orgânico, depositados em ambiente lacustre, desde o estágio inicial até o estágio de máxima atividade da formação dos semi-grabens. Essa unidade, por ter sido depositada em uma época de intensa atividade tectônica, possui geometria em forma de cunha e reflexões divergentes em direção às falhas principais, ocorrendo em toda a bacia (Moreira *et al.*, 2007).

A Formação Itapema foi depositada no estágio final da formação dos meio-grabens, quando as falhas principais diminuía suas atividades tectônicas. Seu limite com a seção inferior, Formação Piçarras, é marcado pela discordância intrabarremiano, correspondente ao andar local Jiquiá e seu limite superior é a discordância pré-Alagoas, que pode ser visualizada nas seções sísmicas. Esta formação é caracterizada por intercalações de depósitos conglomeráticos de leques aluviais nas porções proximais e por rochas carbonáticas e folhelhos escuros nas partes mais distais. Os carbonatos (*grainstones*, coquinas, *wackestones* e *packstones* bioclásticos), são importantes reservatórios da bacia e os folhelhos são ricos em matéria orgânica. Estes folhelhos foram depositados durante o andar local Jiquiá (Barremiano – Eoaptiano) em ambientes lacustres anóxicos e correspondem às principais rochas geradoras da bacia. Estes reservatórios costumam apresentar acentuadas mudanças laterais e verticais, tanto em espessura quanto em qualidade do reservatório por conta de altas alterações faciológicas e diagenéticas, devido à ação de controles biológicos, topográficos e climáticos (Scheevel *et al.*, 2004).

A Formação Barra Velha foi depositada sobre a discordância conhecida como pré- Alagoas em ambientes de águas rasas ou mar epicontinental hipersalino. É composta por estromatólitos, calcários microbiais em seus ambientes rasos e por lamitos calcários em suas áreas mais profundas. Seu limite superior é dado pela discordância, que corresponde ao refletor sísmico provocado pelo alto contraste de impedância acústica entre o topo dos carbonatos e a base do sal. Esta formação é interpretada como depositada na fase sag da bacia, que era praticamente isolada da bacia ao sul (Bacia de Pelotas) pelo lineamento tectônico formado pela Dorsal de São Paulo e Alto de Florianópolis.

Com o incremento não desenvolvimento da bacia teve início uma expressiva fase evaporítica. As taxas de evaporação eram superiores em relação ao influxo de água, proporcionando a deposição de um espesso pacote de sal, denominado de Formação Ariri. Isto ocorreu durante o Neoptiano, equivalente ao andar local Alagoas Superior. Segundo Dias (1998), a deposição do pacote evaporativo tem um tempo relativamente curto estimado de 0,7 a 1 milhão de anos.

A Formação Ariri é composta por espessos pacotes de halita, anidrita, calcilitos, folhelhos e margas, ocorrendo também outros sais mais solúveis como taquidrita, carnalita e silvinita. Estes pacotes foram depositados em ambiente marinho restrito com formação de planícies de *sabkha* e se estendem para o norte nas Bacias de Campos, Espírito Santo, Cumuruxatiba, Jequitinhonha, Camamu-Almada e Sergipe-Alagoas. O limite superior desta formação é dado pela passagem dos evaporitos para os sedimentos silicicláticos/carbonáticos da fase pós-rifte.

Acima dos evaporitos calcários de águas rasas foram depositados nas partes proximais da bacia e calcilitos nas partes distais. Acima destes sedimentos marinhos típicos foram depositados, com alternância, arenitos grossos nas áreas rasas e folhelhos nas partes profundas. Turbiditos ocorrem nesta sequência e representam os *plays* tradicionais da bacia antes das descobertas dos calcários do pré-sal nas regiões profundas.

Atualmente os reservatórios do pré-sal produzem óleo leve, variando entre 27° e 30° API, correspondendo a mais da metade da produção brasileira a partir de relativamente poucos poços. A alta produtividade destes poços e a possível extensão dos mesmos os torna um dos *plays* mais atrativos mundialmente para indústria do petróleo.

O dióxido de carbono (CO₂) é um dos gases não-hidrocarboneto mais comuns em reservatórios de petróleo. A origem desse CO₂ pode ser orgânica ou inorgânica, sendo a degaseificação do manto terrestre a fonte mais importante para grandes volumes desse gás nos reservatórios do Pré Sal Brasileiro (Santos Neto *et al.*, 2012). Sua presença em reservatórios de hidrocarbonetos apresenta grandes desafios na exploração e produção dos

mesmos. Os reservatórios do Pré Sal Brasileiro contêm proporções de CO₂ maiores que o mais frequentemente encontrados, com uma média de 25%, podendo atingir cerca de 76 % de teor em alguns poços (Adolff *et al.*, 2015).

Santos Neto *et al.* (2012) estudou a assinatura isotópica do CO₂ em 11 diferentes bacias sedimentares brasileiras (Ceará, Potiguar, Tucano, Sergipe/Alagoas, Camamu/Almada, Recôncavo, Espírito Santo, Campos e Santos), onde pode determinar a origem do referido gás em cada uma das situações.

O objetivo desta dissertação é realizar uma análise de sensibilidade dos parâmetros elásticos com relação à litologia, porosidade e tipo de fluido, tendo como principal motivação o fornecimento de subsídios para os estudos de inversões (acústica e elástica) e AVO (*Amplitude Versus Offset*).

2. A presença do CO₂ em reservatórios

O dióxido de carbono (CO₂) é um dos gases não hidrocarboneto mais comuns em reservatórios de petróleo. A origem do CO₂ pode ser orgânica ou inorgânica, sendo a degaseificação do manto terrestre a fonte mais importante para grandes volumes desse gás nos reservatórios do pré-sal brasileiro (Santos Neto *et al.*, 2012).

O aumento da concentração de CO₂ pode provocar vários problemas ambientais, tanto na geosfera, quanto na hidrosfera e atmosfera, além de danos nos equipamentos e tubulações devido à corrosão. Esse gás pode, também, danificar equipamentos usados na perfuração e exploração de óleo e gás e provocar grande prejuízo material, principalmente quando submetido às grandes profundidades, onde a pressão e temperatura possuem valores mais elevados que os encontrados na superfície terrestre.

Os problemas de corrosão de equipamentos de poços e o alto custo de reinjetar ou separar o CO₂ dos gases de valor econômico, representam desafios para as operadoras do pré-sal brasileiro (Oliveira, 2015). Além disso, a tendência da ocorrência de fraturas e de perda de selo podem facilitar a migração do dióxido de carbono para fora do reservatório, o que torna necessário tomar certas precauções na exploração de reservatórios ricos nesse gás.

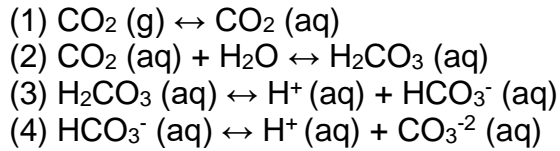
2.1. Propriedades físicas do dióxido de carbono e da salmoura

O CO₂ é um gás incolor a temperatura e pressões normais, inerte, inodoro, não tóxico e não inflamável. Ele pode existir em subsuperfície em diferentes estados, que dependem das propriedades de pressão e temperatura in situ. O entendimento da capacidade de selo, campo de tensões, pressões de poros e temperatura são cruciais para entender o movimento de gases gerados nas formações.

O ponto crítico para o CO₂ ocorre em temperatura de cerca de 31.10C (temperatura crítica, T_c) e pressões de 7.39 MPa (pressão crítica, P_c). Para

temperaturas acima que T_c e pressões superiores a P_c o dióxido de carbono entra em estado crítico.

As equações químicas abaixo mostram com mais detalhes como ocorre as reações básicas do CO_2 (Naveiro, 2012):



- (1) A adição de CO_2 na água aumenta a quantidade de CO_2 dissolvido.
- (2) O CO_2 dissolvido reage com a água, formando ácido carbônico.
- (3) Por sua vez, este se dissocia do hidrogênio, formando ânions bicarbonatos,
- (4) Que podem perder mais um átomo de hidrogênio, formando ânions carbonatos.

A Figura 3 mostra a representação do ciclo do CO_2 de acordo com as equações citadas anteriormente.

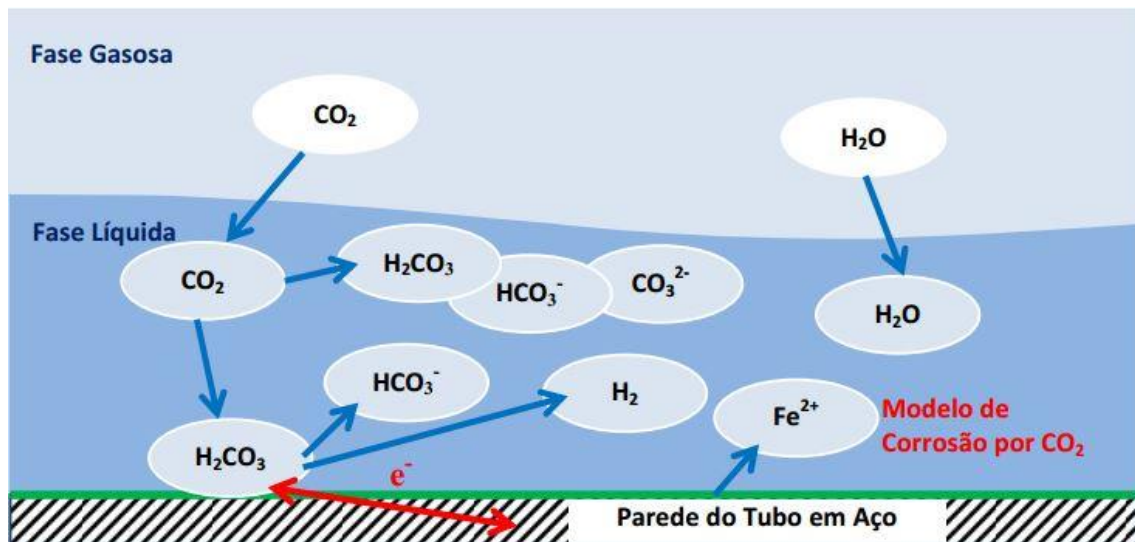


Figura 3: Representação do modelo de corrosão por CO_2 . Dióxido de carbono dissolvido na fase líquida (na presença de água). Ocorre a dissociação parcial do CO_2 bem como sua difusão na superfície metálica do tubo, dissolvendo o ferro por corrosão eletroquímica (Fonte: Oliveira, 2015).

É importante ressaltar, que apesar do ácido carbônico ser considerado um ácido fraco (por não estar totalmente dissociado), ainda pode ser extremamente agressivo ao aço carbono. Sua corrosividade pode ser superior

a qualquer outro ácido completamente dissociado em um mesmo pH (Oliveira, 2015).

Como um fluido hidrotermal, CO_2 é, essencialmente, “água aquecida” naturalmente gerada na subsuperfície, ascendendo comumente sob baixa viscosidade e densidade negativa. Uma fase fluida é necessária para a geração de fluidos hidrotermais, podendo ser derivada de diversas fontes naturais como magmática, reações metamórficas, meteórica, água do mar ou de formação. Já o aquecimento pode ser originado do sistema magmático, gradiente geotérmico, decaimento radiogênico ou reações metamórficas (Sharma & Srivastava, 2014).

Os fluidos hidrotermais que ascendem podem ou não ter componentes magmáticos, como mostrado na Figura 4. A mistura de fluidos de origens diferentes é possível, podendo resultar em um produto solidificado de valor econômico (formação de minérios) (Sharma & Srivastava, 2014).

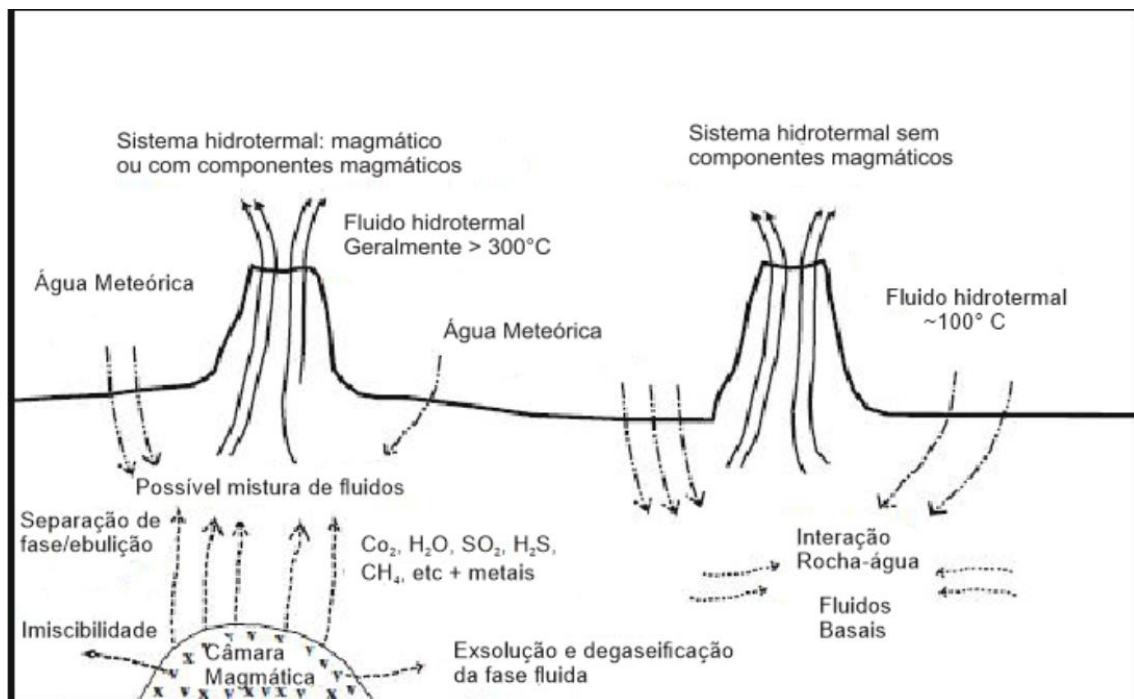


Figura 4: Ciclo dos fluidos hidrotermais (modificado de Sharma & Srivastava, 2014).

2.2. Origens do CO_2

O CO_2 presentes nos reservatórios de hidrocarbonetos pode ter diversas origens. Entre estas origens destacam-se: a magmática/degaseificação do

manto, metamorfismo regional, metamorfismo de contato em carbonatos, carbonatos marinhos, decaimento biogênico, colapso do querogênio tipo II rico em carvão, metamorfismo de contato em carvão e redução total do enxofre (*total reduced sulfur* – TRS).

2.2.1. Origem magmática/degaseificação do manto

Grandes volumes de CO₂ são liberados via degaseificação de rochas derretidas ou magma; o gás citado é liberado da solução magmática devido à redução da pressão quando o magma aflora na superfície terrestre. A intrusão de magma na crosta terrestre é frequentemente relacionada à atividade vulcânica e comumente ocorre onde o estiramento e o vulcanismo são sincronizados com a formação de armadilhas como, por exemplo em bacias do tipo *pull apart*. Exemplos de emissões de CO₂ relacionadas à atividade vulcânica incluem a região de Eifel, na Alemanha (Kirk, 2011).

2.2.2. Metamorfismo regional

Ocorre em áreas onde a deformação estrutural é grande como, por exemplo, formação de cinturões rochosos. Rochas são soterradas a profundidade e pressão suficientes para que ocorram mudanças na sua composição mineral. São necessários soterramentos profundos e altos gradientes geotérmicos ($GG > 30^{\circ}\text{C}/\text{Km}$). Altas concentrações e grandes volumes de CO₂ podem ser gerados durante metamorfismo regional de calcário. Há maior probabilidade de geração do gás quando os reservatórios estão próximos do embasamento e de falhas profundas. A Bacia de Békès, parte da Bacia Panonnia, na Hungria contém acumulações ricas em CO₂ que podem ter se formado por meio desse mecanismo (Clayton *et al.*, 1990).

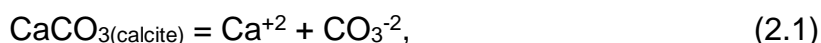
2.2.3. Metamorfismo de contato em carbonatos

Parte do magma formado por derretimento parcial da crosta provoca intrusões em rochas sedimentares e cristalizam como plútons, diques ou soleiras. O calor do magma aquece a rocha sedimentar que o cerca, causando o metamorfismo de contato. As rochas carbonáticas metamorfizam em óxidos e

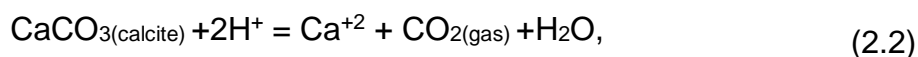
hidróxidos, liberando o CO₂ da composição. O Domo McElmo na Bacia Paradox, nos EUA, é um exemplo onde o CO₂ se formou devido a esse mecanismo. Há maior chance onde a intrusão ocorre após a formação de armadilha (Kirk, 2011).

2.2.4. Carbonatos marinhos

Em ambientes de sedimentação de carbonatos marinhos a dissolução de CaCO₃ no ciclo do carbono marinho induz ao aumento dos níveis de CO₂ dissolvido (Frankignoulle *et al.* 1994). Haizlip *et al.* (2016) descreve os altos teores de CO₂ com fonte de carbonatos marinhos, quando a calcita entra em equilíbrio com a água nos grábens e blocos de horsts relacionados Alesehir-Gediz e Menderes, localizados no Oeste da Turquia, como mostrada nas equações 1 e 2 a seguir:



e:



no qual H⁺ é o íon hidrogênio, Ca⁺² é o íon cálcio, CO₂ é o dióxido de carbono, H₂O é a água e CaCO₃ (calcita) é o carbonato de cálcio. Nesse tipo de ambiente, a geração de CO₂ ocorre diretamente em meio ácido.

2.2.5. Decaimento biogênico

O gás carbônico é formado como um subproduto da alteração bacteriana do petróleo ou outra matéria orgânica em temperaturas acima de 70°C. Em alguns casos esse processo resulta em teores de 100% desse gás em alguns intervalos acima da fonte de hidrocarbonetos e há baixo risco de altos volumes em reservatórios de petróleo. O CO₂ encontrados na plataforma noroeste e nas bacias de Gippsland e Otway (Austrália) foi originado dessa maneira (Kirk, 2011).

2.2.6. Colapso do querogênio tipo II rico em carvão

Querogênios são compostos químicos orgânicos gerados de matéria orgânica animal e vegetal incorporados a sedimentos. Rochas com altas concentrações de querogênio são conhecidas como rochas fonte de petróleo. Grande parte das rochas geradoras são folhelhos ou argilitos que contêm alguma percentagem de querogênio finamente dispersa. Durante o processo de maturação, o conteúdo de carbono do querogênio aumenta devido à perda maior, proporcionalmente, de hidrogênio e oxigênio. A maior parte do hidrogênio perde-se por meio da perda de metano. A perda do oxigênio ocorre em uma combinação de desidratação e perda de dióxido de carbono. Um montante considerável de CO₂ pode ser gerado da maturação de grandes volumes de gás preso nas rochas geradoras (Kirk, 2011).

2.2.7. Metamorfismo de contato em carvão

O carvão é uma matéria quase completamente orgânica e derivada da turfa, pelo processo de coalificação (maturação). Quando a turfa está soterrada, o próximo estágio é o de lignina por um processo similar ao de maturação do querogênio tipo III. O aumento de temperatura e pressão a transforma em carvão betuminoso e, então, antracito. Os elementos voláteis, incluindo água e dióxido de carbono, são eliminados nas partes iniciais deste processo. A Bacia de Taranaki na Nova Zelândia é um exemplo de produção de CO₂ como resultado da descarboxilação do carvão devido ao metamorfismo de contato dos carvões (Killops *et al.*, 1996).

2.2.8. Redução total do enxofre (*total reduced sulfur* – TRS)

A geração de CO₂ resultante desse mecanismo ocorre na presença de sulfato e temperatura acima de 140°C. Esse mecanismo também gera H₂S e geralmente menos de 20% de CO e comumente ocorre em sequências profundas, incluindo evaporitos (Santos Neto *et al.*, 2012).

A Figura 5 é uma representação simplificada das diversas formas naturais que o CO₂ pode ser originado.

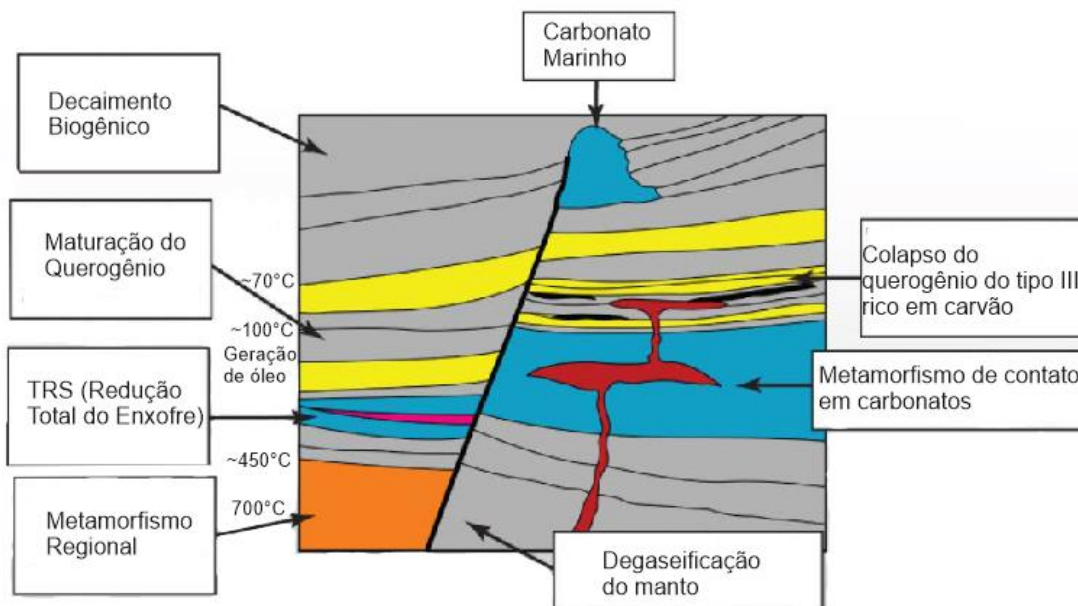


Figura 5: Diferentes origens do dióxido de carbono em reservatórios de hidrocarbonetos (modificado de Santos Neto *et al.*, 2012).

2.2.9. CO₂ nos reservatórios brasileiros

Dentre as fontes citadas acima, a degaseificação do magma e o metamorfismo de contato de carbonatos representam as fontes de origem de CO₂ mais importantes para o acúmulo natural desse gás nas reservas subterrâneas. Para verificar a origem do CO₂ pode-se analisar os isótopos de carbono. Santos Neto *et al.* (2012) estudou o conteúdo de CO₂ de algumas das bacias marginais brasileiras e concluiu que as origens desse gás nas bacias de Campos e Santos podem ser consideradas, predominantemente, mantélicas, como os gráficos das Figura 6 e 7.

Ainda de acordo com Santos Neto *et al.* (2012), foi feita a quantificação do gás Hélio (He) em diferentes bacias brasileiras, onde foi analisada, também, as características desse gás. O ⁴He é predominante na crosta terrestre e já sofreu retrabalhamento considerável ao longo do tempo geológico, pois apresenta decaimento radioativo. Já o ³He encontrado no manto está presente desde a formação da Terra e migra para a superfície desde então.

O gás He não migra sozinho do manto, mas sim associado ao CO₂ e outros voláteis. Nessa mistura de gases, o He é apenas um elemento traço, enquanto o CO₂ pode chegar a 99% do volume de voláteis. A Figura 8 mostra as porcentagens de gás He encontrado em diferentes bacias brasileiras.

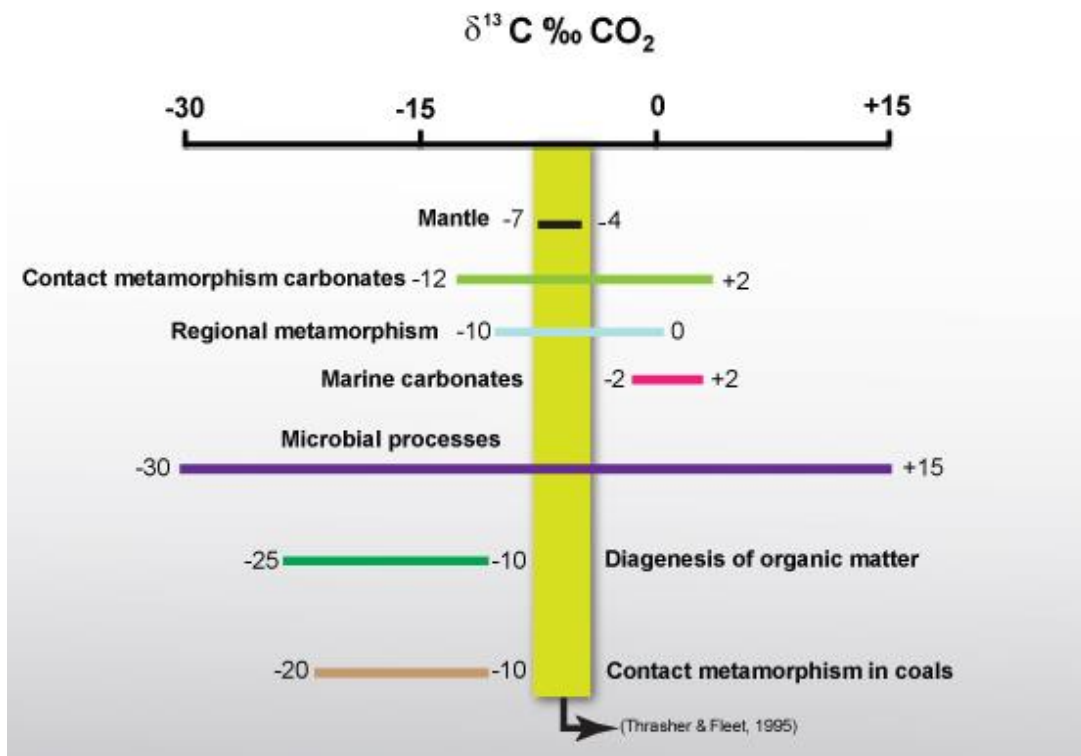


Figura 6: Intervalo do $\delta^{13}\text{C CO}_2$ obtido em diferentes origens possíveis (Thrasher & Fleet, 1995; apud Santos Neto *et al.*, 2012).

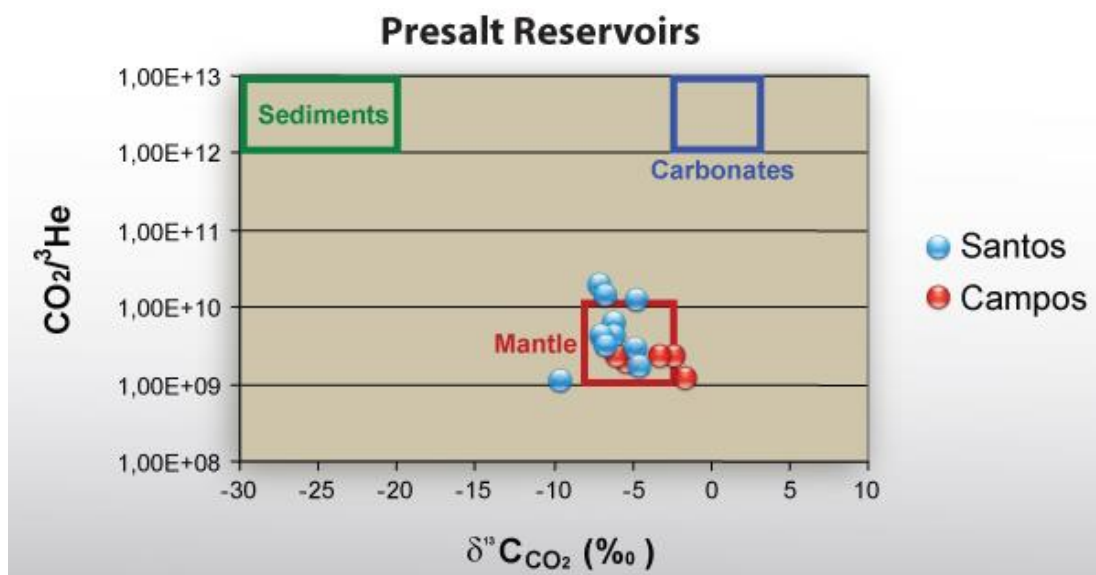


Figura 7: Relação entre $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ e $\delta^{13}\text{C}$ de CO_2 em gases de origem crustal ou mantélica nas reservas do pré sal. Reparar na concentração das amostras coletadas nas bacias de Santos e Campos (Santos Neto *et al.*, 2012).

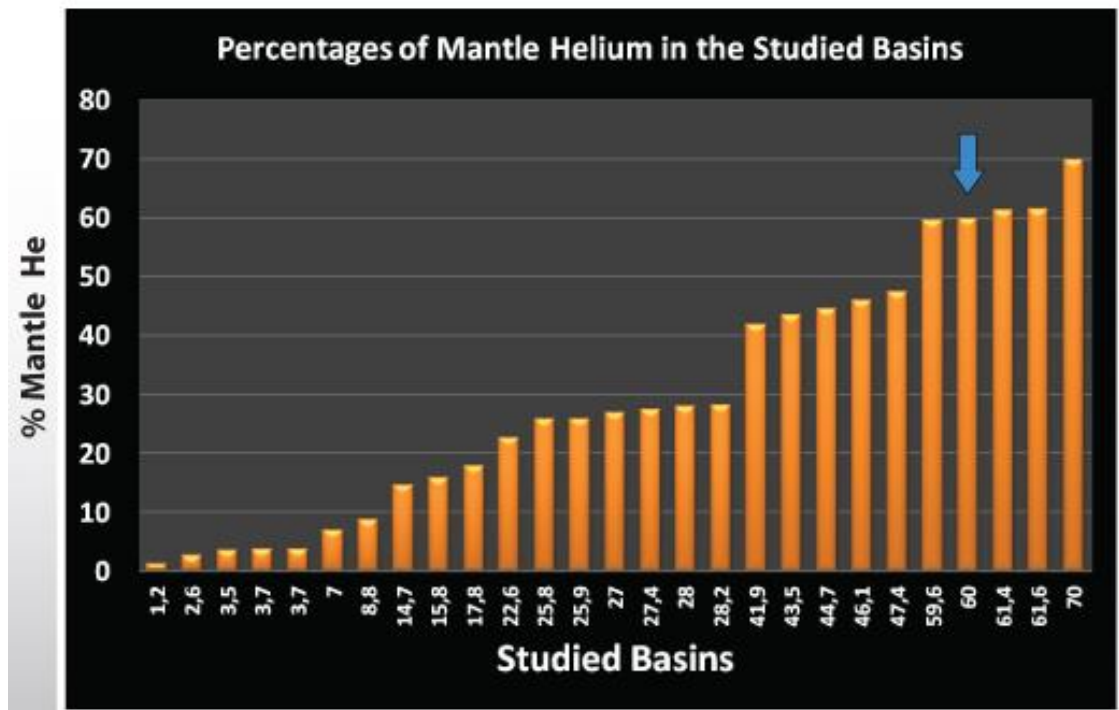


Figura 8: Percentagem de Hélio magmático em amostras de gás das bacias estudadas por Santos Neto *et al.* (2012).

2.3. Riscos do CO₂ para a perfuração e produção (deterioração de equipamentos)

A deterioração de tubulações e equipamentos devido à presença de CO₂ é um dos maiores problemas, que ocorrem tanto durante a extração do petróleo quanto nas unidades de processamento e refino. Nos campos de óleo e gás, a existência desse gás ácido em teores elevados pode inviabilizar a sua transferência e utilização interna, bem como a qualidade do gás produzido. A corrosão é um dos temas mais importantes em reservatórios carbonáticos pela presença de altos teores de CO₂, devido à sua interação com a água produzida, que pode formar o ácido carbônico (H₂CO₃).

Os gases ácidos, como dióxido de carbono e o sulfeto de hidrogênio (H₂S), ocorrem em altas concentrações em vários campos de produção no pré-sal brasileiro, e podem comprometer a integridade física dos equipamentos por serem solúveis e corrosivos (Vaz *et al.*, 2011). Isso representa um sério desafio à operação desses reservatórios.

Existem teores elevados de CO₂ em diversas áreas do pré-sal, quem podem chegar a cerca de 30% em alguns casos. O potencial corrosivo do CO₂ acaba acentuado devido às elevadas pressões e temperaturas ali encontradas.

Os mecanismos de deterioração são variáveis e dependem do tipo de material existente nos poços, uma vez que metais, polímeros e materiais cerâmicos são utilizados na sua construção. A deterioração dos metais é a mais severa dentre estes três materiais.

O fenômeno da corrosão metálica pode ser definido como sendo o ataque destrutivo e não intencional de um metal. Esse ataque é eletroquímico e começa normalmente pela superfície (Callister Jr, 2008). Como consequência da corrosão, a utilidade do material é comprometida devido à deterioração de suas propriedades, tais como ductilidade ou resistência mecânica. Para Heidersbach (2011), a corrosão é a degradação do material devido às reações com o meio, que costuma ser de natureza eletroquímica. Ainda, segundo este autor, a corrosão costuma envolver a oxidação de um metal, a qual é acompanhada por uma reação de redução equivalente que consome os elétrons da reação de oxidação.

Essa deterioração, causada pela interação físico química entre o material, geralmente metálico, e o seu meio operacional, associada ou não a esforços mecânicos, introduz alterações prejudiciais e indesejáveis, como desgaste, variações químicas ou modificações estruturais, de forma que o material tem sua funcionalidade comprometida (Gentil, 2011). As Figura 9 e 10 exemplificam a deterioração em equipamentos que pode ocorrer com a presença de grandes quantidades de CO₂.

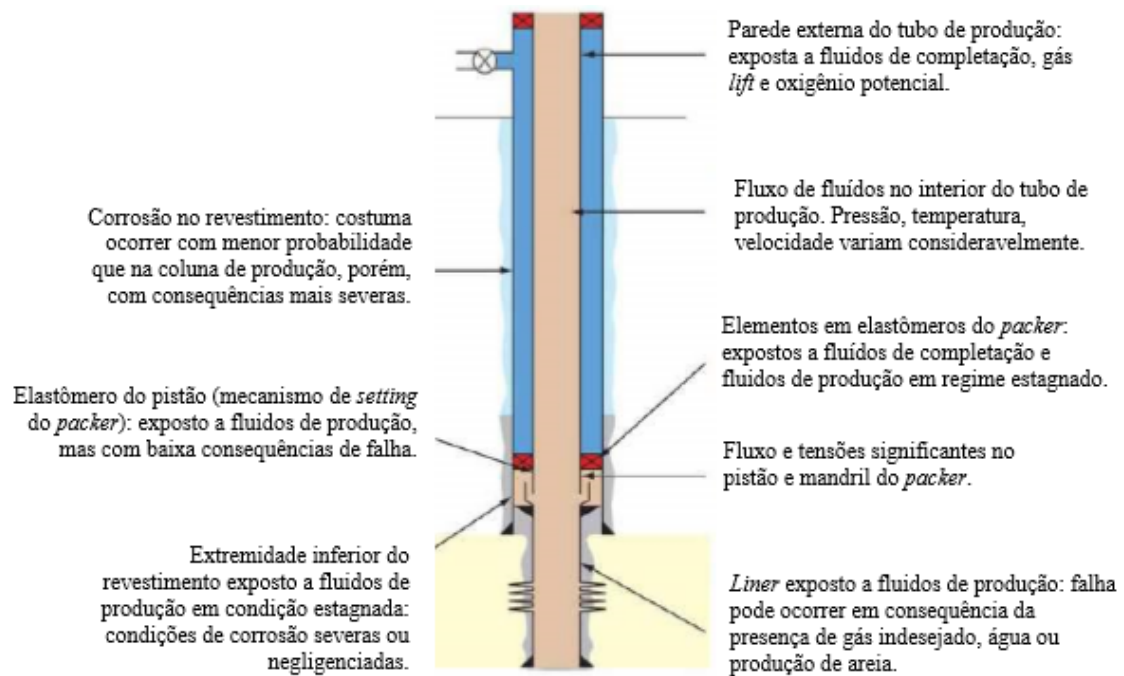


Figura 9: Exemplos de deterioração em equipamentos que compõem uma coluna de produção (modificado de Bellarby, 2009).



Figura 10: Exemplo do efeito do CO₂ em revestimentos produtores de óleo e gás (Oliveira, 2015).

2.4. Propriedades elásticas e modelagem física de rochas ricas em CO₂

Em modelos de injeção de CO₂ em reservatórios pode-se considerar que parte do volume de poros de uma formação geológica está completamente

saturada com salmoura, em um estado pré-existente ou de pré-injeção de CO₂. Se o CO₂ se dissipa sem dissolução, parte da salmoura presente *in situ* dará espaço a um fluido saturado bifásico, com as saturações de CO₂ e da salmoura denotados como S_g e S_{br} , respectivamente. Com isto:

$$S_{br} + S_g = 1. \quad (2.3)$$

Para o estudo de uma solução de rochas saturadas parcialmente é necessário computar a densidade volumétrica e os coeficientes elásticos (módulos volumétrico e de cisalhamento) do meio saturado por fluido. A densidade volumétrica ρ é dada por:

$$\rho = (1 - \phi)\rho_s + \phi(S_{br}\rho_{br} + S_g\rho_g), \quad (2.4)$$

no qual ϕ é a porosidade da rocha, ρ_s é a densidade do grão mineral, ρ_g e ρ_{br} são as densidades da salmoura e do CO₂, respectivamente.

A formulação e solução de energia e amplitude de um problema quando uma onda compressional monocromática mergulha obliquamente em um plano que é interface entre dois meios porosos saturados foram discutidas por vários autores, dentre eles Dutta & Odé (1983) e Santos *et al.* (1992). Nestes artigos o comportamento mecânico de rochas porosas é descrito usando relações clássicas e equações de movimento de Biot (1956; 1962).

Quando uma onda de baixa frequência de propagação sísmica ($f \leq 120$ Hz) atravessa uma rocha saturada por um fluido, a parte sólida e a fluida se movem em fases, e o meio se comporta como um meio efetivo.

Um dos modelos utilizados para estimar o módulo volumétrico efetivo e a velocidade sísmica de um meio poroso de uma rocha saturada por um fluido é a relação de Gassmann (Gassmann, 1951):

$$K_g = K_s \left(\frac{K_m + Q}{K_s + Q} \right), \quad (2.5)$$

no qual $Q = \frac{K_f(K_s - K_m)}{\phi(K_s - K_f)}$. Nesta equação, o comportamento mecânico do meio poroso saturado com um fluido é pressuposto como elástico e isotrópico. Os coeficientes K_m , K_s e K_f são, respectivamente, os módulos volumétricos da matriz seca da rocha, dos grãos minerais e do fluido dos poros. As

propriedades físicas da solução bifásica do fluido salmoura-CO₂ são computadas usando um fluido efetivo cuja densidade é dada pelo peso médio da mistura e sua compressibilidade pela média de iso-tensões Reuss (Reuss, 1929) de cada módulo volumétrico (Domenico, 1976):

$$\frac{1}{K_f} = \frac{S_{br}}{K_{br}} + \frac{S_g}{K_g}, \quad (2.6)$$

no qual K_{br} e K_g são os módulos volumétricos da salmoura e do CO₂, respectivamente. Nestas equações, a mistura de CO₂ com a salmoura em escala de poros é tratada como um fluido de viscosidade efetiva simples ou única. Entretanto, esta consideração só é válida quando o fluido dos poros é uniformemente misturado em uma escala muito pequena, (Mavko *et al.*, 1998), de forma que o incremento de pressão nas ondas induzidas em cada fluido possua tempo suficiente para se difundir e equilibrar durante o período de aquisição sísmico.

A presença de um fluido homogeneizado em escala maior que a distância crítica ou longitude de difusão (na qual a onda induzida gerou incremento de gradiente de pressão de poros e não pode entrar em equilíbrio facilmente), dá espaço à geração de uma distribuição não uniforme de diferentes fluidos no meio poroso (*patchy saturation*). Para baixas frequências, como aquelas utilizadas em levantamentos sísmicos exploratórios, o módulo efetivo da rocha com misturas não uniformes de salmoura e CO₂ em um sistema de distribuição geométrica arbitrária é dada pela seguinte equação (Hill, 1963; Mavko & Mukerji, 1998):

$$\frac{1}{\left(K^P + \frac{4}{3}\mu\right)} = \frac{S_{br}}{\left(K_{br}^G + \frac{4}{3}\mu\right)} + \frac{S_g}{\left(K_g^G + \frac{4}{3}\mu\right)}, \quad (2.7)$$

no qual K_{br}^G e K_g^G são os módulos de Gassmann da rocha saturada com salmoura e CO₂, respectivamente. O coeficiente μ denota o módulo de cisalhamento da rocha, igual ao da rocha matriz, já que a rigidez da rocha não muda devido à saturação do fluido.

A existência de um fluido heterogêneo pode induzir a ocorrência de atenuação de ondas mesoscópicas e ao fenômeno de dispersão de velocidade

na escala de frequência sísmica. O mecanismo mesoscópico é uma extensão da teoria de Biot que concilia os dois mecanismos desenvolvidos de saturação parcial, sugerido inicialmente por White (1975) e formalizado nos trabalhos de Norris (1993); o modelo da dupla porosidade de Berryman & Wang (1985) e o modelo de fraturas de Brajanoski *et al.* (2007). Segundo Ravazzoli & Gomez (2014), existem muitos estudos (Dutta & Ode, 1979; Pride *et al.*, 2004; Rubino *et al.*, 2009) sobre modelagem numérica destes efeitos, que demonstram que estes fenômenos são fortemente dependentes da forma e das características de comprimento dos *patches*.

3. Propriedades elásticas

O método sísmico utiliza a propagação de ondas sísmicas através da subsuperfície. Esta propagação depende das propriedades elásticas das rochas e para um melhor entendimento é necessário discutir os conceitos básicos da teoria da elasticidade.

O tamanho e a forma de um corpo sólido podem ser alterados aplicando forças em sua superfície externa. Tais forças são antagônicas às forças internas, que resistem às mudanças de forma e tamanho. Como resultado, o corpo tende, a voltar à sua condição original, quando as forças externas são retiradas (Telford *et al.*, 1976).

Um corpo considerado perfeitamente elástico é aquele que recupera sua forma original após a força ser retirada. Diversos materiais, incluindo as rochas, podem ser considerados perfeitamente elásticos, quando as forças aplicadas são de baixa amplitude.

A Teoria da Elasticidade descreve que as forças aplicadas na superfície externa de um corpo resultando em mudanças no seu tamanho e formato. As relações entre as forças aplicadas e as deformações são melhores expressadas nos conceitos de tensão e deformação.

A tensão é definida como força por unidade de área, sendo assim, quando uma força é aplicada a um corpo, a tensão (*stress*) é a razão da força em relação à área no qual ela é aplicada. Quando a força aplicada é ortonormal à área, é chamada de tensão normal, caso a força seja aplicada tangencialmente é chamada de tensão cisalhante. Qualquer tensão pode ser decomposta nas componentes normal e cisalhante. A Figura 11 mostra as componentes dessas tensões em um corpo sólido. Esta figura mostra uma notação das tensões, os índices identificam as tensões normais e cisalhantes, por exemplo σ_{xy} indica que a tensão é paralela ao eixo-y e perpendicular ao eixo-x. Quando o índice é igual como no caso σ_{xx} , denota-se uma tensão normal na direção x.

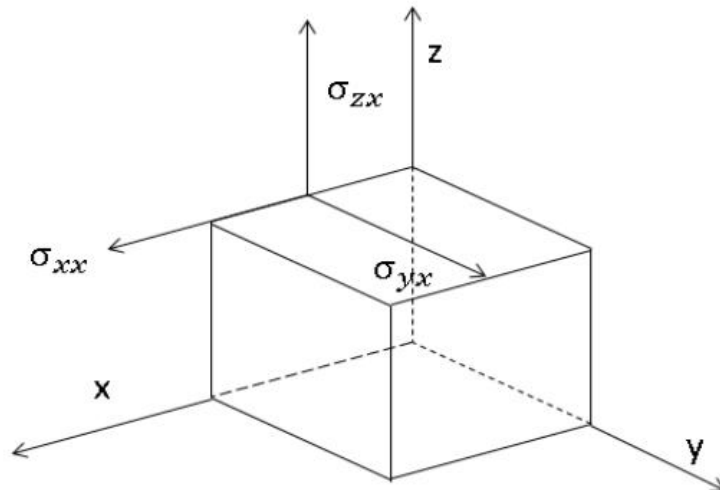


Figura 11: Ilustração com um esquema da tensão normal (σ_{xx}) e as tensões cisalhantes (σ_{xy} , σ_{zx}). Modificado de Telford *et al.* (1976).

Se todos os vértices sofrerem o mesmo deslocamento u no eixo- x , v no eixo- y e ω no eixo- z , não haverá deformação, devido à preservação do tamanho e forma. No caso de existirem diferentes deslocamentos para cada vértice, haverá mudança na forma do corpo.

Quando diferentes tensões atuam em um corpo, o corpo sofrerá mudanças em sua forma, tais mudanças são chamadas de deformações.

A tensão é a diferença infinitesimal na dimensão ou forma do objeto, sendo $\frac{\delta u}{\delta x}$, $\frac{\delta v}{\delta y}$ e $\frac{\delta \omega}{\delta z}$ as diferenças infinitesimais nas direções dos eixos x , y e z respectivamente, definidos como deformações normais. As deformações que representam a rotação do corpo são chamadas de deformações cisalhantes. As deformações recebem anotação ϵ_{xx} , onde índices iguais são deformações normais e índices diferentes são deformações cisalhantes. Assim, as deformações normais são representadas como: $\epsilon_{xx} = \frac{\delta u}{\delta x}$, $\epsilon_{yy} = \frac{\delta v}{\delta y}$ e $\epsilon_{zz} = \frac{\delta \omega}{\delta z}$. E as deformações cisalhantes como: $\epsilon_{xy} = \epsilon_{yx} = \frac{\delta u}{\delta y} + \frac{\delta v}{\delta x}$, $\epsilon_{yz} = \epsilon_{zy} = \frac{\delta \omega}{\delta y} + \frac{\delta v}{\delta z}$ e $\epsilon_{xz} = \epsilon_{zx} = \frac{\delta \omega}{\delta x} + \frac{\delta u}{\delta z}$.

3.1. Lei de Hooke Generalizada

Um corpo submetido a uma tensão sofre uma mudança de forma e/ou de volume. A Lei de Hooke demonstra que para muitos materiais elásticos, a deformação é linear e diretamente proporcional ao esforço. Essa deformação elástica é reversível, de tal forma que a remoção do esforço leva à remoção da deformação. Se o limite elástico é ultrapassado, a deformação torna-se não linear e parcialmente irreversível, e isso é conhecido como deformação plástica ou dúctil. Aumentando-se ainda mais a tensão, o corpo se fratura. Uma curva típica tensão-deformação é ilustrada na Figura 12.

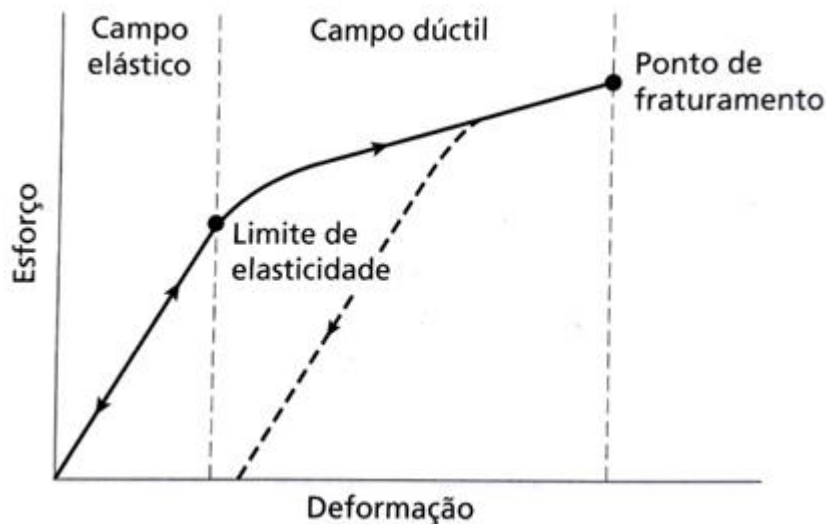


Figura 12: Uma curva de tensão-deformação típica para um corpo sólido (Kearey *et al.*, 2012).

No campo elástico, as relações entre as tensões e as deformações são dadas a partir dos parâmetros elásticos. Quando consideramos um meio isotrópico e elásticos, as propriedades elásticas não dependem da direção e a relação entre tensão e deformação tornam-se mais simples. Estas relações são expressas como para ($i = x, y, z$):

$$\sigma_{ii} = \lambda \Delta + 2\mu \epsilon_{ii}, \quad (3.1)$$

e para ($i, j = x, y, z$):

$$\sigma_{ij} = 2\mu \epsilon_{ij}, \quad (3.2)$$

no qual μ e λ são chamados parâmetros ou constantes de Lamé, sendo μ uma medida do módulo de cisalhamento e $\Delta = \epsilon_{xx} + \epsilon_{yy} + \epsilon_{zz}$. Diferentes constantes elásticas podem ser usadas para definir as relações de tensão e deformação.

3.1.1. Constantes elásticas

As constantes elásticas são definidas em função da tensão e deformação. Entre estas constantes, o módulo de Young (E) é uma grandeza proporcional à rigidez de um material, quando este é submetido uma tensão externa de tração ou compressão. Ele é definido como a relação entre a tensão extensional e a compressão extensional em um estado de tensão uniaxial:

$$E = \frac{\sigma_{zz}}{\epsilon_{zz}}, \text{ com } \sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{xy} = \sigma_{xz} = \sigma_{yz} = 0. \quad (3.3)$$

O módulo de bulk (K) expressa a variação volumétrica, $\Delta V/V$, de um material quando uma tensão P igual é aplicada em todas as direções:

$$K = \frac{-P}{\Delta V/V}. \quad (3.4)$$

O sinal é negativo é adotado, pois o módulo é uma medida de pressão positiva, ou seja, quando a pressão é aplicada o valor de ΔV é negativo, o que resulta em um valor de K positivo.

O módulo cisalhante (μ) é definido como a razão entre a tensão de cisalhamento aplicada ao corpo e a sua deformação específica:

$$\mu = \frac{\sigma_{ij}}{2\epsilon_{ij}}, \text{ para } i \neq j. \quad (3.5)$$

A razão de Poisson (ν) medea deformação transversal em relação à direção longitudinal de uma tensão aplicada. É definida como o negativo da razão entre a deformação lateral e a deformação axial em um estado de tensão uniaxial:

$$\nu = -\frac{\epsilon_{xx}}{\epsilon_{zz}}, \text{ com } \sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{xy} = \sigma_{xz} = \sigma_{yz} = 0. \quad (3.6)$$

Note que os módulos (E , K , μ) têm as mesmas unidades de tensão (força/área), enquanto o coeficiente de Poisson é adimensional.

Nas rochas, raramente, ou nunca, observamos uma razão de Poisson inferior a 0. Embora, isto seja permitido pela equação (3.6), um valor negativo é geralmente tratado como um erro. Um coeficiente de Poisson de 0,5 pode significar uma rocha infinitamente incompressível (não possível) ou um líquido. Uma suspensão de partículas em sedimentos, ou uma rocha extremamente não consolidada pode ter uma razão de Poisson próxima de 0,5 (Mavko *et al.*, 2009).

3.2. Ondas de corpo

As ondas de corpo propagam-se através de um sólido e podem ser de dois tipos. As ondas compressoriais (também chamadas de ondas longitudinais, primárias ou ondas P) propagam-se por compressão e expansão na direção de propagação da onda. O movimento de partículas associado à passagem da onda compressional envolve oscilação, em torno de um ponto fixo, na direção da propagação.

As ondas de cisalhamento (transversal, secundária ou ondas S) propagam-se por meio de um cisalhamento numa direção perpendicular à direção de propagação da onda. Os movimentos das partículas individuais envolvem oscilação, ao redor de um ponto fixo, num plano perpendicular à direção de propagação da onda. As ondas P e S e sua propagação estão exemplificadas na Figura 13.

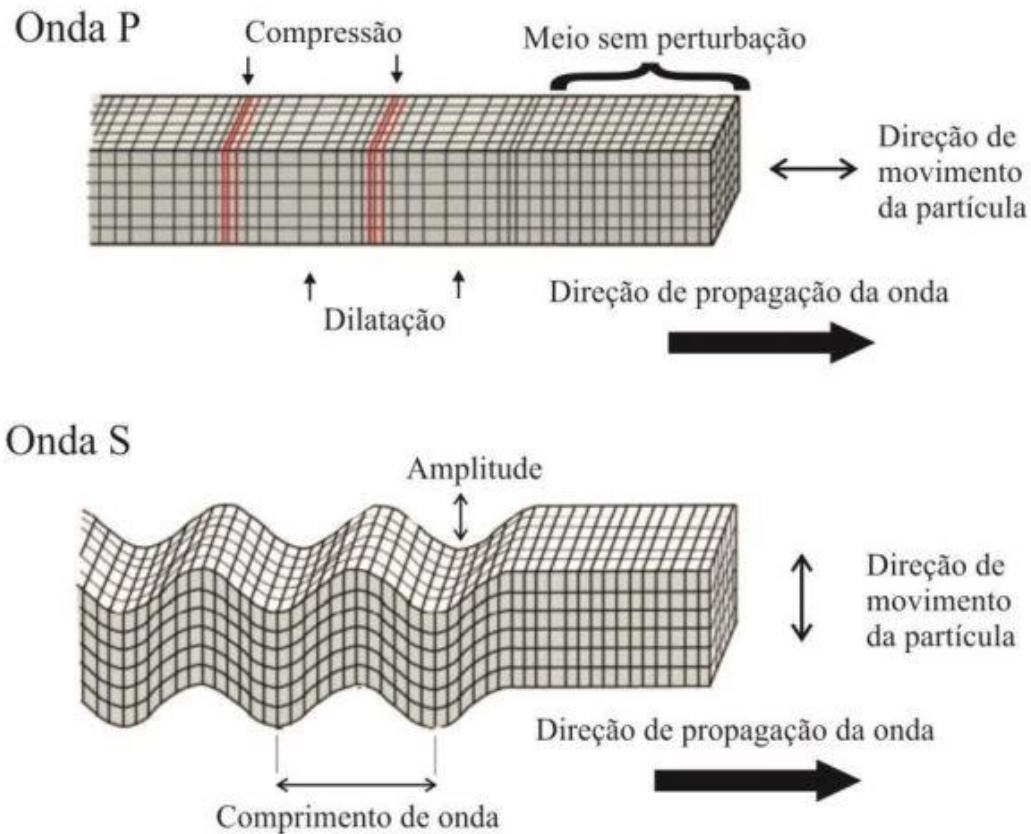


Figura 13: Deformações elásticas e movimentos de partículas do terreno associados à passagem de ondas de corpo, ondas P e S (Modificado de Kearey *et al.*, 2002).

Em um meio elástico, as ondas de corpo são não dispersivas, ou seja, todas as componentes de frequência num trem de onda ou pulso viajam através de um dado material com a mesma velocidade, determinada somente pelos módulos elásticos e a densidade do material.

A velocidade compressional, V_p , de propagação de uma onda em um material elástico, homogêneo, isotrópico é dada por:

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{3}{4}\mu}{\rho}}, \quad (3.7)$$

no qual ρ é a densidade do material. Enquanto, a velocidade cisalhante é definida como:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}, \quad (3.8)$$

É possível notar que a partir das equações (3.7) e (3.8) as ondas compressionais sempre se propagam com maior velocidade do que as ondas de cisalhamento.

A razão de Poisson também pode ser dada em função das velocidades compressionais e cisalhantes:

$$\nu = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)}. \quad (3.9)$$

3.3. Equações de Gassmann

As equações de Gassmann são, frequentemente, utilizadas para análise das configurações de reservatórios por meio do método de substituição de fluidos, relacionando os módulos elásticos das rochas às suas propriedades físicas e os tipos de fluidos presentes nos espaços porosos.

Para a aplicação das equações de Gassmann, assume-se que a rocha é macroscopicamente homogênea e isotrópica, todos os poros são interconectados e preenchidos com fluidos sem atritos, o sistema fluido rocha é fechado e seus fluidos não interagem com a matriz da rocha. Também é necessário utilizar as propriedades dos fluidos adequadas. As fórmulas empíricas de Batzle e Wang (1992), que descrevem a dependência experimental das propriedades do gás, óleo e salmoura, de acordo com a temperatura, composição e pressão, são normalmente utilizadas.

As equações e os passos para a utilização das equações de Gassmann são:

1. Extrair os módulos bulk, $K^{(1)}$, e cisalhante, $\mu^{(1)}$, a partir das velocidades compressional, $V_p^{(1)}$ e cisalhante, $V_s^{(1)}$, e densidade, $\rho^{(1)}$, iniciais correspondentes a uma rocha saturada com um fluido inicial:

$$K^{(1)} = \rho^{(1)} \left((V_p^{(1)})^2 - \frac{4}{3} (V_s^{(1)})^2 \right), \quad (3.10)$$

$$\mu^{(1)} = \rho^{(1)}(V_S^{(1)})^2. \quad (3.11)$$

2. Aplicar a relação de Gassmann para calcular o módulo de bulk da rocha saturada com o novo fluido, $K^{(2)}$:

$$\begin{aligned} \frac{K_{sat}^{(2)}}{K_{mineral} - K_{sat}^{(2)}} - \frac{K_{fluido}^{(2)}}{\phi (K_{mineral} - K_{fluido}^{(2)})} & \quad (3.12) \\ = \frac{K_{sat}^{(1)}}{K_{mineral} - K_{sat}^{(2)}} - \frac{K_{fluido}^{(1)}}{\phi (K_{mineral} - K_{fluido}^{(1)})}. \end{aligned}$$

no qual $K_{mineral}$ é o módulo de bulk do mineral, K_{fluido} é o módulo de bulk do fluido e ϕ é a porosidade.

3. O módulo cisalhante não se altera com a alteração do fluido:

$$\mu^{(2)} = \mu^{(1)}. \quad (3.13)$$

4. Deve-se corrigir o valor da densidade para o novo fluido, $\rho^{(2)}$:

$$\rho^{(2)} = \rho^{(1)} + \phi(\rho^{(2)} - \rho^{(1)}). \quad (3.14)$$

5. E recalculer as velocidades compressional e cisalhante para a rocha saturada com o fluido 2:

$$V_P^{(2)} = \sqrt{\frac{K_{sat}^{(2)} + (4/3)\mu^{(2)}}{\rho^{(2)}}}, \quad (3.15)$$

$$V_S^{(2)} = \sqrt{\frac{\mu^{(2)}}{\rho^{(2)}}}. \quad (3.16)$$

4. Análise de AVO

O uso de análise AVO tem como objetivo explicar as mudanças nas assinaturas sísmicas em termos de variações de fluido e rocha. Na exploração de hidrocarbonetos, o intérprete procura por mudanças na amplitude sísmica que possam estar relacionadas à mudança no fluido, por exemplo, de água para hidrocarboneto (Simm & Bacon, 2014).

Este capítulo tem por objetivo descrever o método de análise de AVO (do inglês, *Amplitude Variation with Offset*), e aborda sua evolução dentro de um contexto histórico, suas particularidades e, por último, o seu uso na atualidade com foco nas rochas carbonáticas.

4.1. Contexto histórico

No início da década de 1970, já era prática comum da indústria petrolífera recorrer à sísmica de reflexão na busca de novas descobertas. A análise dos dados obtidos visava identificar anomalias de amplitude denominadas *bright spots* que, frequentemente, estavam relacionadas às acumulações de gás. O trabalho de Domenico (1976) mostrou que arenitos de alta porosidade saturados com gás tendem a apresentar baixos valores de razão de Poisson e, conseqüentemente, baixos valores de velocidade de propagação de ondas sísmicas, o que justificaria a associação entre as anomalias e a ocorrência de reservatórios com gás.

Nem todas as anomalias são causadas pela acumulação de hidrocarbonetos. Ostrander (1984) apresentou uma metodologia para tentar diferenciar “falsas” anomalias das anomalias associadas a reservatórios usando o AVO. Ele adotou um modelo de três camadas (folhelho-arenito-folhelho) e analisou a resposta sísmica usando as equações simplificadas de Zoeppritz (Koefoed, 1962) para dois casos: arenito saturado com salmoura e arenito saturado com gás. Depois, aplicou suas observações a dados reais e concluiu ser possível determinar a presença ou ausência de gás nos arenitos, e comprovou que a teoria AVO pode ser eficiente na descoberta e caracterização de reservatórios. Existe uma ampla bibliografia sobre o assunto (Aki &

Richards,1980; Avseth *et al.*, 2005; Chopra & Marfurt, 2007; Chopra & Castagna, 2014).

4.2. O método AVO

O método AVO analisa a variação da amplitude do sinal sísmico em função do ângulo de incidência quando uma onda sísmica atinge uma interface entre camadas que possuem diferentes valores de impedâncias acústicas (produto da velocidade da onda compressional (V_p) pela densidade (ρ)). A partir desta mudança de amplitude ao longo do afastamento (ou ângulo de incidência), muitas vezes é possível identificar quais são as litologias e o tipo de fluido presente no espaço poroso das rochas.

A Figura 14 ilustra a incidência de uma onda compressional (onda P) na interface entre dois meios com contrastes de impedância acústica. Quando esta onda P (R_p) atinge a interface com um ângulo perpendicular entre à superfície ($\theta_1 = 0$) e o ângulo crítico ($\theta_1 < \arcsin(V_{p1} / V_{p2})$), ocorrerá a reflexão da onda P (R_{pp}), reflexão da onda S convertida (R_{ps}), transmissão da onda P (T_{pp}) e transmissão da onda S convertida (T_{ps}). Nesta figura, θ_1 , θ_2 , ϕ_1 e ϕ_2 são os ângulos de R_{pp} , R_{ps} , T_{pp} e T_{ps} , respectivamente, V_p a velocidade compressional, V_s a velocidade cisalhante, ρ a densidade e os índices 1 e 2 representam os meios 1 e 2.

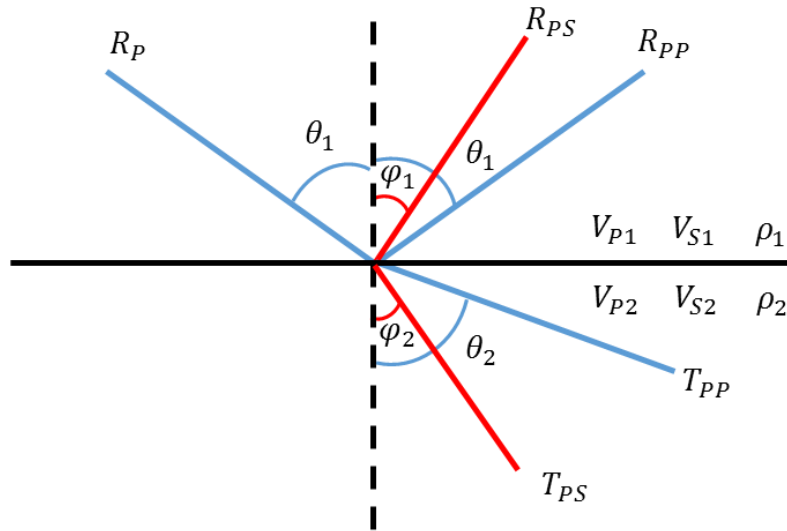


Figura 14: Partição da energia quando ocorre a incidência de uma onda compressional. Adaptada de Mavko et al., (2009).

As equações de Zoeppritz fornecem a base teórica para compreensão do AVO. Quando uma onda P incide sobre uma interface, os coeficientes de reflexões e transmissões são funções dos valores das velocidades compressionais (V_{P1} e V_{P2}), cisalhantes (V_{S1} e V_{S2}) e das densidades (ρ_1 e ρ_2) dos meios 1 e 2 e do ângulo de incidência:

$$\begin{bmatrix} R_{PP} \\ R_{PS} \\ T_{PP} \\ T_{PS} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin\theta_1 & -\cos\varphi_1 & \sin\theta_2 & \cos\varphi_2 \\ \cos\theta_1 & -\sin\varphi_1 & \cos\theta_2 & -\sin\varphi_2 \\ \sin 2\theta_1 & \frac{V_{P1}}{V_{S1}} \cos 2\varphi_1 & \frac{\rho_2 V_{S2}^2 V_{P1}}{\rho_1 V_{S1}^2 V_{P2}} \sin 2\theta_2 & \frac{\rho_2 V_{S2}^2 V_{P1}}{\rho_1 V_{S1}^2 V_{P2}} \cos 2\varphi_2 \\ -\cos 2\varphi_1 & \frac{V_{S1}}{V_{P1}} \sin 2\varphi_1 & \frac{\rho_2 V_{P2}}{\rho_1 V_{P2}} \cos 2\varphi_2 & -\frac{\rho_2 V_{S2}}{\rho_1 V_{P1}} \sin 2\varphi_2 \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} \sin\theta_1 \\ \cos\theta_1 \\ \sin 2\theta_1 \\ \cos 2\varphi_1 \end{bmatrix} \quad (4.1)$$

A complexidade dessas equações torna mais difícil uma análise qualitativa e o entendimento do processo AVO. Por esta razão, diversos autores simplificaram as equações de Zoeppritz (Bortfeld, 1961; Richards & Frasier, 1976; Shuey, 1985; Smith & Gidlow, 1987; Fatti *et al.*, 1994), reescrevendo-as, em geral, como uma função linear de algum parâmetro de interesse (contrastes de velocidades, contrastes de densidades e ângulos). Uma simplificação muito utilizada é a aproximação de Aki e Richard (1980), que para a incidência de uma onda P temos:

$$R(\theta_1) \approx \frac{1}{2 \cos^2 \theta} \frac{\Delta V_P}{V_P} - 4p^2 V_S^2 \frac{\Delta V_S}{V_S} + \frac{1}{2} (1 - 4p^2 V_S^2) \frac{\Delta \rho}{\rho}, \quad (4.2)$$

no qual: $p = \frac{\sin \theta_1}{V_{P1}}$, $\Delta V_P = V_{P2} - V_{P1}$, $\Delta V_S = V_{S2} - V_{S1}$, $\Delta \rho = \rho_2 - \rho_1$, $V_{P1} = (V_{P1} + V_{P2})/2$,

$V_S = (V_{S1} + V_{S2})/2$, $\rho = (\rho_1 + \rho_2)/2$ e $\theta = (\theta_1 + \theta_2)/2 = \theta_1$.

Outra aproximação também muito utilizada em softwares de interpretação sísmica é a de Shuey (1985):

$$R(\theta) \approx R(0) + G \sin^2 \theta + F \sin^2 \theta \tan^2 \theta, \quad (4.3)$$

no qual: $R(0) = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_P}{V_P} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right)$, $G = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_P}{V_P} - 2 \frac{\Delta V_S^2}{V_P^2} \left(\frac{\Delta \rho}{\rho} + 2 \frac{\Delta V_S}{V_S} \right)$ e $F = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_P}{V_P}$. O termo

$R(0)$ é o coeficiente de reflexão *zero-offset* conhecido como intercepte, G é o gradiente e F a curvatura.

Os parâmetros $R(0)$, G e F da equação (4.3) são estimados a partir das famílias CMP (*common midpoint*). Uma prática comum é usar apenas os dois primeiros termos ($R(0)$ e G), porque o terceiro termo tem pouca influência para ângulos menores que 30° , conforme mostra a Figura 15. É necessário tomar certos cuidados ao utilizar somente os dois primeiros termos, pois a estimativa dos valores de densidades acaba sendo prejudicada devido à maioria das informações de densidades estarem contidas nos afastamentos mais longos. Por outro lado, estes afastamentos mais longos acabam por sofrer mais os efeitos do meio na propagação das ondas sísmicas e, com isto, eles geralmente possuem uma baixa razão sinal-ruído e uma menor resolução quando comparados com os afastamentos curtos.

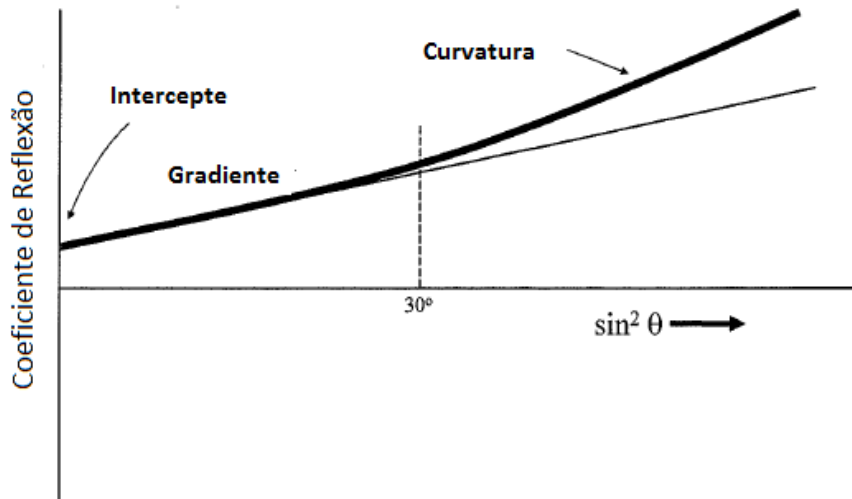


Figura 15: Análise do termo G na resposta AVO. A curva em negrito representa a sua inclusão. Modificado a partir de Castagna *et al.* (1985).

Para análise dos termos $R(0)$ e G nas famílias é necessário mudar o domínio de afastamento no CMP para ângulo de incidência, desenhar as amplitudes de interesse em função do quadrado do seno do ângulo de incidência e, finalmente, determinar a reta (regressão linear) que melhor se ajusta aos dados, conforme ilustrado na Figura 16. A inclinação da reta determina o valor do gradiente (G) e o coeficiente linear fornece o valor da intercepte ($R(0)$). A partir dos valores de $R(0)$ e G , pode-se calcular os atributos AVO como, por exemplo:

- Produto AVO ($R(0).G$);
- Contraste da razão de Poisson ($R(0) + G$);
- Refletividade normal S ($R(0) - G$).

Na Figura 16 é mostrado um caso onde os valores de $R(0)$ e G na base de uma camada são ambos positivos e no topo são ambos negativos. Pode-se perceber que o produto AVO (intercepte vezes gradiente) apresenta altos valores positivos tanto no topo quanto na base.

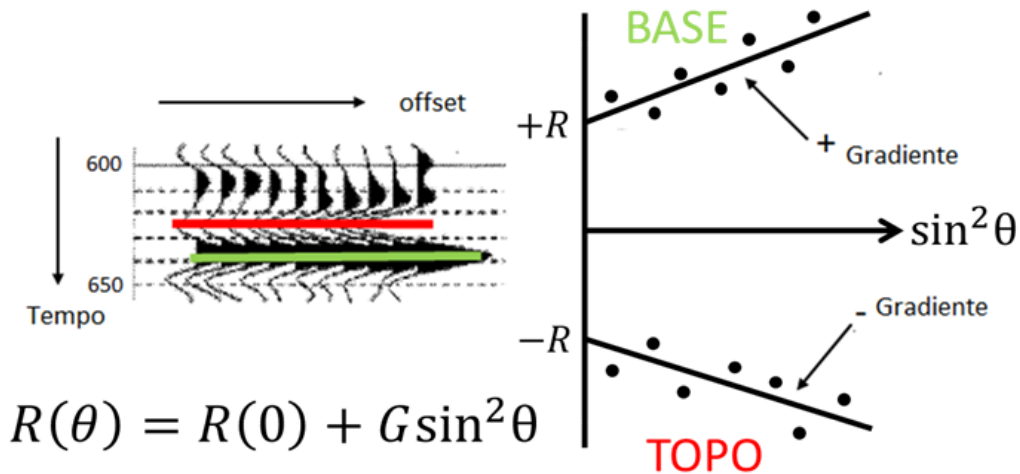


Figura 16: Estimativa do intercepte ($R(0)$) e gradiente (G). Modificado a partir de Castagna *et al.* (1985).

O segundo atributo AVO pode ser reescrito em termos da razão de Poisson (σ). Se considerarmos que a razão de Poisson média, entre os dois meios, apresente um valor típico, por exemplo $1/3$ (isso significa $V_P = 2V_S$) chega-se a seguinte expressão:

$$G = 2.25\Delta\sigma - R(0). \quad (4.4)$$

Esta expressão mostra que a soma dos termos $R(0)$ e G é proporcional ao contraste da razão de Poisson. Para o caso apresentado na Figura 16, nota-se que a base possui um contraste da razão de Poisson positivo e o topo apresenta valor negativo para este atributo.

O atributo refletividade S pode ser obtido diretamente da equação (4.1). Para a mesma situação utilizada no segundo atributo ($V_P = 2V_S$), obtêm-se:

$$R_s = 0.5(R(0) - G). \quad (4.5)$$

Logo, a diferença entre os termos $R(0)$ e G é proporcional à refletividade da onda S.

Outro atributo muito utilizado na análise AVO é o Fator de Fluido (Fatti *et al.*, 1994) definido como:

$$\Delta F = R_p - 1.16 \left(\frac{V_s}{V_p} \right) R_s. \quad (4.6)$$

A equação 4.6 é derivada da equação Mudrock de Castagna *et al.* (1985), que estabelece uma relação linear entre as velocidades compressional e cisalhante para um arenito saturado com salmoura. O Fator de Fluido representa um desvio em relação a linha Mudrock e pode indicar uma litologia diferente ou mudança de fluido no espaço poroso. A Figura 17 ilustra as relações de V_p e V_s para algumas litologias.

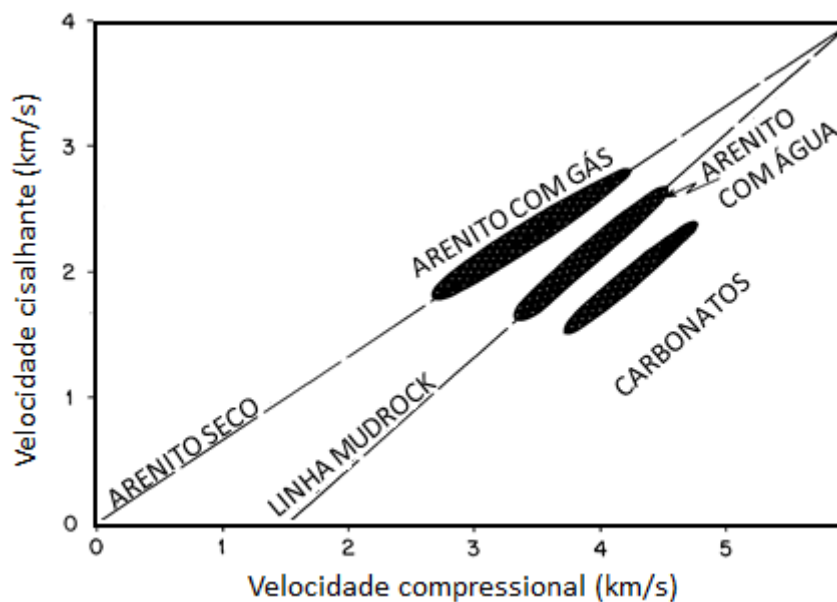


Figura 17: Linha Mudrock. Modificado a partir de Fatti *et al.* (1994).

Outro importante aspecto é a classificação das anomalias AVO. Rutherford & Williams (1989) consideraram os efeitos do contraste de impedância na resposta AVO de um arenito saturado com gás num modelo semelhante ao adotado por Ostrander (1984). As anomalias de AVO são classificadas da seguinte forma:

- Classe I: impedância acústica do reservatório maior do que a camada sobrejacente. Intercepte positivo e gradiente negativo;
- Classe II: impedância acústica do reservatório aproximadamente igual da camada sobrejacente. Intercepte próximo de zero e gradiente negativo.

- Classe III: impedância acústica do reservatório menor do que da camada sobrejacente. Intercepte negativo e gradiente negativo (anomalia clássica de AVO);
- Classe IV: impedância acústica da camada adjacente menor que da camada sobrejacente. Intercepte negativo e gradiente positivo.

Em geral, as anomalias de classe I estão associadas a reservatórios submetidos a alto grau de compactação, com redução das amplitudes em função do afastamento. Para anomalias de classe II, os reservatórios possuem compactação moderada e os valores de refletividade são baixos para os afastamentos mais curtos, podendo ser positivos ou negativos. Este tipo de anomalia é mais difícil de ser visualizada nas seções sísmicas pós-empilhamento. Uma alternativa para visualizá-las é realizar o empilhamento apenas nos afastamentos mais longos. A classe III é característica de reservatórios mal consolidados. Neste caso, os valores das amplitudes sísmicas são negativos e altos, e se tornam ainda mais negativos com o aumento do afastamento. As anomalias de classe IV, normalmente, também estão associadas com reservatórios mal consolidados, porém os valores de amplitude aumentam com o afastamento. As classes de AVO com os seus respectivos valores de intercepte e gradiente são mostrados na Figura 18. Nesta figura, também pode-se visualizar como as anomalias AVO aparecem nas famílias CMP.

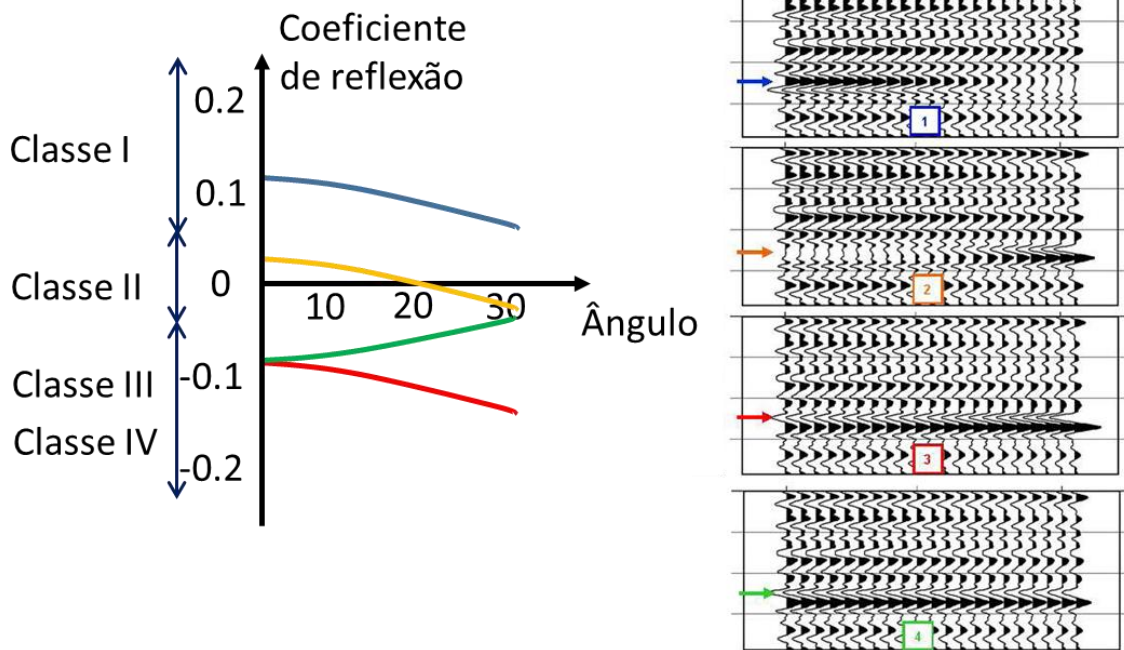


Figura 18: Classificação das anomalias de AVO.

Com a análise dos principais atributos e classificação das anomalias AVO, busca-se compreender melhor as propriedades das camadas para a caracterização do meio. A Figura 19 mostra o efeito das mudanças das propriedades de um reservatório de arenito nas respostas AVO. Este tipo de *template* é construído usando informações dos perfis de poços e auxilia na interpretação do AVO. Este gráfico de interrelação mostra que um aumento na compressibilidade do fluido desloca a resposta AVO para longe da linha de tendência de fluido.

Por outro lado, um aumento na porosidade move a resposta AVO paralelamente à linha de tendência do fluido. Os pontos numerados no gráfico de interrelação ilustram os efeitos nas respostas do AVO no topo do arenito com as variações de porosidade e o tipo de fluido presente no poro: 1 – AVO classe III no topo do arenito saturado com gás; 2 – aumento da porosidade; 3 – diminuição da porosidade; 4 – substituição do gás por salmoura; 5 – diminuição de porosidade do arenito saturado com salmoura. A linha tracejada marrom representa o efeito do aumento da argilosidade. Neste tipo de *template*, podemos analisar as respostas AVO para todos os cenários que podemos encontrar.

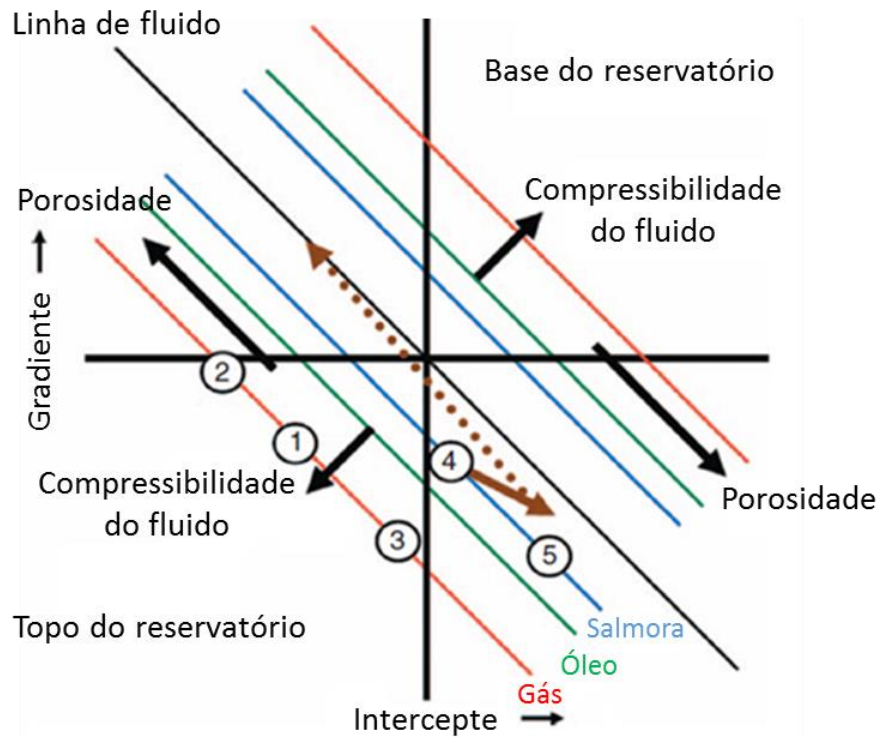


Figura 19: Respostas AVO para as mudanças de porosidade, tipo de fluido e argilosidade.

Outra técnica muito empregada é a inversão acústica, que busca uma estimativa dos valores de impedância das camadas. Este tipo de inversão é aplicado em dados pós-empilhamento (*common offset*). A impedância acústica obtida a partir de um dado de onda P é referida como impedância compressional (I_P). Esta fornece informações importantes sobre o reservatório, mas, em muitos casos, somente a sua utilização provoca muita ambiguidade para diferenciar as litologias e os tipos de fluidos das rochas. Nestes casos, a utilização da impedância compressional em conjunto com a impedância cisalhante (I_S) contribui para a diminuição das incertezas para a caracterização de reservatórios. Para obter I_S realiza-se uma inversão elástica, a partir de dados pré-empilhamento de ondas compressoriais ou cisalhantes, ou uma inversão acústica usando dados pós-empilhamento de ondas cisalhantes.

A Figura 20 ilustra os valores de impedâncias compressional e cisalhante obtidos da inversão de um dado pré-empilhamento. A área em destaque indica uma região de interesse, a qual mostra valores baixos de I_P devido ao baixo valor do módulo volumétrico da rocha saturada com gás. Por

outro lado, I_S apresenta valores altos na mesma área, pois com a diminuição do valor de densidade I_S aumenta.

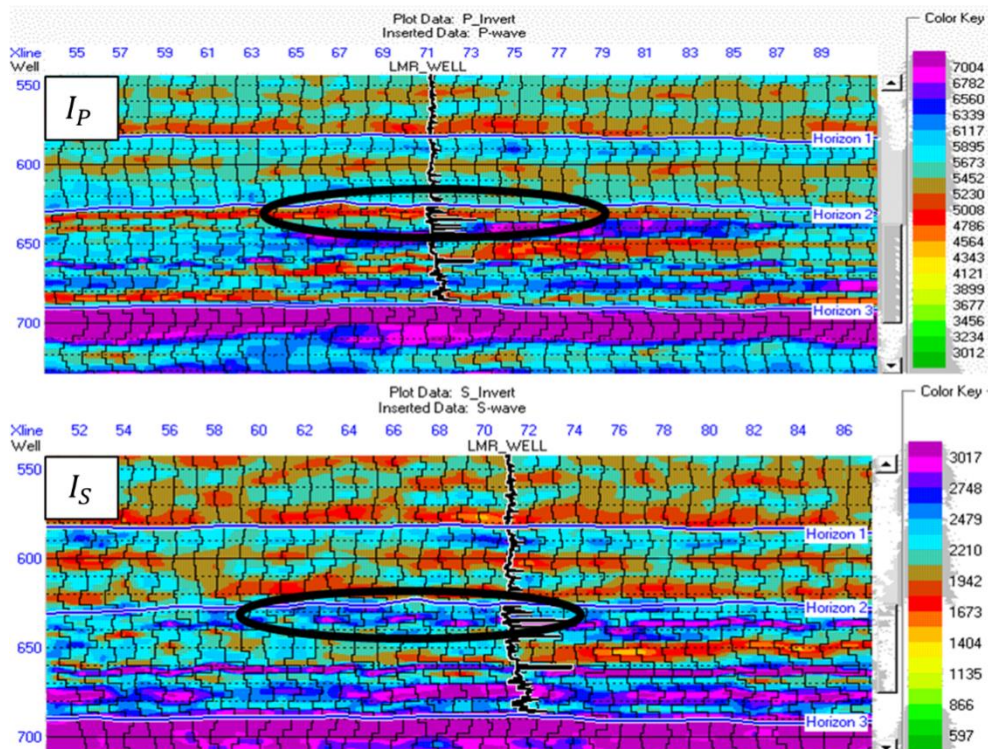


Figura 20: Impedância acústica e impedância cisalhante. Adaptado de Russel (2010).

Connolly (1999) introduziu o conceito de impedância elástica. Este parâmetro deriva da inversão de uma seção empilhada com um afastamento constante. É uma extensão da impedância acústica e, portanto, pode utilizar o mesmo formalismo para o cálculo da inversão. A impedância elástica (E) pode ser modelada através do produto de V_p , V_s e ρ ponderados por expoentes:

$$E = V_p^a V_s^b \rho^c . \quad (5.7)$$

Os expoentes a , b e c são funções do ângulo. A Figura 21 mostra uma comparação entre a impedância acústica e a impedância elástica para um ângulo de 30° . É fácil notar a semelhança entre as curvas fora do reservatório. Dentro dele, as impedâncias são diferentes, o que pode levar a uma identificação do tipo do fluido presente na rocha.

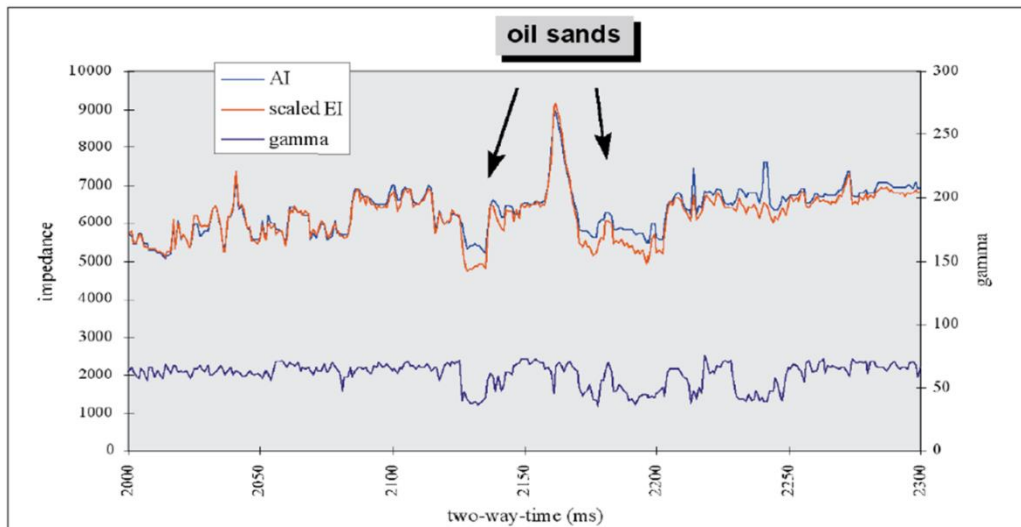


Figura 21: Comparação entre impedância acústica contra impedância elástica (Connolly, 1999).

4.3. AVO aplicado em carbonatos

A aplicação da análise AVO na exploração e caracterização de reservatórios carbonáticos tem sido um grande desafio ao longo dos últimos anos. A utilização da técnica nesses reservatórios possui um número maior de dificuldades quando comparado com reservatórios siliciclásticos e estas diferenças precisam ser melhor compreendidas. A carência de informação sobre a relação entre as propriedades petrofísicas das rochas carbonáticas e as anomalias AVO é uma dessas dificuldades. O entendimento comum é que a presença de fluidos tem pouco ou nenhum efeito sobre os módulos elásticos das rochas carbonáticas. Isto se deve ao fato que a maioria dos reservatórios carbonáticos possuem altos valores dos módulos elásticos e, sendo assim, estes módulos são praticamente influenciados apenas pela parte sólida da rocha.

Isaac & Lawton (2009) abordaram as dificuldades de se estabelecer um modelo petrofísico para carbonatos e distinguir dolomita e calcário em suas análises. No entanto, Rafavich *et al.* (1984) mostrou que a porosidade é o principal fator de influência sobre as impedâncias compressional e cisalhante em reservatórios carbonáticos. Li *et al.* (2003) afirmaram que apenas em carbonatos com alta porosidade é possível identificar a presença de gás através da análise AVO. Apesar do cenário pouco favorável à aplicação AVO,

soluções têm sido apresentadas por alguns pesquisadores (por exemplo, Chacko, 1989), e a maioria dos problemas foram resolvidos caso a caso.

Um dos trabalhos que possui um grande destaque é a proposta apresentada por Goodway *et al.* (1997). Eles utilizaram os parâmetros de Lamé (λ e μ) e a densidade (ρ) para uma melhor caracterização de litologias e fluidos. Estes parâmetros combinados formam interessantes gráficos de inter-relação e podem ser obtidos a partir das impedâncias compressional (I_P) e cisalhante (I_S):

$$\lambda\mu = I_P^2 - 2I_S^2, \quad 4.8$$

$$\mu\rho = I_S^2. \quad 4.9$$

Essa abordagem é motivada pelo fato que a incompressibilidade (λ) é sensível ao fluido, enquanto que o módulo de rigidez (μ) é sensível ao arcabouço. Ao avaliar as propriedades petrofísicas em folhelhos e arenitos saturado com gás, Goodway *et al.* (1997) observaram que a razão λ/μ é mais sensível às variações das propriedades das rochas do que a razão V_P/V_S , chegando a uma variação de até 110% contra apenas 27%. Eles mostraram que dependendo da combinação dos parâmetros elásticos (gráficos de inter-relação) é possível melhorar a identificação de litologias e presença de fluido. A Figura 22 mostra os dados de perfis de um poço do oeste do Canadá em diferentes gráficos de inter-relação, extraído do trabalho de Li *et al.* (2003). Não é difícil perceber que na Figura 22.a os dados dos arenitos saturados com gás possuem uma relação quase linear com o folhelho e os valores de V_P e V_S das litologias estão muito próximos uns dos outros. Isto demonstra uma alta ambiguidade para diferenciar as litologias usando estas propriedades. Com a utilização dos gráficos de inter-relação Figura 22.b (V_P/V_S versus V_P) e Figura 22.c ($\lambda\rho$ versus $\mu\rho$), a separação das litologias é mais evidente. No gráfico de inter-relação da Figura 22.d ($\lambda\rho$ versus λ/μ) podemos notar pouca ambiguidade na identificação dos arenitos com gás e dos carbonatos. Neste trabalho, eles também concluíram que baixos valores de $\lambda\rho$ combinados com baixos valores de λ/μ podem ser usados para identificar dolomita saturada

com gás. O melhor gráfico de interrelação a ser utilizado depende do objetivo e das propriedades das litologias e, para determiná-lo, é necessário realizar uma análise dos perfis de poços.

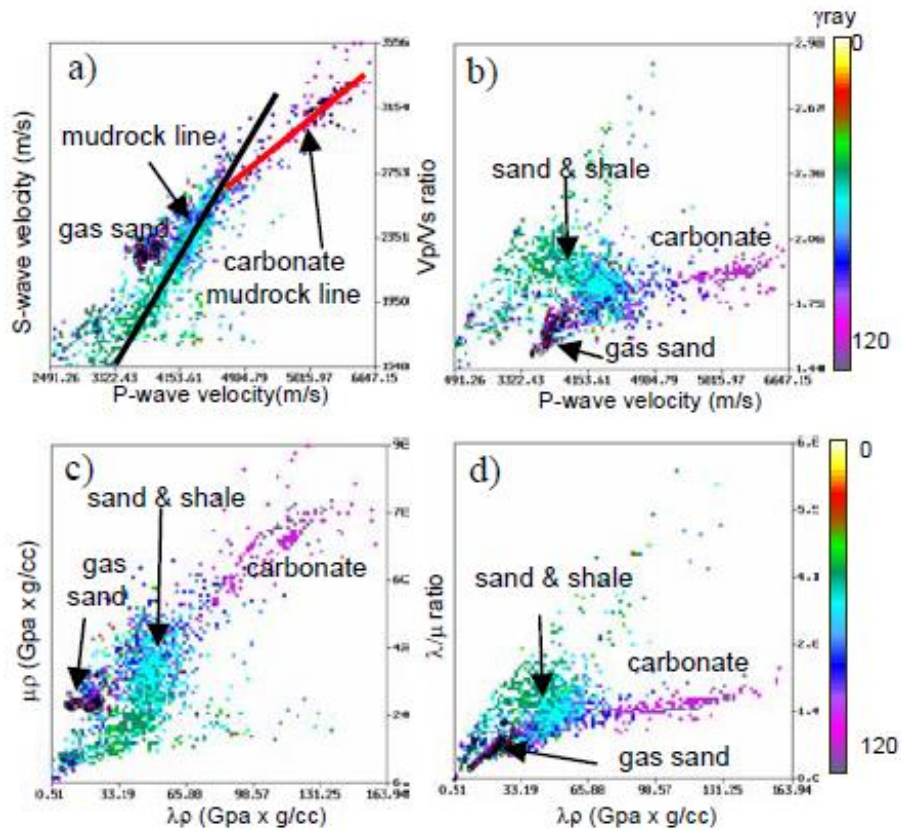


Figura 22: Módulos elásticos obtidos de um poço na Bacia Sedimentar do Oeste do Canadá (Li et al., 2003).

Na Figura 23.a, o polígono verde representa o mapeamento da dolomita saturada com gás, o que indica a eficiência da análise dos parâmetros de Goodway para separar diferentes tipos de rocha. A Figura 23.b ilustra a correspondência da dolomita na seção $\lambda\rho$ e pode-se notar que o poço com melhor produção de gás (poço central) está localizado na zona mais contínua de dolomita.

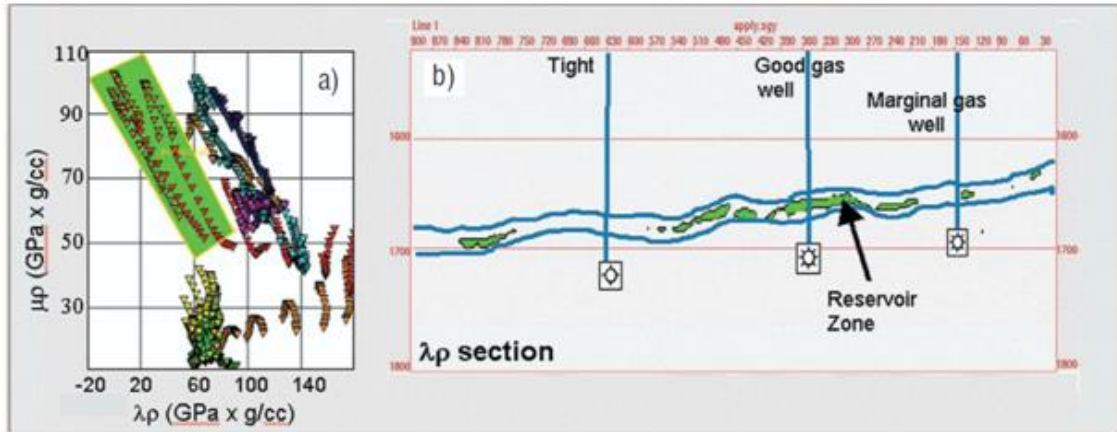


Figura 23: Mapeamento de dolomita saturada com gás usando os parâmetros de Goodway(Li et al., 2003).

Avseth *et al.* (2016) utilizaram a inversão AVO simultânea em uma área do Mar da Noruega, e demonstraram que várias descobertas comprovadas estavam associadas a fortes anomalias AVO, as quais são armadilhas estruturais. A inversão AVO delineou com sucesso essas descobertas e, a partir de um teste cego, previu corretamente um possível prospecto em um alto estrutural. A análise AVO também deu suporte a identificação de uma trapa estratigráfica em um ambiente gráben entre os altos estruturais prolíficos. Porém, esse prospecto acabou não dando certo, pois trava-se de uma falsa anomalia AVO. A análise pós-perfuração mostrou que um carbonato muito fino e duro acima do alvo tinha criado uma refração que interferiu no horizonte alvo, criando uma falsa anomalia AVO de classe II a III. O intervalo alvo era predominantemente um folhelho macio, espesso, rico em matéria orgânica, que normalmente deveria mostrar uma anomalia AVO de classe IV.

Li *et al.* (2016) desenvolveram um método para detectar hidrocarbonetos em reservatórios carbonáticos do noroeste chinês usando o AVO e a análise espectral. Eles perceberam que componentes de frequências mais altas viajam mais rápido que componentes de frequências mais baixas em reservatórios saturados com óleo. Já os reservatórios saturados com água, ou apresentam efeito inverso, ou seja, componentes de alta frequência viajando de forma mais lenta que as componentes de baixa frequência, ou não apresentam dispersão. Isso mostra que a dispersão pode ser usada como um indicador de hidrocarboneto em reservatórios carbonáticos. Outro ponto importante é que os atributos AVO (intercepte e gradiente) são mais eficientes na inferência de

hidrocarbonetos quando extraídos dos painéis espectrais do que os extraídos diretamente da sísmica (seção em ângulo). Além disso, reservatórios saturados com óleo causaram forte reflexão para baixas frequências, enquanto atenua os componentes de alta frequência. O mesmo não se observou para carbonatos saturados com água. Li *et al.* (2016) sugerem que este comportamento pode ser justificado pelo fraturamento associado às acumulações em rochas carbonáticas. As fraturas podem induzir a dispersão das ondas sísmicas. Então, neste contexto, a dispersão também pode ser utilizada para estimar a densidade de fraturas.

5. Resultados dos estudos de análise de sensibilidade dos parâmetros elásticos com relação à litologia, porosidade e tipo de fluido

Os resultados deste trabalho são apresentados em duas seções. A seção 5.1 mostra a análise de sensibilidade da impedância acústica com relação à litologia e porosidade realizado em 4 poços do pré-sal da Bacia de Santos. Na seção 5.2 é mostrado a análise dos parâmetros elásticos com relação ao tipo de fluido em um dos poços do pré-sal.

5.1. Análise de sensibilidade da impedância acústica com relação à litologia e a porosidade

Inicialmente, com os perfis dos poços A, B, C e D foi realizada uma análise de sensibilidade da impedância acústica (IP) em relação às variações de litologia e porosidade. Esta análise teve como objetivo auxiliar na interpretação dos resultados da inversão sísmica.

Algumas restrições foram consideradas no conjunto de dados disponíveis para realização desse estudo. Primeiramente, utilizaram-se apenas os dados abaixo da base do sal e as profundidades onde existiam informações dos perfis de densidade e sônico compressional. Alguns valores anômalos foram observados no perfil de densidade, chegando a ultrapassar até 4g/cm^3 . Essas anomalias ocorrem quando a ferramenta percorre uma região de transição entre duas fases do poço, e os valores medidos podem ser referentes ao revestimento do poço e não a formação. Por isso, as profundidades cujos valores do perfil de densidade ultrapassavam $3,2\text{g/cm}^3$ foram descartadas.

Como os dados de impedância acústica foram analisados com relação à porosidade e litologia, utilizaram-se apenas os intervalos contendo tais informações. O perfil de porosidade escolhido foi a porosidade total obtida do perfil de ressonância nuclear magnética (TCMR). Durante esse estudo constatou-se que esse perfil é muito sensível à integridade da parede do poço. Nos locais onde o perfil de *caliper* sofria variações, provavelmente causadas por desmoronamentos nas paredes dos poços, a porosidade TCMR

apresentava valores anômalos. Logo essas regiões também tiveram que ser descartadas.

Foram observadas algumas diferenças das descrições de fácies presentes nos perfis de litofácies com as informações das amostras laterais descritas nos perfis compostos. Optou-se pela utilização do perfil de litofácies, devido à esparsidade das amostras laterais.

A Figura 24 mostra alguns perfis do poço A. O intervalo mostrado engloba 3 formações: Barra Velha, Itapema e Piçarras. A impedância acústica é maior nos calcários de baixa porosidade da Fm. Barra Velha, que são encontrados na parte superior do intervalo, chegando a valores próximos a 18GPa*s/m. Os folhelhos da Formação Piçarras, na base do intervalo mostrado, possuem os menores valores de impedância acústica, em torno de 8GPa*s/m.

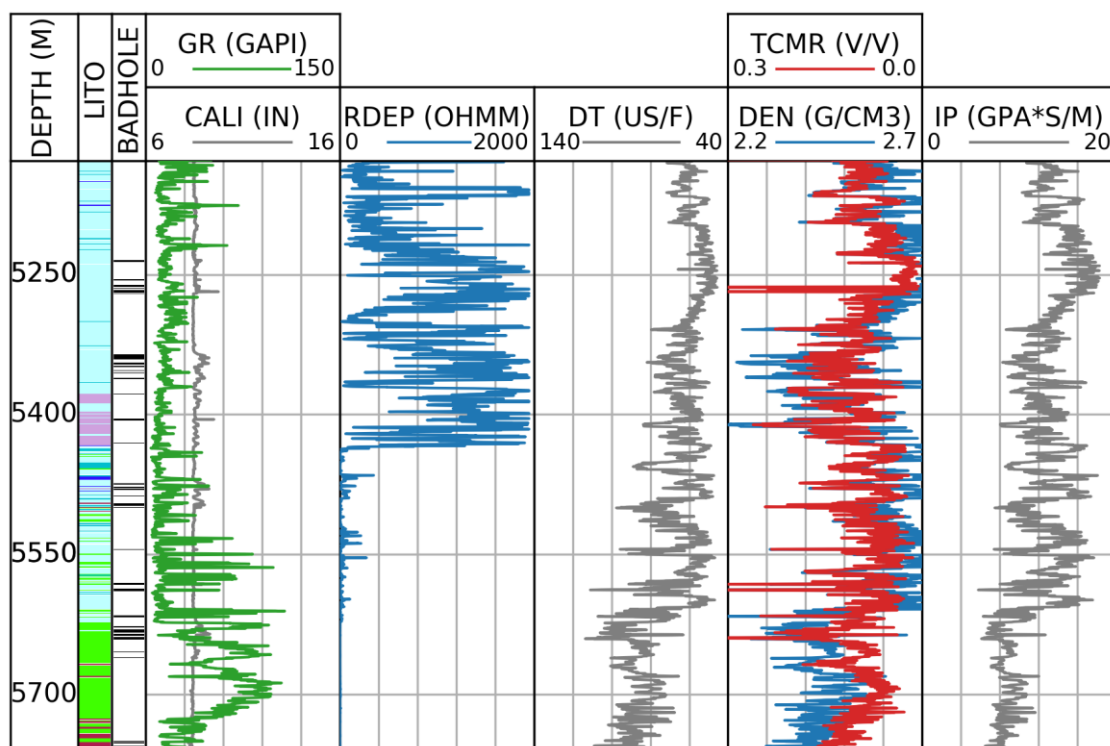


Figura 24: Perfis do poço A. Os dados estão dispostos da seguinte forma: trilha 1: profundidade; trilha 2: litologia; trilha 3: regiões descartadas devido a variações no perfil de caliper; trilha 4: raios gama (verde) e caliper (cinza); trilha 5: resistividade profunda; trilha 6: sônico (DT); trilha 7: porosidade TCMR (vermelho) e densidade (azul); trilha 8: impedância acústica.

Os picos observados no perfil de porosidade TCMR estão relacionados às regiões descartadas, onde o *caliper* sofre variações. A aparente boa

correlação entre a porosidade e a impedância acústica no mesmo intervalo pode ser vista com mais clareza nos *crossplots* da Figura 25. Conforme já era esperado, fica claro que a impedância é inversamente proporcional à porosidade. Também podem-se observar duas tendências distintas, uma para os carbonatos e outra para os folhelhos/siltitos. Considerando esses dois grupos litológicos separadamente, há uma boa correlação entre impedância acústica e porosidade. No *crossplot* da Figura 25 - B mostra que existe uma grande sobreposição dos diferentes tipos de carbonatos, quando se analisa somente a impedância acústica e a porosidade total.

Os perfis e os *crossplots* do poço B são mostrados nas Figura 26 e 27, respectivamente. Os dados analisados neste poço são provenientes somente da Formação Barra Velha.

Como pode ser visto na Figura 26, esse poço apresentou mais problemas de integridade. Em diversos trechos o diâmetro do poço, medido pelo *caliper*, apresentou variações maiores que 2 polegadas em relação ao tamanho da broca. Nessas profundidades não só o perfil de porosidade TCMR sofreu alterações, mas também o perfil sônico.

Os folhelhos encontrados no final do intervalo do poço B têm valores de impedância altos, similares aos carbonatos, como pode ser visto na Figura 27 - B. Isto é diferente do que ocorre no poço A. Mesmo assim, ocorre uma boa correlação entre a impedância acústica e porosidade.

O poço C apresentou divergência entre as interpretações de fácies do perfil composto e das amostras laterais. Os perfis deste poço são visualizados na Figura 28. O intervalo analisado compreende a Fm. Barra Velha e a parte superior da Fm. Itapema (as coquinas abaixo de 5.700m). Diversas amostras laterais entre o intervalo 5.540m e 5.720m foram classificadas como folhelho. Porém, o perfil de litofácies classifica esta região como calcário. Como também pode ser observado na Figura 28, as leituras do perfil de raio gama nessas profundidades são consideravelmente superiores às dos calcários que estão acima da profundidade de 5.500m. Então, passamos a considerar esta região como sendo composta por uma maior presença de folhelhos.

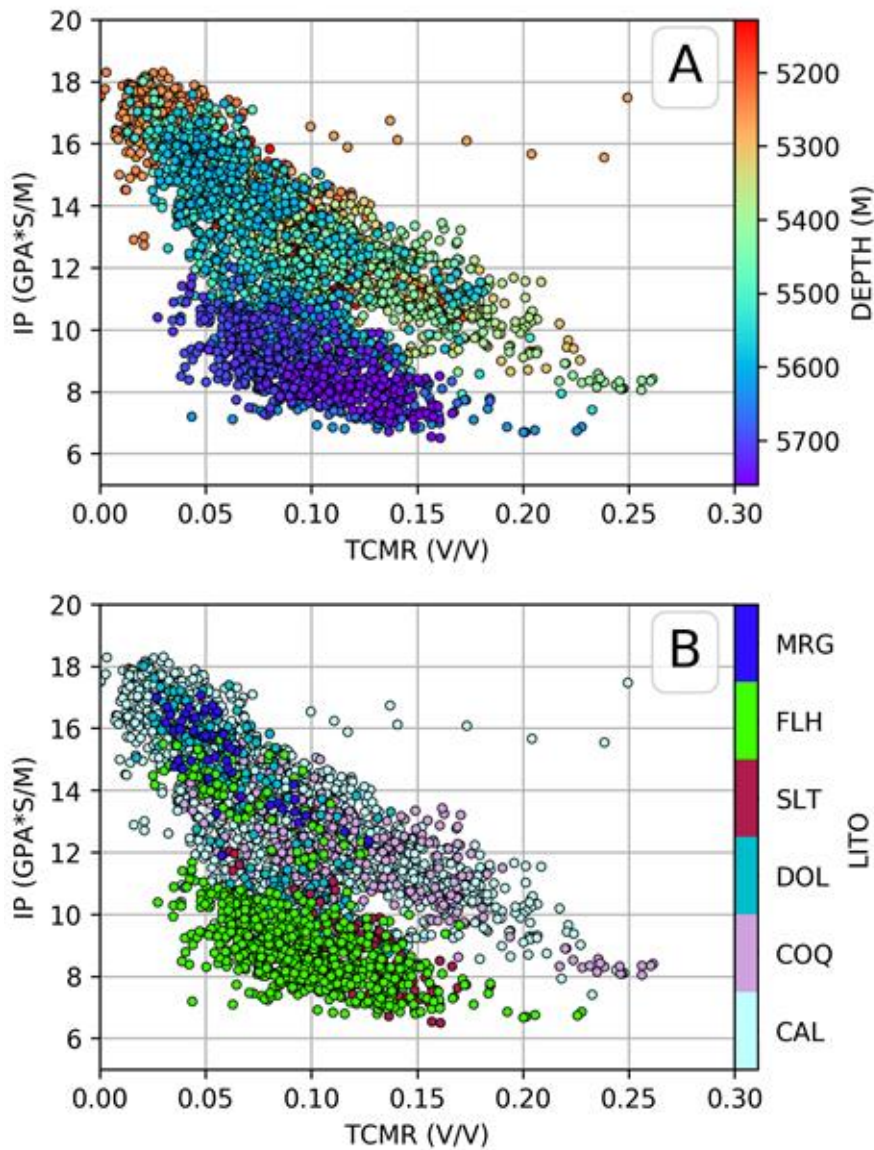


Figura 25: Crossplots dos perfis de porosidade total obtida a partir do perfil de NMR (TCMR) e impedância acústica (IP) com relação à profundidade (A) e a litologia (B) do poço A (MRG – marga, FLH – folhelho, SLT – siltito, DOL – dolomita, COQ – coquina e CAL – Calcário microbial).

Outro problema apresentado no intervalo de 5.500m a 5.700m foi a relação entre impedância acústica e porosidade.

Nos *crossplots* da Figura 29 existe uma região em que a porosidade aumenta com o aumento da impedância acústica, o que não é um comportamento esperado. Além disso, os valores de resistividade neste intervalo são maiores na base do que no topo, o que também não é comum. A causa dessas anomalias observadas neste intervalo não pôde ser compreendida.

As Figura 30 e 31 são referentes ao poço D, e compreende o intervalo da Formação Barra Velha e a parte superior da Formação Itapema. Os dados apresentados mostram que existe uma excelente correlação entre a impedância acústica e a porosidade total, mas não é possível distinguir entre os calcários, coquinas e folhelhos utilizando essas duas propriedades.

Após essa análise dos perfis dos poços, realizou-se um estudo estatístico dos valores de impedância acústica encontrados nas fácies. Para isto, construíram-se histogramas que relacionam impedância acústica por fácies para cada poço. Os histogramas de impedância acústica para os poços A, B, C e D são mostrados nas Figura 32, 33, 34 e 35, respectivamente.

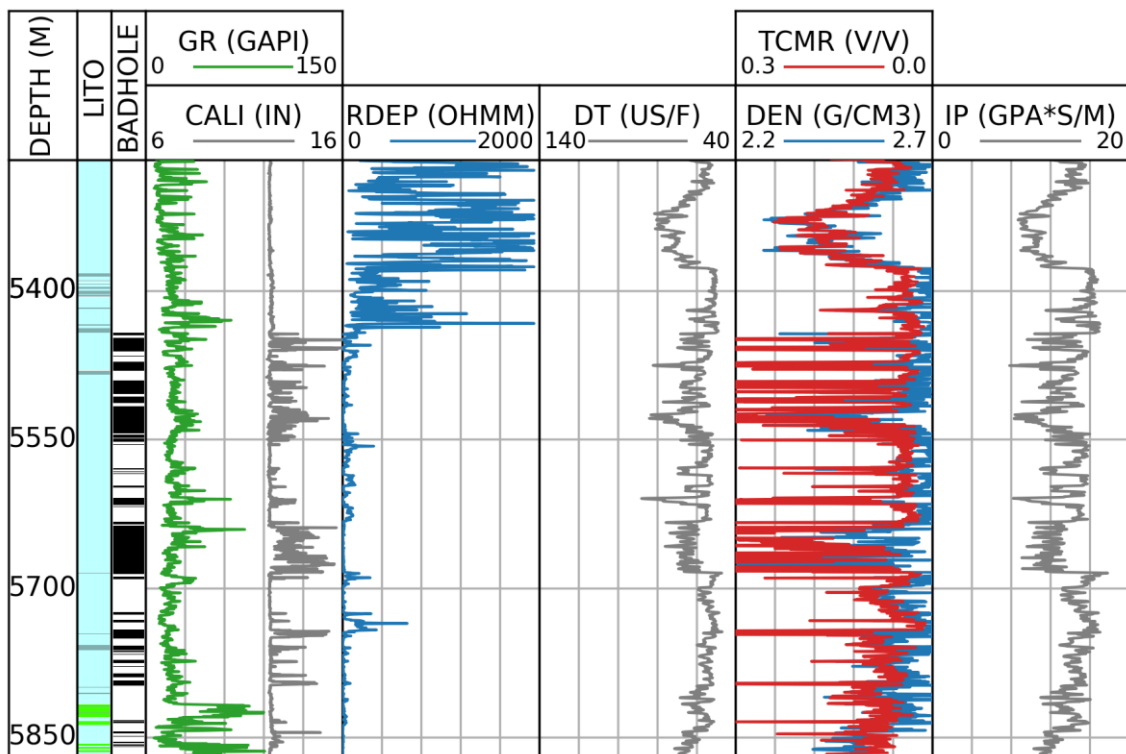


Figura 26: Perfis do poço B. Os dados estão dispostos da seguinte forma: trilha 1: profundidade; trilha 2: litologia; trilha 3: regiões descartadas devido a variações no perfil de caliper; trilha 4: raios gama (verde) e caliper (cinza); trilha 5: resistividade profunda; trilha 6: sônico (DT); trilha 7: porosidade TCMR (vermelho) e densidade (azul); trilha 8: impedância acústica.

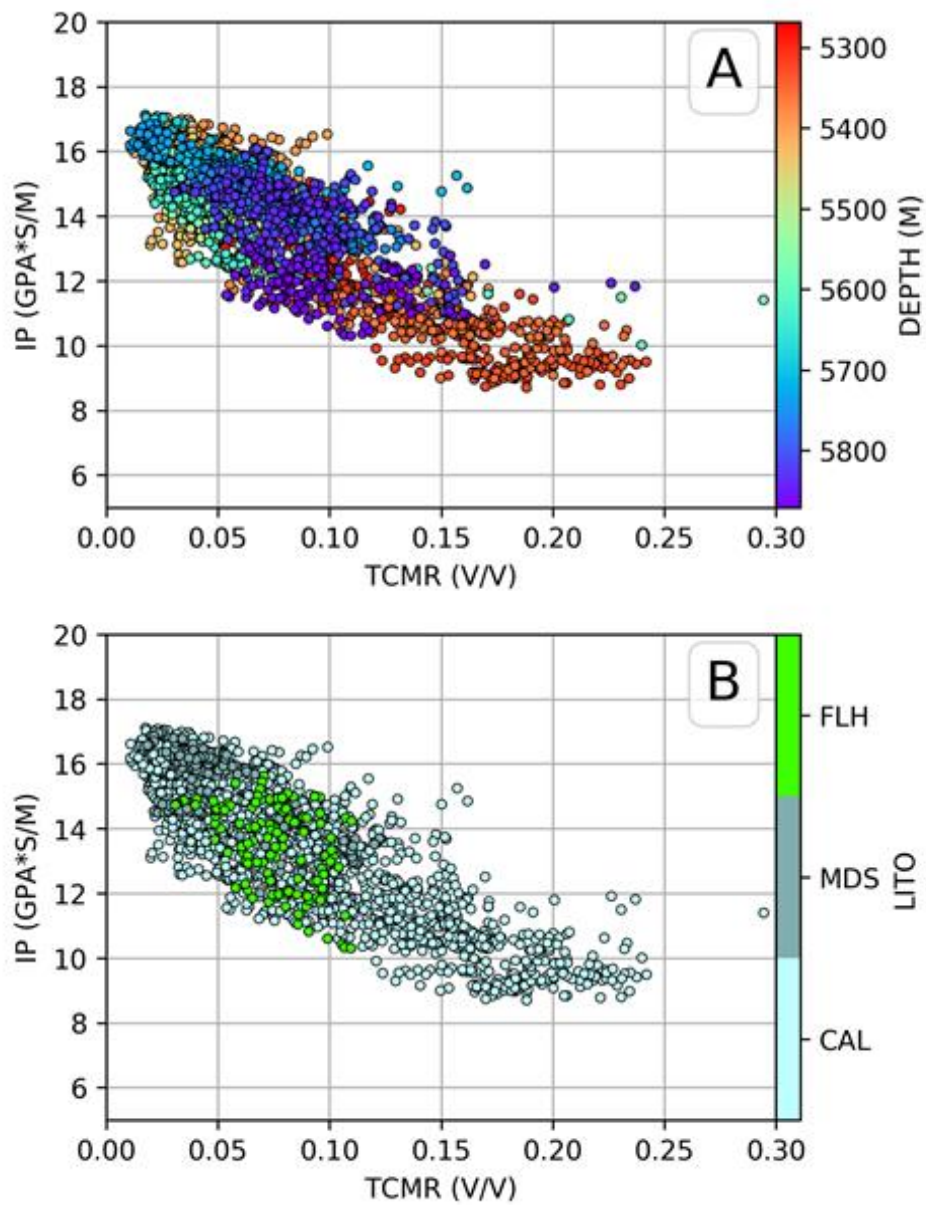


Figura 27: Crossplots dos perfis de porosidade total obtida a partir do perfil de NMR (TCMR) e impedância acústica (IP) com relação à profundidade (A) e a litologia (B) do poço B (FLH – folhelho, MDS –mudstone e CAL – calcário microbial).

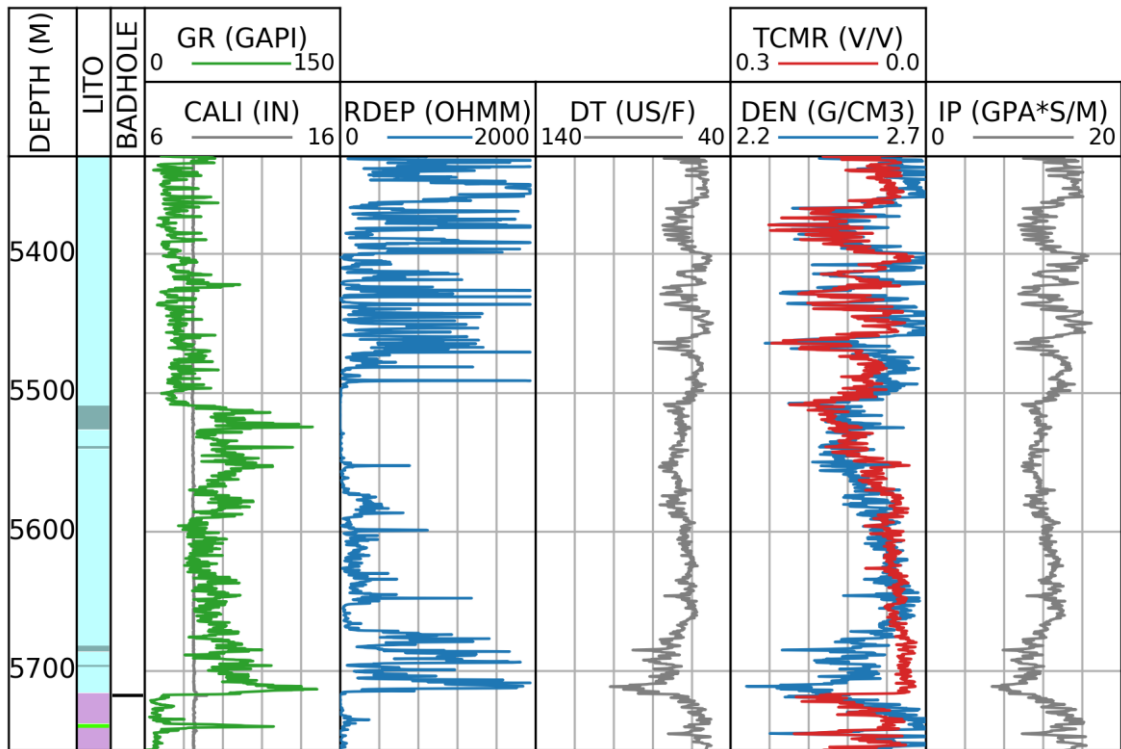


Figura 28: Perfis do poço C. Os dados estão dispostos da seguinte forma: trilha 1: profundidade; trilha 2: litologia; trilha 3: regiões descartadas devido a variações no perfil de caliper; trilha 4: raios gama (verde) e caliper (cinza); trilha 5: resistividade profunda; trilha 6: sônico (DT); trilha 7: porosidade TCMR (vermelho) e densidade (azul); trilha 8: impedância acústica.

O poço A foi analisado desde a base do sal até o embasamento, apresentando um maior número de fácies (Figura 32). As fácies carbonáticas apresentam uma grande dispersão e sobreposição nos valores de impedância acústica, o que torna difícil a diferenciação entre as fácies com base neste parâmetro.

Essa dispersão pode estar associada à diferença de porosidade, como observou-se nas análises anteriores. As exceções são as margas, que apresentam altos valores de impedância acústica com uma moda bem definida, podendo ser distinguida das demais fácies carbonáticas.

Os folhelhos e siltitos também possuem uma moda bem definida nos seus histogramas, concentrando-se em valores de impedância menores, ao redor de 8GPa*s/m. As fácies dolomita e folhelho apresentaram uma distribuição bimodal, que pode ser um indício de erros de classificação ou de regiões com características diferentes.

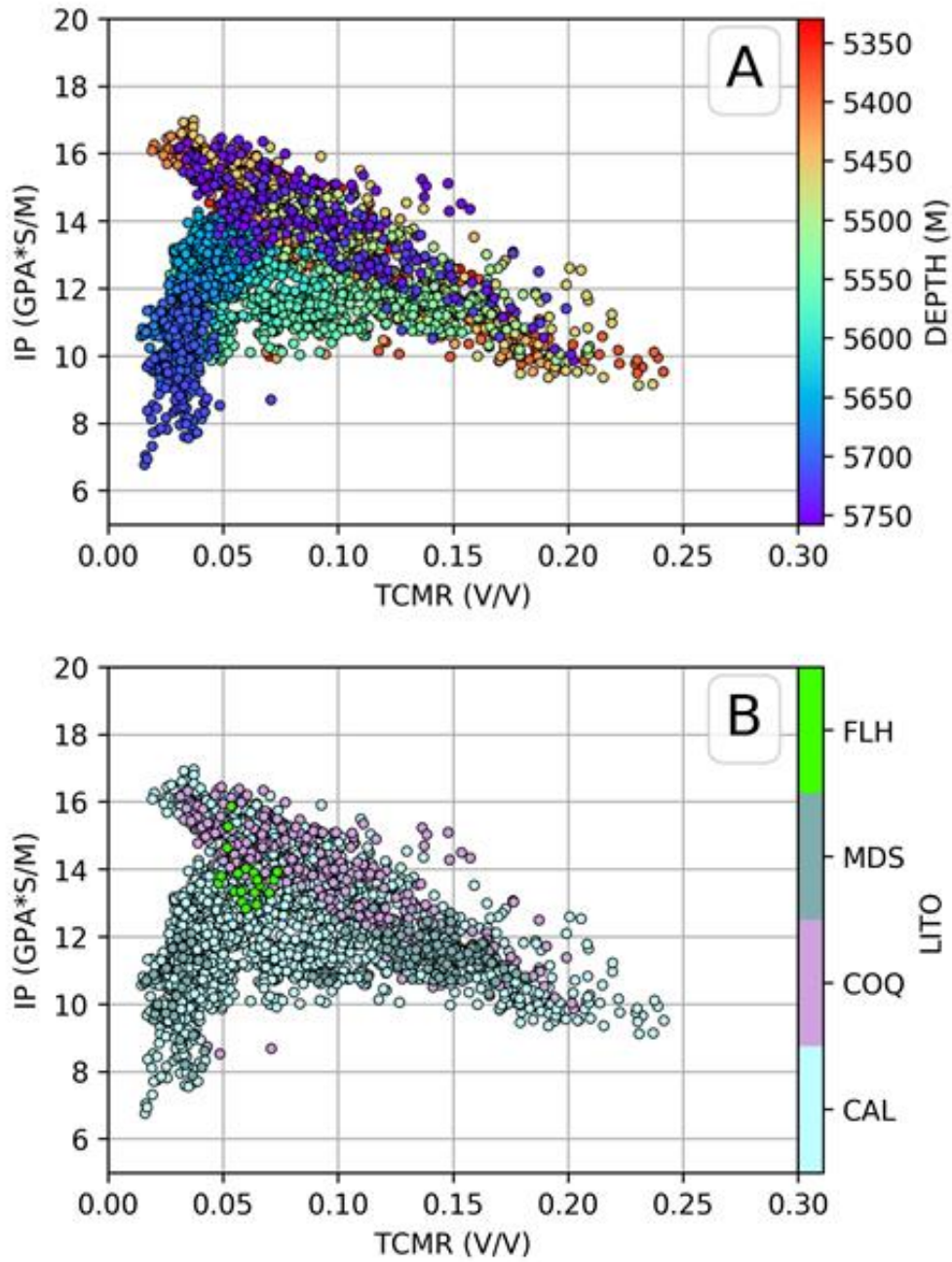


Figura 29: Crossplots dos perfis de porosidade total obtida a partir do perfil de NMR (TCMR) e impedância acústica (IP) com relação à profundidade (A) e a litologia (B) do poço C (FLH – folhelho, MDS - *mudstones* , COQ – coquina e CAL – calcário microbial).

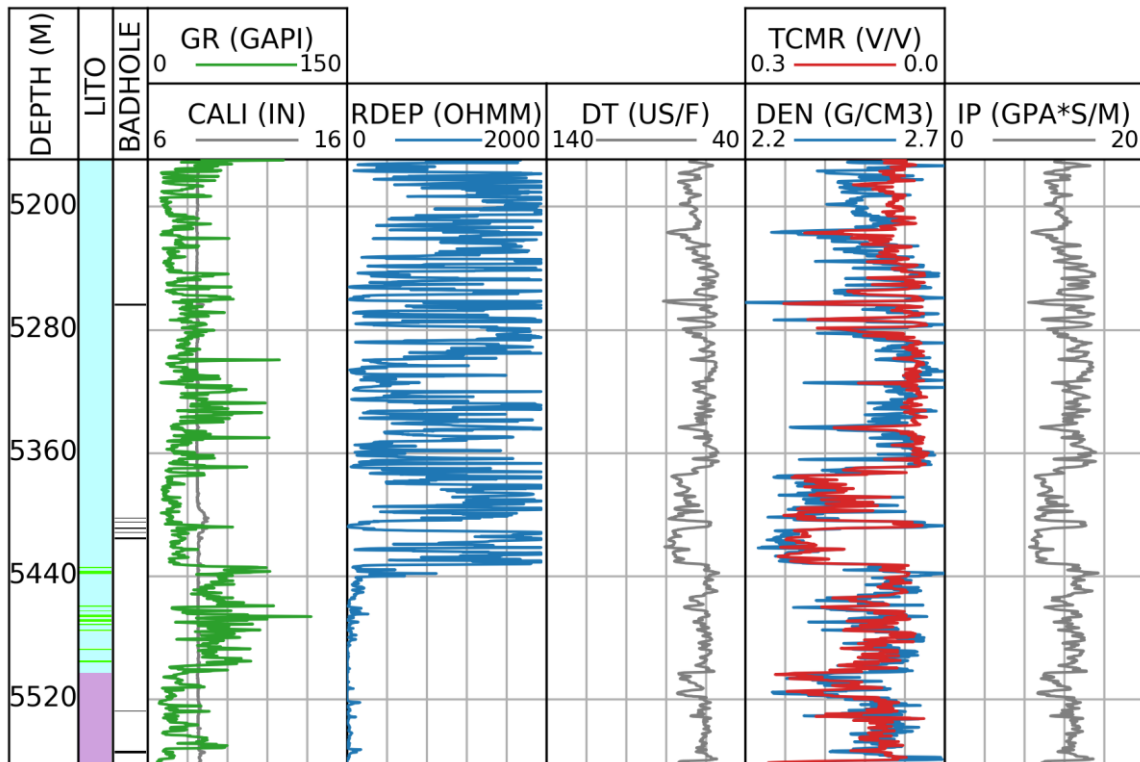


Figura 30: Perfis do poço D. Os dados estão dispostos da seguinte forma: trilha 1: profundidade; trilha 2: litologia; trilha 3: regiões descartadas devido a variações no perfil de caliper; trilha 4: raios gama (verde) e caliper (cinza); trilha 5: resistividade profunda; trilha 6: sônico (DT); trilha 7: porosidade TCMR (vermelho) e densidade (azul); trilha 8: impedância acústica.

Os poços B, C e D apresentaram características semelhantes nos histogramas. Nestes poços também há uma grande dispersão nos valores de impedância dos calcários, o que provavelmente está associado com as variações de porosidade.

Diferentemente do observado no poço A, os folhelhos dos demais poços apresentam valores de impedância próximos aos dos carbonatos, como já havia sido notado anteriormente. Também é visto que os *mudstones* têm valores diferentes de impedância acústicas nos poços B e C.

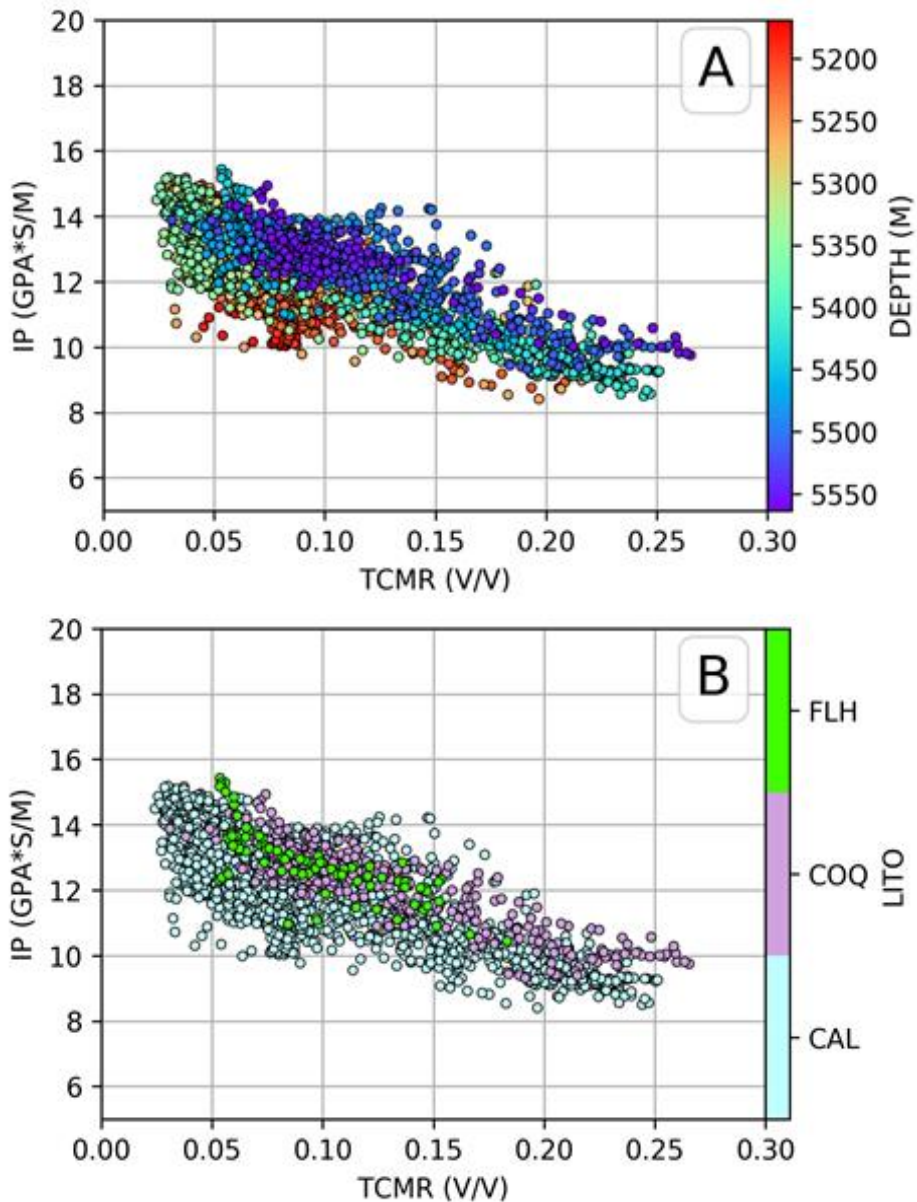


Figura 31: Crossplots dos perfis de porosidade total obtida a partir do perfil de NMR (TCMR) e impedância acústica (IP) com relação à profundidade (A) e a litologia (B) do poço D.

As funções de densidade de probabilidade (PDFs, do inglês *probability density function*) foram obtidas com a utilização do kernel gaussiano para cada uma das fácies. As PDFs obtidas são apresentadas na Figura 36.

Como já havia sido discutido anteriormente, as distribuições das fácies calcário, coquina, *mudstone* e dolomita têm uma alta variância. Além disso, os *mudstones* e as dolomitas possuem duas modas bem definidas. No caso dos *mudstones*, cada moda corresponde a um poço diferente (B e C).

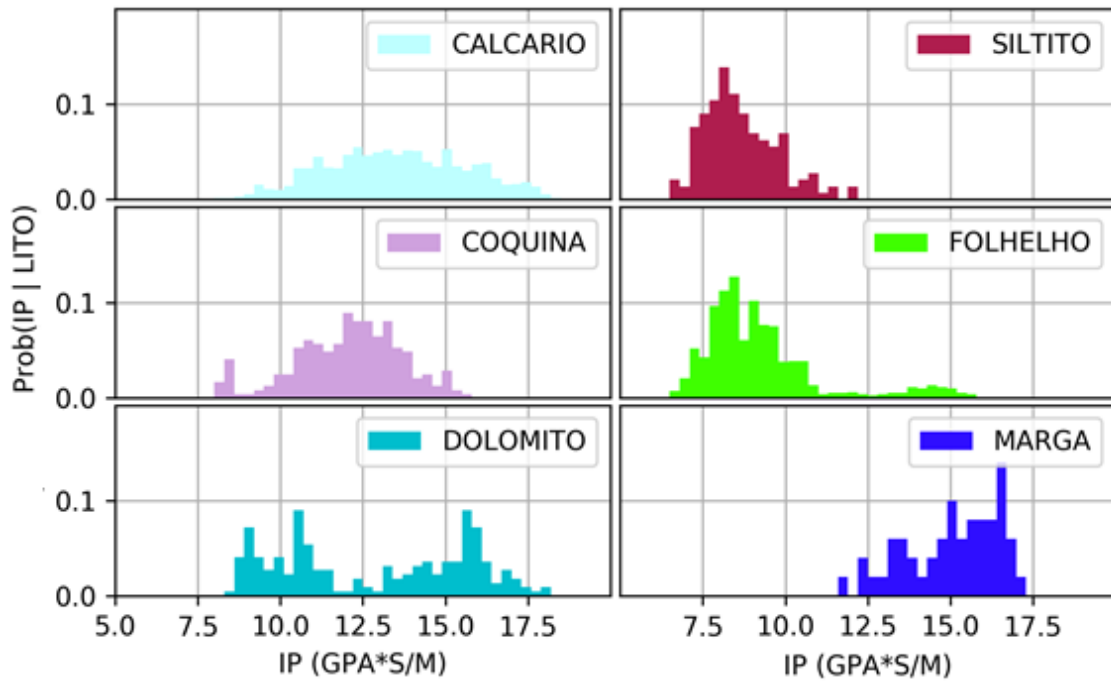


Figura 32: Histogramas da impedância acústica por fácies para o poço A. Em cada um dos histogramas a soma das alturas das barras é igual a 1.

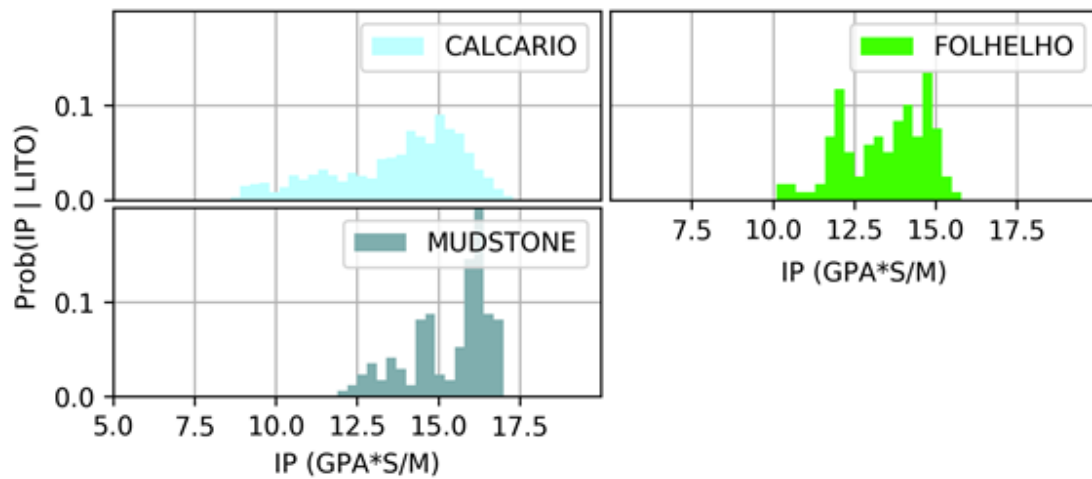


Figura 33: Histogramas da impedância acústica por fácies para o poço B. Em cada um dos histogramas a soma das alturas das barras é igual a 1.

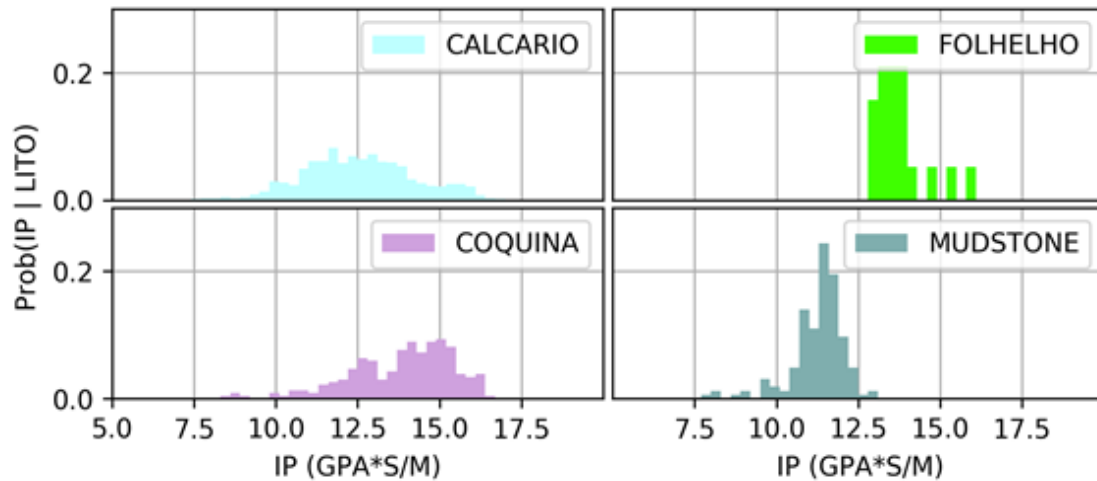


Figura 34: Histogramas da impedância P por fácies para o poço C. Em cada um dos histogramas a soma das alturas das barras é igual a 1.

As distribuições dos folhelhos e siltitos concentram-se em valores de menor impedância acústica quando comparado com as rochas carbonáticas, fato observado em todos os poços.

Os folhelhos possuem duas modas: uma maior, de baixa impedância, encontrada na Formação Piçarras do poço A; e, outra moda menor, com maiores valores de impedância acústica, que estão relacionados aos folhelhos presentes na Formação Barra Velha dos poços B e D. Por sua vez, a distribuição das margas concentra-se à direita da escala de impedância acústica.

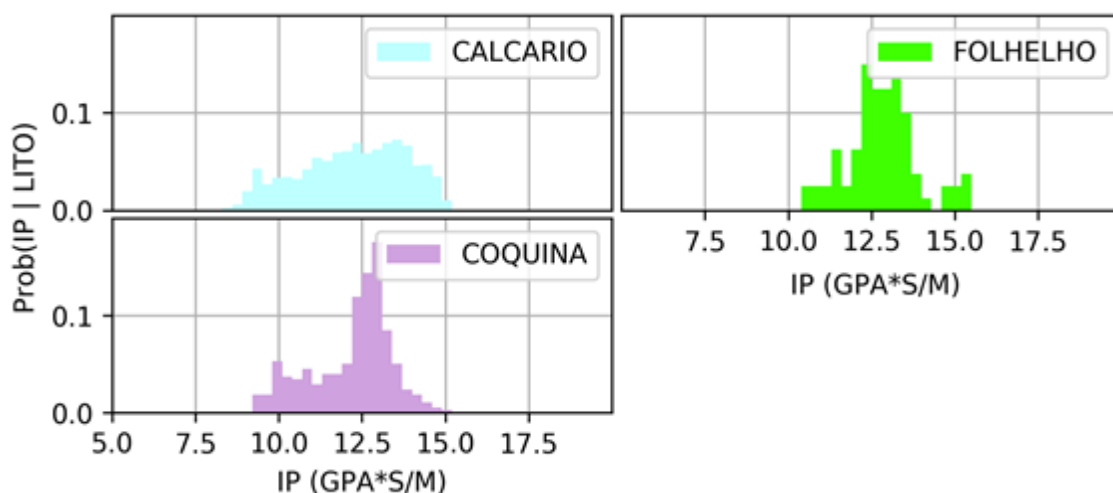


Figura 35: Histogramas da impedância P por fácies para o poço D. Em cada um dos histogramas a soma das alturas das barras é igual a 1.

A Figura 37 mostra todas as PDFs estimadas em um único gráfico. Essa figura sintetiza bem as discussões realizadas, demonstrando que a impedância acústica tem boa capacidade de discriminar os folhelhos e siltitos dos carbonatos.

A grande sobreposição das PDFs das fácies carbonáticas fica evidente a dificuldade de separá-las usando apenas o atributo IP. Porém, as análises realizadas mostram uma boa correlação entre a impedância acústica e a porosidade nos carbonatos, principalmente no microbialito e na coquina, no qual possui uma relação quase linear inversa, ou seja, quanto menor a impedância acústica maior a porosidade.

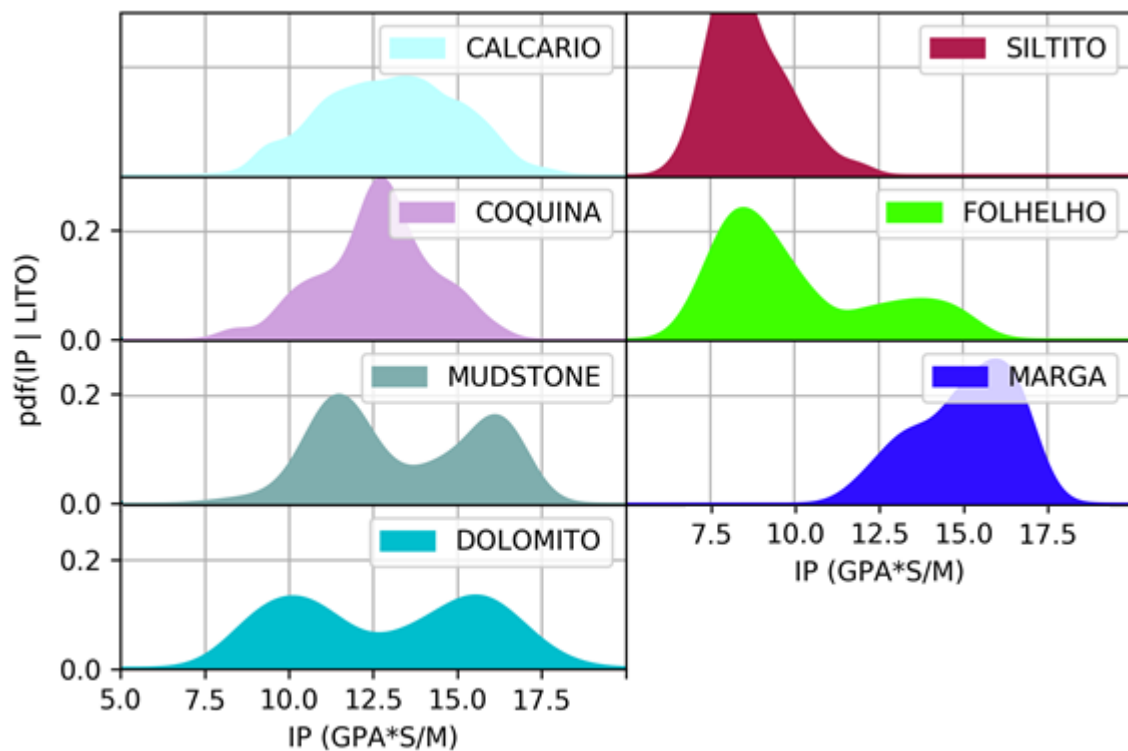


Figura 36: PDFs para as fácies utilizando os dados de todos os poços. As PDFs foram estimadas utilizando o kernel gaussiano. Cada gráfico corresponde a uma fácies e em cada um deles a área da PDF é igual a 1.

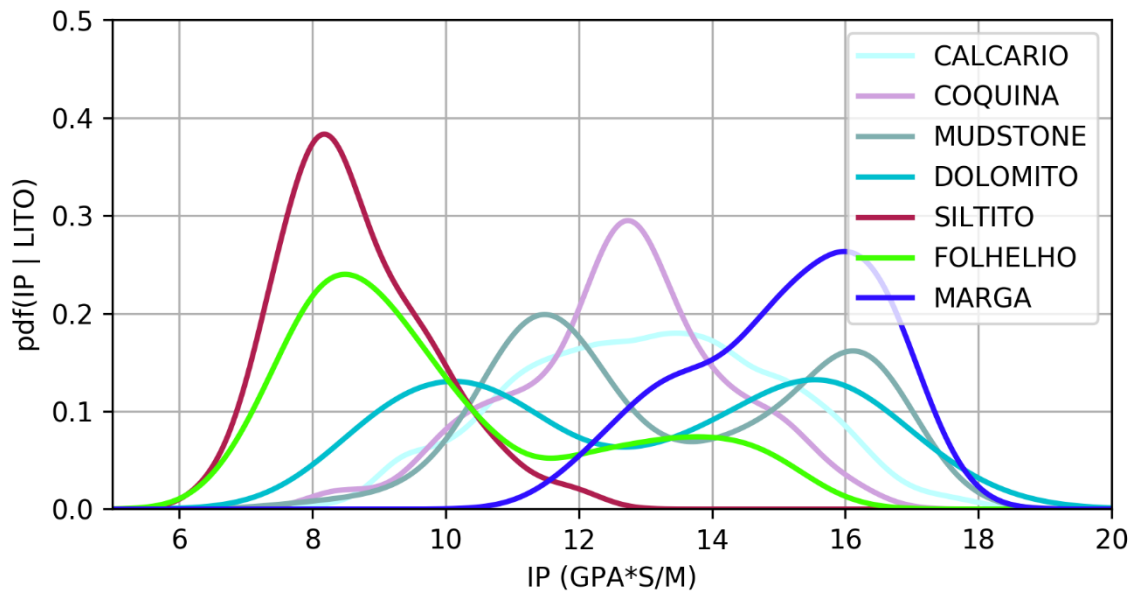


Figura 37: PDFs estimadas para todas as fácies. As PDFs foram estimadas utilizando o kernel gaussiano. Cada PDF corresponde a uma fácies e a área da PDF é igual a 1.

5.2. Análise de sensibilidade dos parâmetros elásticos com relação ao tipo de fluido

As análises de sensibilidade dos parâmetros elásticos em relação ao fluido foram realizadas no poço B, pois a região ao entorno deste poço foi a selecionada para o estudo de AVO e inversão elástica.

Neste poço, o contato gás-óleo (CGO) foi interpretado na profundidade 5.379m. Para a sua interpretação foi levado em consideração os valores dos perfis de resistividade, que após esta profundidade apresentam uma grande diminuição. Observa-se também que os perfis sônicos compressional (DT) e cisalhante (DTS) sofrem diminuição (maiores velocidades compressional e cisalhante) e aumento do perfil densidade (RHOB). As informações contidas nos relatórios sobre os testes que indicam a presença de gás ou óleo também foram levadas em conta para determinação da profundidade do CGO.

O contato óleo-água (COA) foi identificado na profundidade de 5.444m, no qual os perfis de resistividades se aproximam de zero. Existe um intervalo de incerteza na profundidade deste contato, que pode chegar até 5.478m.

Já o contato do BVE 100 foi identificado na profundidade de 5.365m e para identificá-lo, utilizou-se, principalmente, a diminuição do perfil RHOB, o aumento dos perfis DT, DTS e taxa de penetração invertida (ROP) que, muitas vezes, estão associados a um aumento de porosidade. Estes contatos e os perfis litológico, *caliper*, ROP, GR, RHOB, DT, DTS e resistividades rasa (RSHA) e profunda (RDEP) são mostrados na Figura 38.

A Figura 39 mostra o *caliper*, porosidade obtida pela ressonância nuclear magnética (TCRM) e nêutron (NPHI), RHOB, DT e DTS, saturação de água estimada (Sw) e concentração de CO₂.

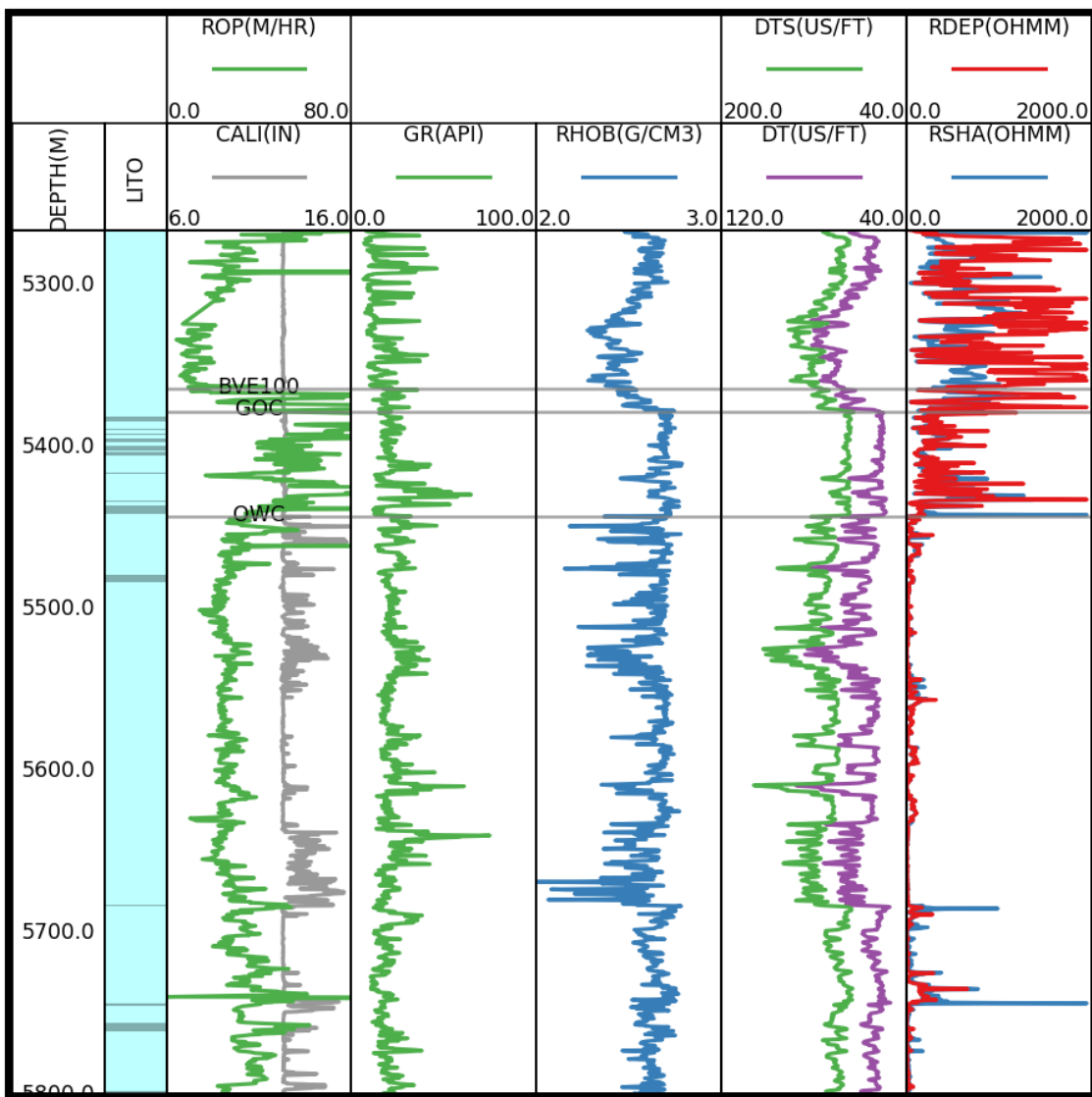


Figura 38: Perfis do poço B com os contatos BVE100, gás-óleo (GOC) e óleo-água (OWC) interpretados.

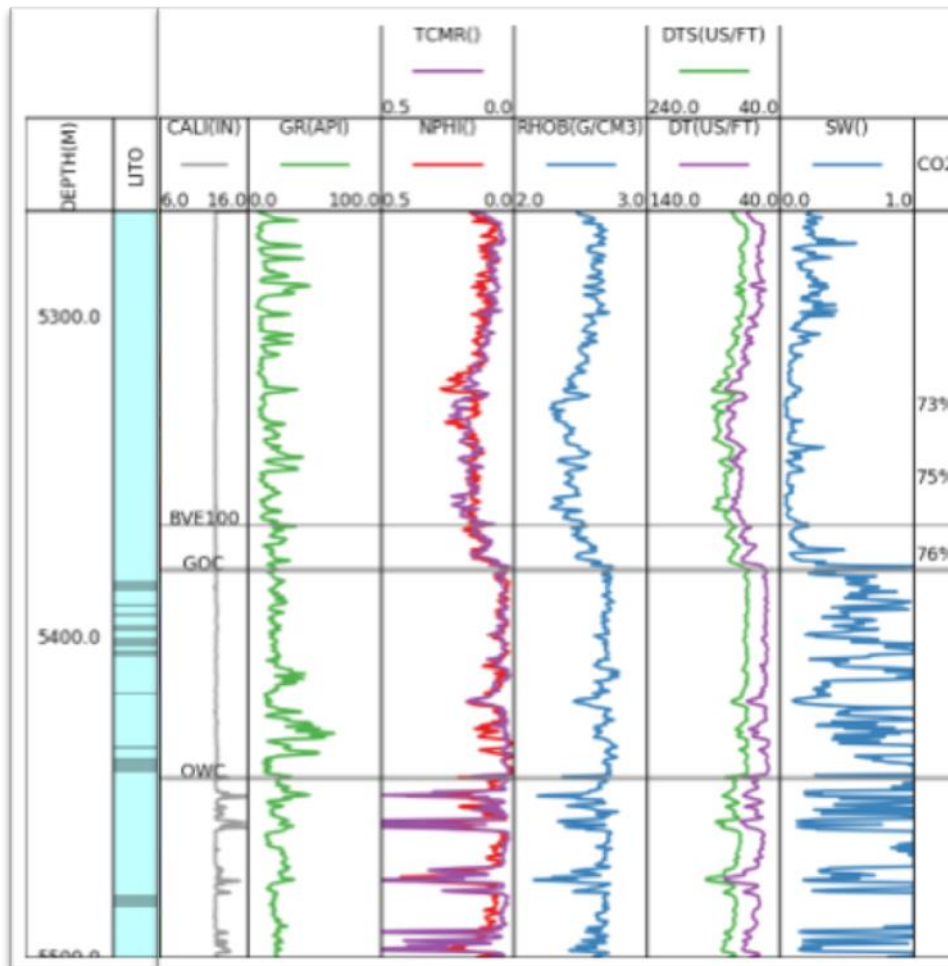


Figura 39: Perfis interpretativos litológicos, caliper (CALI), raio gama (GR), neutrão (NPHI) e porosidade pelo ressonância (TCRM), densidade (RHOB), sônico (DT) e sônico cisalhante (DTS), saturação estimada (Sw) e concentração de CO₂ do poço B.

A seguir foram conduzidas algumas análises a respeito do comportamento dos parâmetros elásticos em relação aos diferentes fluidos encontrados.

A Figura 40 mostra a separação dos tipos de fluidos, a partir da análise do comportamento da impedância acústica (IP) e a razão da velocidade compressional pela velocidade cisalhante (VP/VS) no poço B.

Pode-se notar que as 3 zonas (gás, óleo e água) ficaram bem definidas. Na zona saturada com gás, os valores de VP/VS e de IP são baixos. Já na zona de óleo, os valores de VP/VS são baixos e ocorrem altos valores de IP, enquanto na zona de água os valores de VP/VS são altos e IP possui uma alta dispersão, apresentando tantos valores baixos quanto altos. Este gráfico mostra o grande potencial da utilização da inversão elástica para separar os

tipos de fluido nas proximidades deste poço. Se utilizarmos somente os valores de impedância acústica (ou seja, somente a inversão acústica) existe muita sobreposição na diferenciação do tipo de fluido.

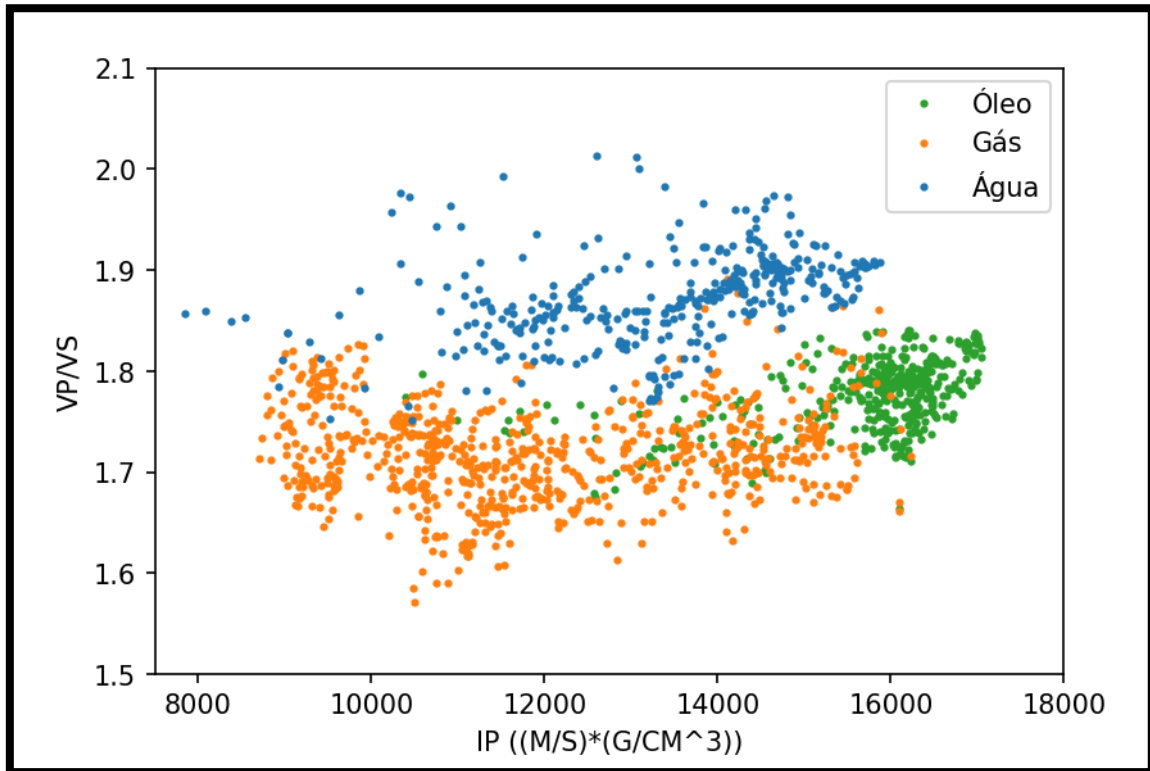


Figura 40: Relação impedância acústica (IP) versus razão da velocidade compressional pela velocidade cisalhante (VP/VS) considerando o tipo de fluido no poço B.

Posteriormente, foi realizado uma análise de sensibilidade dos parâmetros elásticos em relação aos diferentes fluidos. Para isso, utilizou-se a equação de Gassmann para realizar substituição de fluidos na zona de gás.

Somente a zona de gás foi analisada neste estudo, pois é nela que se encontram as maiores porosidades. As outras zonas, principalmente a de óleo, apresentam baixas porosidades e, por isso, os parâmetros elásticos são pouco dependentes dos fluidos presentes, como já é previsto pelas equações de Gassmann.

A Figura 41 mostra os dados da zona de gás da Figura 40, porém adicionando duas diferentes condições de saturação obtidas pela substituição de fluido: saturado com óleo e saturado com água.

Observa-se que nas regiões de menor impedância acústica (associados a uma maior porosidade) a razão VP/VS apresenta uma maior sensibilidade em relação aos fluidos. Já nas porosidades mais baixas (altas impedâncias acústicas), a influência do fluido diminui, produzindo três nuvens de pontos praticamente superpostas. Também é possível observar que a impedância acústica isoladamente não é um bom indicador de fluido, porém é um bom indicador de porosidade.

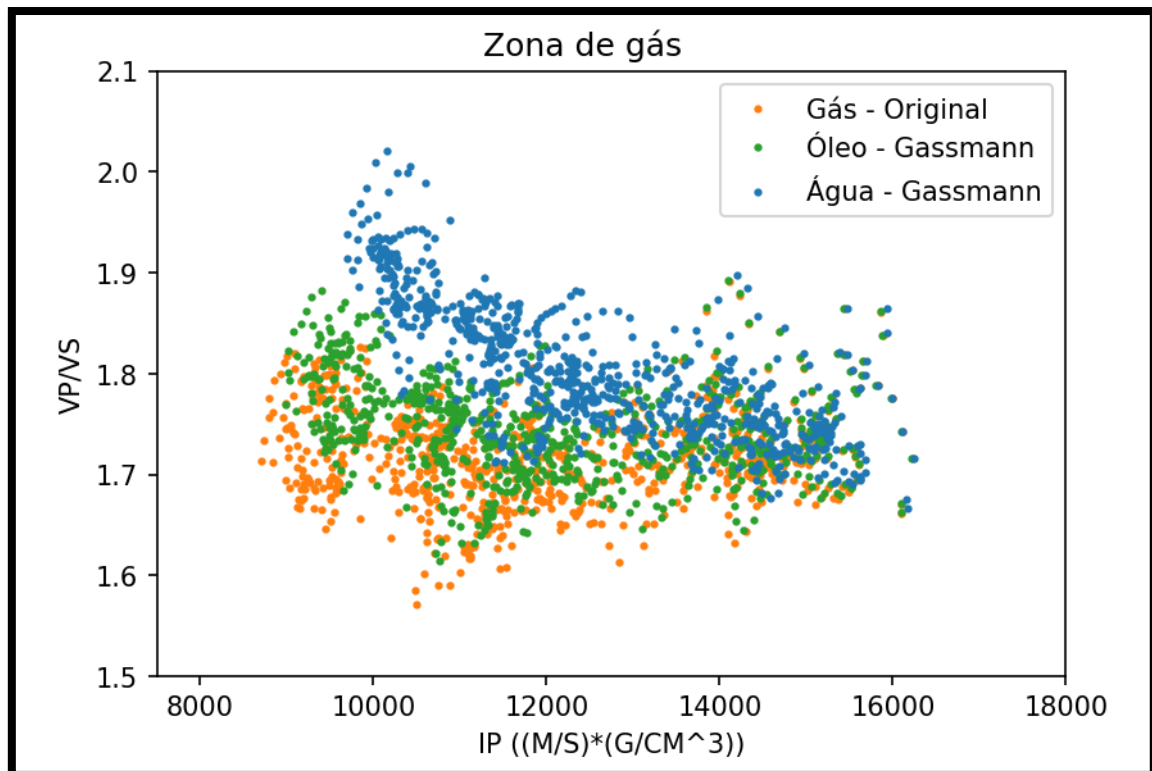


Figura 41: Relação impedância acústica (IP) versus razão da velocidade compressional pela velocidade cisalhante (VP/VS) considerando somente a zona saturada com gás do poço B com a simulação de diferentes cenários desta zona (saturada com água e com óleo) utilizando as equações de Gassmann.

Além dos parâmetros elásticos mostrados nas Figura 40 e 41 com maior detalhe, a mesma análise foi conduzida com outros 6 pares de parâmetros elásticos, a fim de identificar se algum deles resultaria em uma capacidade melhor de discriminação das zonas saturadas com diferentes fluidos.

A Figura 42 mostra o comportamento desses 6 pares de parâmetros nas 3 zonas. Nota-se que alguns pares de parâmetros apresentam relações quase lineares entre si, não sendo assim bons para discriminação de fluidos, já que a informação trazida por eles é praticamente redundante. As combinações que

envolvem VP/VS e a razão de Poisson (que depende somente da razão VP/VS) podem ser consideradas as que apresentam maior capacidade de discriminação das zonas analisadas, pois produzem três agrupamentos de pontos bem definidos.

Já na Figura 43, utilizou-se mais uma vez a substituição de fluidos de Gassmann na zona de gás. Desse modo é possível isolar a influência de outros fatores, como a porosidade, na capacidade dos parâmetros elásticos de diferenciar fluidos, uma vez que nesse caso os dados são todos relativos à mesma zona. Os resultados corroboram o que foi dito anteriormente, porém mostra que não é possível separar com precisão rochas saturadas com óleo e gás.

As análises feitas nos gráficos de dispersão (chamados também de *crossplots*), quando usadas em conjunto com os dados obtidos através da inversão elástica se tornam uma poderosa ferramenta na identificação de zonas de interesse no volume de dados sísmicos. Uma vez definidos parâmetros capazes de discriminar diferentes zonas nos *crossplots*, os mesmos também podem ser utilizados em cubos de propriedades obtidos pela inversão.

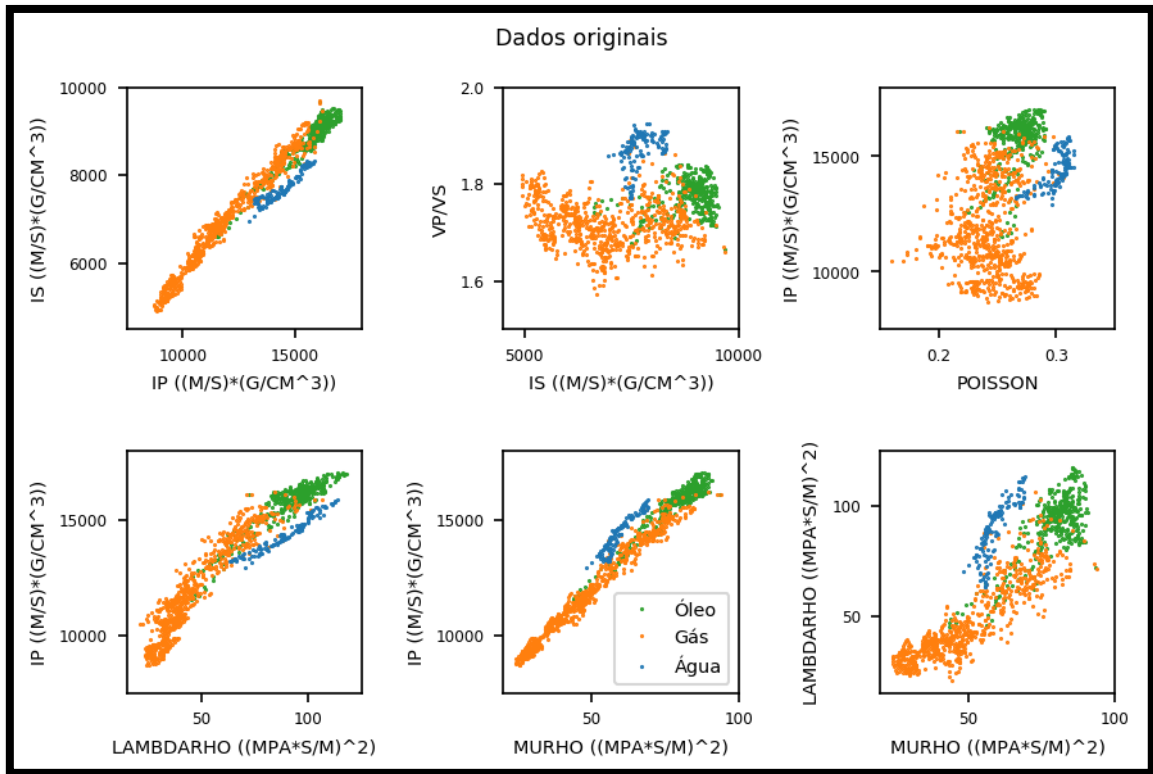


Figura 42: Análise de diferentes combinações dos parâmetros elásticos considerando o tipo de fluido no poço B.

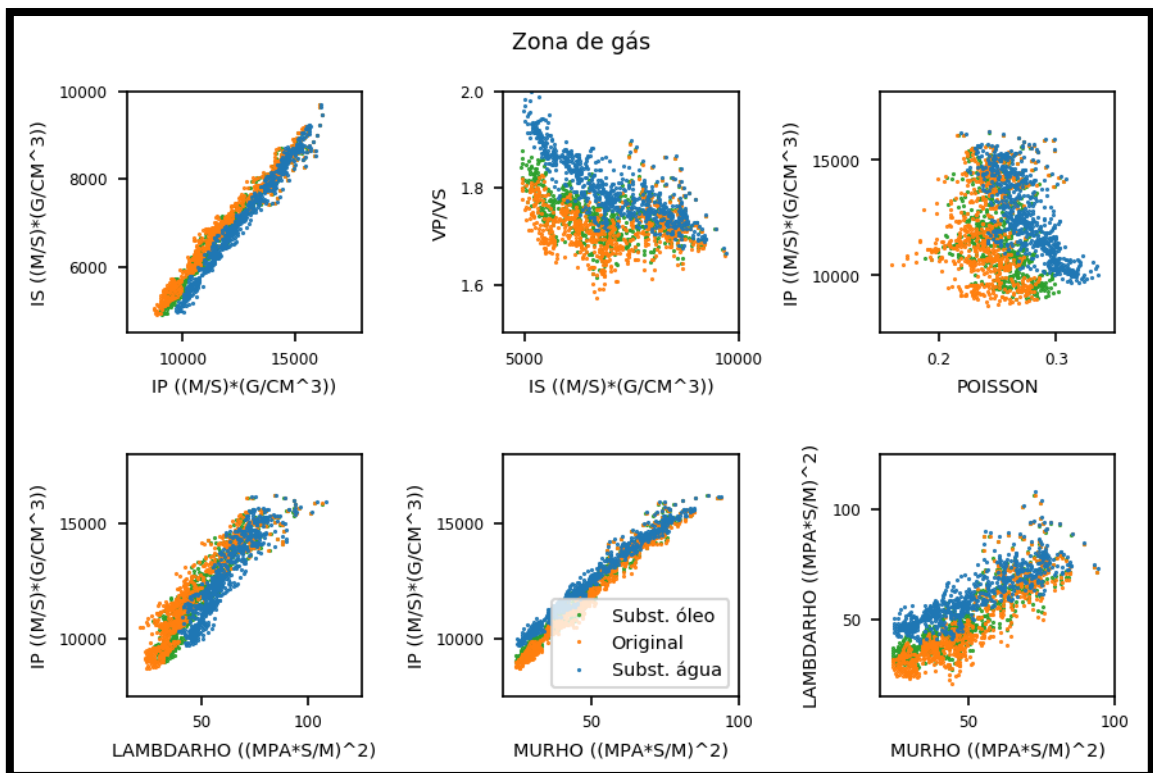


Figura 43: Relações entre diferentes parâmetros elásticos considerando somente a zona saturada com gás do poço 3-RJS-683A com a simulação de diferentes cenários desta zona (saturada com água e com óleo) utilizando as equações de Gassmann.

5.3. Análise de sensibilidade do AVO

A análise AVO visa à caracterização do fluido presente nos poros da rocha, através do estudo da variação da amplitude em relação com o ângulo de incidência, que está diretamente associado ao *offset*. Essa teoria já está muito fundamentada nos reservatórios siliciclásticos, tendo provado sua eficácia na localização de reservatórios com hidrocarbonetos (Rutherford e Williams, 1989; Castagna, 1993; Avseth *et al.*, 2005). Uma vez que reservatórios siliciclásticos, quando comparados com reservatórios carbonáticos, apresentam, normalmente, módulos elásticos mais influenciados pela mudança de fluido, as anomalias AVO ocorrem de forma mais pronunciada, o que transforma essa abordagem em uma ferramenta poderosa para localizar reservatórios desta natureza portadores de hidrocarbonetos.

Já em reservatórios carbonáticos, devido a sua heterogeneidade e pouca sensibilidade dos parâmetros elásticos com a mudança de fluido, ainda existem poucos estudos que comprovem a eficácia desta metodologia para fins de caracterização. Por esses motivos, em rochas carbonáticas muitas vezes é necessário a utilização da integração de metodologias para caracterizar com maior precisão os reservatórios e fluidos neles contidos. Por exemplo, Li *et al.*, (2016) utilizaram a análise AVO e a decomposição espectral para a detecção de hidrocarbonetos nesses reservatórios.

A análise AVO, normalmente, inicia-se com o estudo dos dados de poços para verificar qual o tipo de anomalia presente no reservatório. Neste estudo, o poço analisado foi o poço B. A partir da análise deste poço, verificou-se que a anomalia AVO é do tipo II.

Mesmo com alta concentração de CO₂ comprovada neste poço, esta anomalia é difícil de ser detectada nos dados sísmicos, devido ao baixo contraste de amplitude tanto nos *offsets* próximos, quanto nos *offsets* distantes (intercepto próximo de zero e gradiente baixo e negativo).

Na interseção da *inline* 1 com a *crossline* 2, plotou-se a amplitude pelo *offset* (Figura 44). A primeira observação é que o ângulo máximo é de aproximadamente 27° graus, abaixo do desejado.

A curva obtida a partir do *gather* extraído é a curva vermelha e a curva verde é a aproximação de Aki e Richards (2002) de três termos. O gráfico também mostra uma anomalia do tipo II. Este tipo de anomalia pode ser mapeado em todos os *gather*s analisados próximos da região do poço.

Outro exemplo pode ser visto na Figura 45, ao longo da mesma *inline* com a *crossline* 2, que apresenta o mesmo tipo de anomalia, mas o decréscimo da amplitude é mais acentuado. Isto indica qual a anomalia presente na área.

Na primeira análise, verificou-se que a quantidade máxima de ângulos para o estudo estava relativamente baixa, apresentando um ângulo máximo variando entre 27° e 28° graus para a área selecionada. Por ser um dado adquirido há pouco tempo, era esperado que essa faixa de ângulos fosse maior. Com isso, foi proposto um estudo dos ângulos de incidência, baseado no estudo de iluminação previamente efetuado.

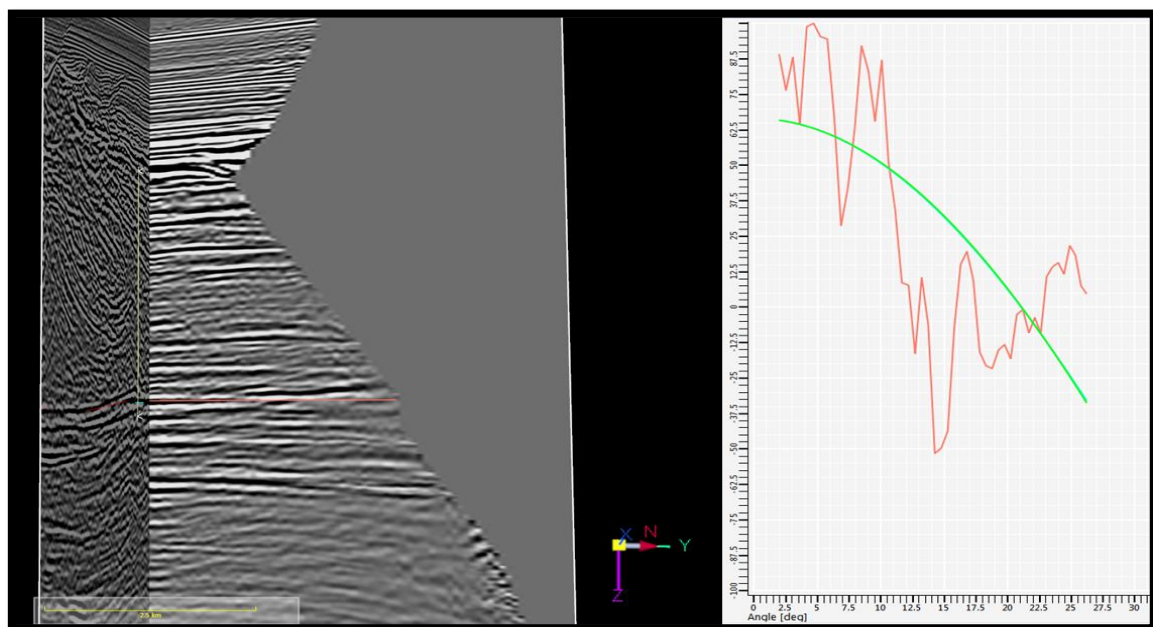


Figura 44: Curva AVO extraída (vermelha) da reflexão referente à base do sal próximo ao poço B, no ponto de cruzamento da *inline* 1 e a *crossline* 1. Em azul a curva da aproximação de Aki e Richards (2002).

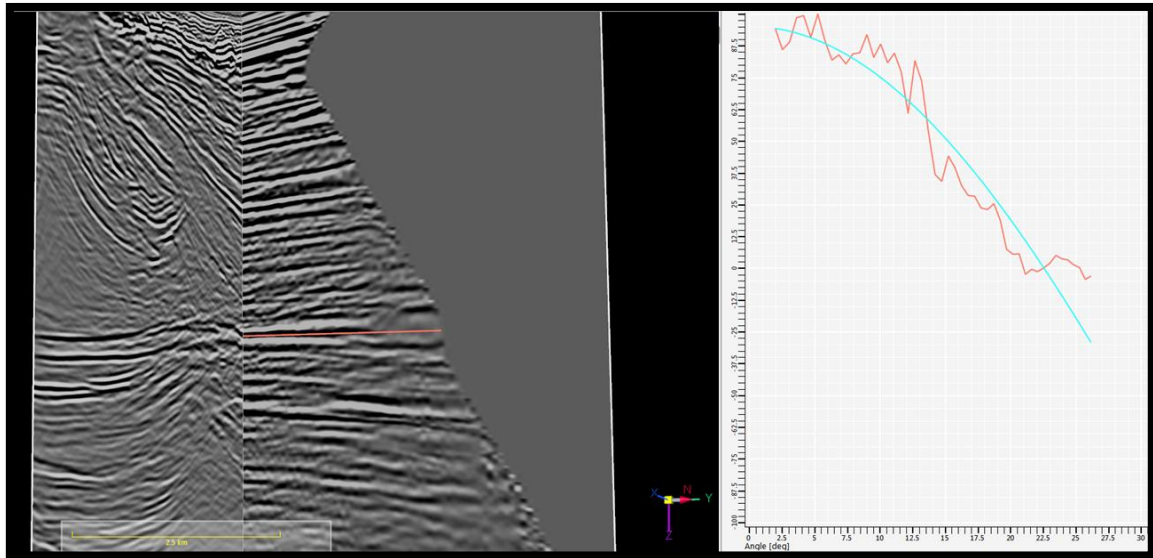


Figura 45: Curva AVO extraída (vermelha) da reflexão referente à base do sal próximo ao poço B, no ponto de cruzamento da *inline* 1 e *crossline* 2. Em azul a curva da aproximação de Aki & Richards (2002).

6. Conclusões

Os resultados obtidos permitirem inferir sobre particularidades dos ambientes de sedimentação, foram relevantes na compreensão das características petrofísicas das rochas reservatório e são fundamentais para uma integração dos dados dos poços com os dados sísmicos.

O estudo de sensibilidade dos parâmetros elásticos teve como objetivo avaliar o potencial da utilização da inversão sísmica para separar as fácies e os tipos de fluido na área de estudo. Também, foi analisado a relação entre os valores de impedância acústica com a porosidade.

As análises elaboradas neste trabalho serviram para dar suporte aos estudos de inversão acústica, à análise de AVO, inversão elástica e identificar as relações entre os parâmetros elásticos e os tipos de fluido.

No estudo de sensibilidade da impedância acústica com relação ao tipo de litologia mostrou uma grande sobreposição das funções de densidade de probabilidades das fácies carbonáticas, ficando evidente a dificuldade de separar as fácies carbonáticas usando apenas os valores de impedância acústica. Isto demonstra que somente o uso da inversão acústica não é possível separar os diferentes tipos de rochas carbonáticas na área de estudo. Por outro lado, a impedância acústica apresentou uma boa correlação com a porosidade nas rochas carbonáticas, principalmente no microbialito e na coquina. Estas propriedades possuem uma relação inversamente proporcional, ou seja, quanto menor a impedância acústica maior a porosidade. Então, a inversão acústica pode ser usada para indicar as regiões de menor impedância acústica, que estarão associadas a áreas mais porosas.

Com relação a análise de AVO, verificou-se a presença de uma anomalia tipo II. Esta anomalia apresenta um intercepte com valores baixos de amplitudes, podendo tanto ser negativo quanto positivo, na seção pós-empilhamento. Isto a torna difícil de ser detectada e mapeada diretamente nos dados sísmicos empilhados. Outra característica da anomalia tipo de II é que o seu gradiente é negativo, ou seja, a amplitude sísmica diminui com o *offset*. Devido à baixa amplitude deste tipo de anomalia, a profundidade do alvo

exploratório e os problemas relacionados com a propagação das ondas sísmicas, tais como a presença de ruídos e os efeitos de atenuação, também é muito difícil de mapeá-las usando os atributos de AVO.

Este trabalho recomenda a utilização da inversão acústica para a identificação de zonas mais porosas, a inversão elástica para a separação do tipo de fluido e, por fim, acredita-se que o uso da análise de AVO não possa trazer muitas contribuições na área de estudo.

7. Referências bibliográficas

- AKI, K. T., & RICHARDS, P. G., 1980. Quantitative Seismology: Theory and Methods (vol. 1). W. H. Freeman and Co.
- ADOLFF, T.; SOBREIRA, A.; TEO, J.; TURNER, J., 2015 Pre-salt Brazil: Acquisition Opportunities, Credit Suisse AG.
- AVSETH, P., JANKE, A., & HORN, F., 2016. AVO inversion in exploration — Key learnings from a Norwegian Sea prospect. *The Leading Edge*, 405-414.
- AVSETH, P., MUKERJI, T. & MAVKO, G., 2005. Quantitative Seismic Interpretation. Cambridge University Press.
- BATZE, M., & Wang, Z., 1992. Seismic properties of pore fluids. *Geophysics*, v. 57, 1396-1408.
- BELLARBY, J., 2009. Well Completion Design. Oxford: Elsevier. Elsevier Science.
- BIOT, M. A., 1956. Theory of Propagation of Elastic Waves in a Fluid-Saturated Porous Solid. *The Journal of the Acoustical Society of America*, v. 28, nº 2, pp. 168-191.
- BIOT, M. A. Generalized theory of acoustic propagation in porous dissipative media. *J. Acoustic Soc. Am.*, v. 34, pp. 1254-1264, 1962.
- BORTFELD, R., 1961. Approximations to the reflection and transmission coefficients of plane longitudinal and transversal waves. *Geophysical Prospecting*, 485-502.
- BUCKLEY, J. D.; BOSENCE, D. W.; ELDERS, C. F., 2015. Tectonic setting and stratigraphic architecture of an Early Cretaceous lacustrine carbonate platform, Sugar Loaf High, Santos Basin, Brazil. *Geological Society, SPECIAL PUBLICATIONS (418)*, pp. 1–17.
- CALLISTER JR, W. D. *Ciência e Engenharia de Materiais: Uma Introdução*. Rio de Janeiro: LTC, 2008.

- CASTAGNA, J. P., BATZLE, M. L., & EASTWOOD, R. L., 1985. Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in clastic silicate rocks. *Geophysics*, v. 50, n° 4, 571–581.
- Chacko, S., 1989. Porosity identification using amplitude variations with offset: examples from south Sumatra. *Geophysics*, v. 54, 942-951.
- CLAYTON, J.L., SPENCER, C.W., KONCZ, I., SZALAY, A., 1990. Origin and migration of hydrocarbon gases and carbon dioxide, Békés Basin, southeastern Hungary, *Organic Geochemistry*, v. 15, n°. 3, pp. 233-247.
- CHOPRA, S., & CASTAGNA, J. P., 2014. *AVO - Investigations in Geophysics*. The Society of Exploration Geophysicists.
- CHOPRA, S., & MARFURT, K. J., 2007. *Seismic Attributes for Prospect Identification and Reservoir Characterization* (No. 11 ed.). SEG Geophysical Developments Series.
- CONNOLLY, P., 1999. Elastic impedance. *The Leading Edge* (18(4)), 438-452.
- DIAS, J. L., 1998. Análise sedimentológica e estratigráfica do andar aptiano em parte da margem leste do Brasil e no platô das Malvinas: considerações sobre as primeiras incursões e ingressões marinhas do Oceano Atlântico Sul Meridional. Tese de doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Porto Alegre.
- DOMENICO, S. N., 1976. Effect of brine-gas mixture on velocity in an unconsolidated sand reservoir. *Geophysics*, 41, pp. 882-894, 1976.
- DUTTA, N. C., & ODÉ, H., 1983. Seismic reflections from a gas-water contact. *Geophysics* (48), pp. 1-2.
- FATTI, J. L., SMITH, G. C., VAIL, P. J., STRAUSS, P. J., & LEVITT, P. R., 1994. Detection of gas in sandstone reservoirs using AVO analysis: A 3-D seismic case history using the Geostack technique. *Geophysics* (59), 1362-1376.

- FRANKIGNOULLE, M., CANON, C., GATTUSO, J.P., 1994. Marine calcification as a source of carbon dioxide: Positive feedback of increasing atmospheric CO₂, *Limnology and Oceanography*, 39(2), 458-462.
- GASSMANN, F., 1951. Über die elastizität poröser medien (96), 1-23.
- GENTIL, V., 2011. *Corrosão* (6^a ed.). Rio de Janeiro: LTC.
- GOODWAY, W., CHEN, T., & DOWNTON, J., 1997. Improved AVO fluid detection and lithology discrimination using Lamé petrophysical Parameters; “Lambda-Rho”, “Mu-Rho”, and “Lambda/Mu fluid stack”, from P and S inversions. 67th Annual international meeting, SEG expanded abstracts, pp. 183-186.
- HAIZLIP, J.R., STOVER, M.M., GARG, S.K., HAKLIDIR, F.S.T. PRINA, N., 2016. Origin and impacts of high concentrations of carbon dioxide in geothermal fluids of Western Turkey, 41st Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, February 22-24.
- HEIDERSBACH, R., 2011. *Materials, in Metallurgy and Corrosion Control in Oil and Gas Production*. Hoboken, NJ, USA: John Wiley & Sons, Inc.
- HILL, R., 1963. Continuum micro-mechanics of elastoplastic polycrystals. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 13(2), pp. 89-101.
- HOLLOWAY, S., PEARCE, J.M., HARDS, V.L., OHSUMI, T., GALE, T., 2006. Natural emissions of CO₂ from the geosphere and their bearing on the geological storage of carbon dioxide. Elsevier.
- ISAAC, J. H., & LAWTON, D. C., 2009. AVO analysis of carbonates. CREWES Research Report, 21.
- KEAREY, P., BROOKS, M., HILL, I. *An introduction to geophysical exploration*, Blackwell Publishing Company, UK, 2002.
- KILLOPS, S.D., ALLIS, R.G., FUNNELL, R.H., 1996. Carbon dioxide generation from coals in Taranaki Basin, New Zealand: implications for Petroleum

Migration in Southeast Asian Tertiary Basins, AAPG Bulletin, V. 80, No.4, p. 545-569.

KIRK, K., 2011. Natural CO₂ flux literature review for the QICS project. British Geological Survey Commissioned Report, CR/11/005. 38pp.

KOEFOD, O., 1962 Reflection and transmission coefficients for plane longitudinal incident waves. Geophysical Prospect (10), pp. 304-351.

LI, Y., DOWNTON, J., GOODWAY, B., 2003. Recent applications of AVO to carbonate reservoirs in the Western Canadian Sedimentary Basin. The Leading Edge, 22, 670-674.

LI, Y., ZHANG, L., WANG, S., SHI, S., & CUI, X., 2016. Hydrocarbon detection for Ordovician carbonate reservoir using amplitude variation with offset and spectral decomposition. Interpretation, 4, N°3, SN11-SN30.

MAVKO, G. M., MUKERJI, T., & DVORKIN, J., 2009. The rock physics handbook: tools for seismic analysis of porous media (2^a ed.). Cambridge University Press.

MAVKO, G., & MUKERJI, T., 1998. Sounds on low-frequency seismic velocities in partially saturated rocks. Geophysics, 63(3), 918-924.

MAVKO, G., MUKERJI, T., & DVORKIN, J., 1998. Rock Physics Handbook. Cambridge University Press.

MOREIRA, J. L. P.; MADEIRA, C. V.; GIL, J. A.; MACHADO, M. A. P., 2007. Bacia de Santos. Boletim de Geociencias da Petrobras, v. 15, n. 2, p. 531-549.

MÜLLER, N., ELSHAHAWI, H., DONG, C., MULLINS, O. C., FLANNERY, M., ARDILA, M., WINHEBER, P., MCDADE, E. C., 2006. Quantification of carbon dioxide using downhole Wireline formation tester measurements, SPE Annual Technical Conference and Exhibition in San Antonio, Texas, USA.

- NAVEIRO, J. T., 2012. Presença de CO₂ em projetos de desenvolvimento de campos de petróleo: arcabouço teórico e estudo de caso. Dissertação de Mestrado PUC-RJ, Departamento de Engenharia Mecânica.
- OLIVEIRA, J. J. M.; 2015. O problema da corrosão por nos tubos de produção de poços localizados na província do pré-sal. Monografia (Pós Graduação) – UCL – Faculdade do Centro Leste, Curso de Especialização em Engenharia de Petróleo e Gás Natural.
- OSTRANDER, W. J., 1984. Plane-wave reflection coefficients for gas sands at non-normal angles of incidence. *Geophysics*, 49, 1637-1648.
- PRIDE, S. R., BERRYMAN, J. G., & HARRIS, J. M., 2004. Seismic attenuation due to wave-induced flow. *Journal of Geophysical Research*, 109, B01201.
- RAFAVICH, F., KENDALL, C. H., & TODD, T. P. The relationship between acoustic properties and the petrographic character of carbonate rocks. *Geophysics* (49), 1622-1636, 1984.
- RAVAZZOLLI, C. L. & GÓMEZ, J. L., 2014. Seismic Reflectivity in Carbon Dioxide Accumulations: A Review, CO₂ Sequestration and Valorization, 343-363.
- REUSS, A., 1929. Berechnung der Fließgrenzen von Mischkristallen. *Z. Angew. Math. Mech.*, 9, 49-58.
- RICHARDS, P. G., & FRASIER, C. W., 1976. Scattering of elastic waves from depth-dependent inhomogeneities. *Geophysics*, pp. 441-458.
- RUBINO, J. G., RAVAZZOLI, C. L., & SANTOS, J. E., 2009. Equivalent viscoelastic solids for heterogeneous fluid-saturated porous rocks. *Geophysics*, 74(1), N1-N13.
- RUSSELL, B., 2010. Makins sense of all that AVO and inversion stuff. Apresentação "The Milton Dobrin Lecture", Hampson-Russell, CGGVeritas Company.

- RUTHERFORD, S. R., & WILLIAMS, R. H., 1989. Amplitude-versus-offset variations in gas sands. *Geophysics*, 54, 680-688.
- SANTOS NETO, E.V., CERQUEIRA, J.R., PRINZHOFER, A., 2012. Origin of CO₂ in Brazilian Basins, AAPG.
- SCHEEVEL, J.R., DOMINGOS, F., NOGUEIRA, J., FERNANDES, M., SKANDER, L., COSTA, L., LOMANDO, A.J., KIENAST, V., 2004. Analysis and modeling of fracture-enhanced production in lacustrine carbonate reservoirs at Kambala Field, Cabinda Province, Angola, West Africa (abs.). AAPG Hedb. Res. Conf. 8–11.
- SIMM, R. & BACON, M., 2014, *Seismic Amplitude: An Interpreter's Handbook*, Cambridge University Press.
- SHARMA, R., SRIVASTAVA, P. K., 2014. Hydrothermal Fluids of Magmatic Origin, from book: *Modelling of magmatic and Allied Processes*, pp.181-208, Society of Earth Scientists Series.
- SHUEY, R., 1985. A simplification of the Zoeppritz equations. *Geophysics*, 50, 609-614.
- SMITH, G., & GIDLOW, P., 1987. Weighted stacking for rock property estimation and detection of gas. *Geophysical Prospecting*, 35, 993-1014.
- TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E., 1976. *Applied Geophysics*. [S.I.]: Cambridge University Press.
- THRASHER, J., FLEET, A. J., 1995. Predicting the risk of carbon dioxide pollution in petroleum reservoirs. In: *Organic Geochemistry: Developments and Applications to Energy, Climate, Environment and Human History*, Select papers from the 17th International Meeting on Organic Geochemistry 4th-8th September 1995, Donostia San Sebastián, The Basque Country, Spain, pp.1086-1088.
- VAZ, C. E., MAIA, L. P., & SANTOS, W. G., 2011. Tecnologia da Indústria do Gás Natural. Em L. Barki, *Avaliação da Corrosividade do Enxofre*

Elementar em Linhas de Produção e Transporte de Gás Natural. Rio de Janeiro: Editora Blucher e Petrobras.

WICHERLEY, H., FLEET, A., SHAW, H., 1999. Some observations on the origins of large volumes of carbon dioxide accumulations in sedimentary basins. *Marine and Petroleum Geology*, 16, 489-494,

WHITE, J., 1975. Computed seismic speeds and attenuation in rocks with partial gas saturation. *Geophysics* (40 (2)), pp. 224-232.