

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

ANA CARLA DOS SANTOS PINHEIRO

**INTERPRETAÇÃO DE LITOLOGIAS E CLASSIFICAÇÃO DE
ELETROFÁCIES A PARTIR DE PERFIS DE POÇOS NO INTERVALO
EOCENO DO CAMPO DE JUBARTE, BACIA DE CAMPOS**

NITERÓI - RJ
2024

ANA CARLA DOS SANTOS PINHEIRO

**INTERPRETAÇÃO DE LITOLOGIAS E CLASSIFICAÇÃO DE
ELETROFÁCIES A PARTIR DE PERFIS DE POÇOS NO INTERVALO
EOCENO DO CAMPO DE JUBARTE, BACIA DE CAMPOS**

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 Geofísica e Geologia

Orientador: Prof. Dr. Francisco Romério Abrantes Júnior

Coorientador: Prof. Dr. Wagner Moreira Lupinacci

NITEROI - RJ
2024

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG
Gerada com informações fornecidas pelo autor

P654i Pinheiro, Ana Carla dos Santos
Interpretação de litologias e classificação de
eletrofácies a partir de perfis de poços no intervalo Eoceno
do Campo de Jubarte, Bacia de Campos / Ana Carla dos Santos
Pinheiro. - 2024.
104 f.: il.

Orientador: Francisco Romério Abrantes Júnior.
Coorientador: Wagner Moreira Lupinacci.
Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense,
Instituto de Geociências, Niterói, 2024.

1. Petrofísica. 2. Classificação de eletrofácies. 3.
Turbidito. 4. Bacia de Campos. 5. Produção intelectual. I.
Abrantes Júnior, Francisco Romério, orientador. II.
Lupinacci, Wagner Moreira, coorientador. III. Universidade
Federal Fluminense. Instituto de Geociências. IV. Título.

CDD - XXX

ANA CARLA DOS SANTOS PINHEIRO

**INTERPRETAÇÃO DE LITOLOGIAS E CLASSIFICAÇÃO DE
ELETROFÁCIES A PARTIR DE PERFIS DE POÇOS NO INTERVALO
EOCENO DO CAMPO DE JUBARTE, BACIA DE CAMPOS**

Aprovada em _____ de _____ de _____.

BANCA EXAMINADORA

Dr. Roberto Salvador Francisco d'Ávila
Petrobras

Dra. Danielle Schemiko
UFF – Universidade Federal Fluminense

Prof. Dr. Antonio Fernando Menezes Freire
UFF – Universidade Federal Fluminense

Prof. Dr. Wagner Moreira Lupinacci
UFF – Universidade Federal Fluminense

Prof. Dr. Francisco Romério Abrantes Júnior
UFF – Universidade Federal Fluminense

NITEROI - RJ
2024

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Deus por tudo que Ele é e por tudo que faz em minha vida.

Neste momento de gratidão, é impossível não reconhecer o papel fundamental que o amor desempenhou em minha jornada acadêmica. O amor, em suas diversas manifestações - seja o amor incondicional da família, a amizade sincera dos colegas, a pureza de uma gatinha ou o apoio gentil dos mentores - foi a força por trás de cada passo dado nesta caminhada.

Desejo expressar minha mais profunda gratidão à minha família. Seu apoio incondicional foi a âncora que me sustentou durante os desafios e as jornadas emocionais desta pesquisa. A minha avó, que sempre trabalhou muito para dar o melhor para seus netos e foi a pessoa mais guerreira que já conheci, orientando que tudo é possível com muita dedicação e força de vontade, suas palavras de estímulo e seus abraços calorosos foram o conforto que eu precisava nos momentos de dúvida e exaustão. Aos meus pais, expresso minha eterna gratidão por seu constante encorajamento, sacrifício e crença inabalável em mim. Aos meus irmãos, que são os maiores presentes que ganhei na vida, agradeço por serem minha fonte de inspiração e por compartilharem comigo as alegrias e os desafios da vida acadêmica. Ao meu companheiro e melhor amigo, que esteve ao meu lado me tranquilizando, incentivando e dando apoio incondicional durante os altos e baixos deste caminho acadêmico. Cada um de vocês desempenhou um papel fundamental na minha jornada, e por isso, meu coração transborda de gratidão por ter uma família tão maravilhosa ao meu lado.

À Cake, minha filha de quatro patas, que ao longo de oito anos me mostrou a mais pura e inocente forma de amar. Você trouxe alegria, acolhimento e um amor incondicional para minha vida.

Gostaria de deixar meu agradecimento também ao meu orientador, Prof. Dr. Francisco Abrantes, pelo conhecimento compartilhado e por todo apoio ao longo deste trabalho. A atenção e paciência foram determinantes para a execução desta pesquisa.

Ao meu coorientador, Prof. Dr. Wagner Lupinacci, sendo essencial na minha trajetória na UFF. Por toda sua ajuda e pelas oportunidades que me proporcionou desde a graduação. Sua participação em meu crescimento acadêmico e profissional foi fundamental para alcançar este marco.

Ao professor, Prof. Dr. Fernando Freire, sou grata pela confiança em meu trabalho e pelos ensinamentos que gentilmente proporcionou.

Gostaria de expressar minha sincera gratidão à incrível equipe de Projeto Modelagem que contribuiu para o sucesso desta pesquisa, em especial ao Leonardo Viana, Anderson Franco, Mario Martins e Fábio Júnior Fernandes. Cada membro trouxe consigo uma combinação única de habilidades, perspectivas e energia, enriquecendo assim o processo de colaboração. Aos meus amigos do GIECAR, que sempre em momentos de incertezas, clarearam minha mente e inspiraram, mesmo com simples conversas, pois a felicidade só é verdadeira se for compartilhada. Em especial aos amigos Bruna Maia, Fabia Bobco, Jorge Nadir e Eloíse Policarpo.

Estendo os agradecimentos a ANP/BDEP por disponibilizar os dados utilizados e a SLB pelos programas e licenças acadêmicas que permitiram a realização deste trabalho.

A todos os funcionários da UFF por proporcionarem um ambiente propício para todos os estudantes.

RESUMO

A Bacia de Campos é uma importante área de produção e exploração de óleo e gás. Durante muitos anos, os turbiditos foram importantes para o contexto de produção no Brasil. Neste estudo foram analisadas as respostas dos perfis de poços nas litologias das formações Carapebus e Ubatuba de idade Eocênica, localizados no Campo de Jubarte, a fim de interpretar e compreender a distribuição das eletrofácies. Uma dificuldade encontrada na área é a presença de feldspato presente nos reservatórios turbidíticos. Os perfis de poços são ferramentas indispensáveis para a caracterização de propriedades de um reservatório pelo fato de proporcionarem padrões para a correlação entre poços vizinhos, confecção de mapas geológicos e definição da geometria dos corpos e ambientes de sedimentação. Estes foram de grande importância para a análise e interpretação das eletrofácies. Além disso, foram feitos os cálculos petrofísicos e análise da impedância acústica para a correlação de poços, a fim de compreender o sistema turbidítico do Campo de Jubarte. Devido a presença de arenitos arcóseos, para a estimativa do cálculo de volume de argila, não é indicado utilizar os perfis de raios gama, já que este perfil sofre muita influência com a presença de feldspato. Porém, esse perfil foi uma curva chave para classificação dos calcilutitos e das margas. Além disso, os perfis de poços combinados com a impedância acústica ajudaram na correlação de poços e na interpretação de sete intervalos, os quais apresentaram características que serviram como base para a geração de dois modelos deposicionais.

Palavras chaves: Bacia de Campos, Campo de Jubarte, pós-sal, petrofísica, turbidito.

ABSTRACT

The Campos Basin is an important area for oil and gas production and exploration. For many years, turbidites have been crucial in the production context in Brazil. This study analyzed well log responses in the Carapebus and Ubatuba formations of Eocene age, located in the Jubarte Field, to interpret and understand the distribution of electrofacies. A challenge in the area is the presence of feldspar in turbidite reservoirs. Well logs are indispensable tools for characterizing reservoir properties, providing patterns for well-to-well correlation, creating geological maps, and defining the geometry of sedimentary bodies and environments. They were of great importance for the analysis and interpretation of electrofacies. Additionally, petrophysical calculations and analysis of acoustic impedance were conducted for well correlation to understand the turbidite system of the Jubarte Field. Due to the presence of arkosic sandstones, gamma ray logs are not suitable for estimating clay volume, as they are significantly affected by feldspar. However, this log was crucial for classifying calcilutites and marls. Furthermore, well logs combined with acoustic impedance assisted in well correlation and the interpretation of seven intervals, which exhibited characteristics serving as the basis for generating two depositional models.

Keywords: Campos Basin, Jubarte Field, pos-sal, petrophysics, turbidict.

SUMÁRIO

1.	Introdução	16
1.1.	Apresentação	16
1.2.	Área de Estudo	17
1.2.1.	Novo Campo de Jubarte	18
1.3.	Objetivos	19
2.	Contexto Geológico: A Bacia de Campos	20
2.1.	Aspectos gerais	20
2.2.	Litoestratigrafia	20
2.2.1.	Formação Carapebus	24
2.3.	Evolução Tectonoestratigráfica	28
2.4.	Sistema Petrolífero da Bacia de Campos	31
2.4.1.	Geração e Migração	32
2.4.2.	Rochas Reservatórios	33
2.4.3.	Rochas Selantes	34
2.4.4.	Trapas	34
3.	Fundamentação Teórica	35
3.1.	Depósitos Turbidíticos	35
3.2.	Perfis Geofísicos de poço	40
3.2.1.	Perfil Densidade (RHOB)	41
3.2.2.	Perfil Densidade Neutrão (NPHI)	42
3.2.3.	Perfil Sônico (DTCO)	44
3.2.4.	Perfil de Resistividade (LLD)	46
3.3.	Eletrofácies	47
3.4.	Inversão Sísmica	48

3.4.1.	Modelo Convolutacional	50
3.4.2.	Impedância acústica	51
3.4.3.	Estimativa do pulso sísmico	52
3.4.4.	Utilização e vantagens da inversão sísmica	53
3.4.5.	Tipos de inversão sísmica	54
3.4.5.	Inversão baseada em modelo	55
4.	Metodologia	59
4.1.	Carregamento e controle de dados	61
4.2.	Perfil DRDN	61
4.3.	Eletrofácies	62
4.4.	Petrofísica	63
4.4.1.	Estimativa de Volume de Argila	63
4.4.2.	Porosidade Total e Efetiva	64
4.4.3.	Saturação de Água	65
4.5.	Caracterização sísmica e mapas de atributos	66
5.	Resultados	68
5.1.	Análise dos perfis de poços	68
5.2.	Avaliação Petrofísica e reinterpretação das litologias	76
5.3.	Individualização dos Sistemas Turbidíticos Eocênicos	80
5.4.	Caracterização sísmica do intervalo Eoceno	85
5.4.1.	Seções de atributos	85
6.	Discussão	89
6.1.	Eletrofácies turbidíticas da Formação Carapebus	89
6.2.	Inversão sísmica e sistema deposicional	91
6.2.	Modelo Depositional	94

7. Conclusões	98
8. Referências	100

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Mapa da localização dos campos petrolíferos do Parque das Baleias e dos poços utilizado no trabalho.	18
Figura 2: Histórico de produção de petróleo do Campo de Jubarte, em bbl/dia (ANP, 2016).....	19
Figura 3: Carta Estratigráfica da Bacia de Campos (Winter <i>et al.</i> , 2007).....	21
Figura 4: Distribuição de fácies sedimentares depositadas na superfície do fundo marinho recente da Bacia de Campos, na região adjacente ao Cânion Almirante Câmara. A área mapeada apresenta a plataforma continental (PC), o talude continental (TC), Platô de São Paulo. Adaptado de (Machado <i>et al.</i> , 2004) e (Winter <i>et al.</i> , 2007).	25
Figura 5: Fácies sedimentares do fundo marinho da Bacia de Campos (Machado <i>et al.</i> , 2004).	27
Figura 6: Reconstrução paleogeográfica das sequências sin-rite, transicional evaporítica e plataforma carbonática na plataforma continental brasileira (Chang <i>et al.</i> , 1992).	29
Figura 7: Seção geológica regional da Bacia de Campos (Guardado <i>et al.</i> , 2000) mostrando as principais estruturas do embasamento e da tectônica salífera e as sequências estratigráficas.	32
Figura 8: Modelo esquemático de uma corrente de turbidez, notar as subdivisões (cabeça, corpo e cauda) e a existência de dois fluxos diferentes, o primeiro na base (laminar) e o segundo no topo (turbulento) (Adaptado de Postma <i>et al.</i> , 1983).	35
Figura 9: Coluna estratigráfica típica dos turbiditos divididos pelo tipo de canal. (A) Complexo de canais discretos, (B) Complexo de canais amalgamados e (C) Complexos de lobos (Moraes <i>et al.</i> , 2006).	37
Figura 10: A sequência de Bouma e os mecanismos de deposição inferidos para os intervalos Ta e Te para uma corrente de turbidez de baixa densidade desacelerante (figura modificada de Pickering <i>et al.</i> 1986, incorporando conceitos de Lowe, 1982; Mutti, 1992).	37

Figura 11: Padrão deposicional ideal para uma corrente de turbidez de alta frequência (modificado de Mutti <i>et al.</i> , 1999).....	39
Figura 12: Fácies turbidíticas de uma corrente de turbidez ideal (Modificado de Mutti, 1992). Retirado de Pires (1993).	40
Figura 13: Respostas típicas para o perfil de densidade em algumas litologias (Rider, 2002).	42
Figura 14: Respostas típicas do perfil neutrão em algumas litologias (Rider, 2002).	44
Figura 15: Intervalos de velocidades e de tempo de trânsito das principais litologias (Rider, 2002).	45
Figura 16: Perfil de resistividade e algumas respostas típicas (Rider, 2002)..	47
Figura 17: Fluxograma apresentando roteiro para a caracterização de eletrofácies.	48
Figura 18: Modelo Direto e Inversão (Barclay <i>et al.</i> , 2008).....	49
Figura 19: Modelo Convolucional. Modificado de Simm & Bacon (2014).	51
Figura 20: O modelo convolucional do traço sísmico e a transformada de Fourier da função refletividade, do pulso sísmico, do ruído e do traço sísmico (Lupinacci, 2014).....	53
Figura 21: Subdivisão de alguns tipos de inversão sísmica.....	55
Figura 22: Fluxograma para a técnica de inversão determinística <i>model-based</i>	56
Figura 23: Exemplo de validação da inversão com uso de poço cego. Comparação do resultado da impedância invertida com a impedância calculada a partir dos perfis de poços (after Bach <i>et al.</i> , 2000 em Simm & Bacon, 2014)	58
Figura 24: Fluxograma para caracterização dos reservatórios do Eoceno da Bacia de Campos.	59
Figura 25: Método de <i>PicketPlot</i> utilizado na determinação da resistividade da água (R_w). (Fonte: Modificado de Ellis e Singer (2008).	66

Figura 26: Modelo de baixa frequência de 6Hz para a impedância-P dos poços utilizados na modelagem.....	67
Figura 27: Perfis do poço 1-BRSA-192-ESS.	72
Figura 28: Perfis do poço 3-BRSA-240-ESS.	73
Figura 29: Histograma dos perfis: A) Raios Gama; B) Densidade; C) Fator Fotoelétrico; D) Sônico.	74
Figura 30: Gráfico diagnóstico <i>Pickett Plot</i> do poço 1-BRSA-192-ESS para verificar a resistividade da água de formação.	77
Figura 31: Gráfico diagnóstico <i>Pickett Plot</i> do poço 3-BRSA-240-ESS para verificar a resistividade da água de formação.	77
Figura 32: Resultado dos cálculos petrofísicos para o poço 1-BRSA-192-ESS.	78
Figura 33: Perfil de <i>net pay</i> para o poço 3-BRSA-240-ESS.....	79
Figura 34: Horizonte Marcador Eoceno com o atributo de similaridade, com indicações das seções estudadas.	80
Figura 35: Correlação dos poços 1-BRSA-108A-ESS, 4-BRSA-291D-ESS, 1-BRSA-192-ESS, 3-BRSA-240-ESS e 6-BRSA-497-ESS na seção 1 (SSW-NNE)....	83
Figura 36: Correlação dos poços 3-BRSA-168-ESS, 1-BRSA-108A-ESS e 4-BRSA-420-ESS na seção 2 (WNW-ESSE).	84
Figura 37: Seção 1 interpretada com os marcadores, as principais falhas e com os poços 1-BRSA-108A-ESS, 4-BRSA-291D-ESS, 1-BRSA192-ESS, 3-BRSA-240-ESS e 6-BRSA-497-ESS.....	87
Figura 38: Seção 2 interpretada com os marcadores, as principais falhas e com os poços 3-BRSA-168-ESS, 1-BRSA-108A-ESS e 4-BRSA-420-ESS.	88
Figura 39: Relação litologia e impedância acústica para diferentes proporções de arenitos, folhelhos e carbonatos na sucessão estudada.	90
Figura 40: Relação da impedância acústica e o sistema deposicional turbidítico classificado por Mutti (1992).....	93

Figura 41: Modelo para corrente de turbidez de alta/moderada densidade representando o intervalo Eoceno 5, onde foi associado o comportamento caótico de IP a complexos canais submarinos formados por conjuntos de canais amalgamados. A NNE observa-se um comportamento retilíneo e contínuo da IP, sendo associada a região de espraçamento dos leques.96

Figura 42: Modelo para corrente de turbidez de moderada/baixa densidade representando o intervalo Eoceno 7, onde o comportamento da IP foi associado com estratos mais retilíneos com boa continuidade lateral. Neste modelo, a ocorrência de arenitos é menor, devido a intensa sedimentação carbonática.97

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Valores típicos para arenitos e carbonatos limpos. Fonte: Modificado de Kearey <i>et al.</i> (2009).....	47
Tabela 2: Relação dos perfis para cada poço.....	60
Tabela 3: Valores utilizados nos perfis GR, RHOB e PEF para a identificação das litologias.....	62

1. Introdução

1.1. Apresentação

Durante muitos anos, os reservatórios turbidíticos do pós-sal foram os principais do país, sendo importantes para o contexto de produção do Brasil (ANP, 2017). A Bacia de Campos tem o histórico de exploração iniciado no final da década de 1950, quando a Petrobras realizou uma campanha para aquisição de dados sísmicos bidimensionais em águas rasas. Em 1974, após o início de uma campanha de perfuração de poços, foi descoberto o campo de Garoupa em carbonatos do Albiano pelo poço 1-RJS-9A-RJ. Ainda nessa época, diversos campos foram descobertos nas águas rasas em diferentes *plays* exploratórios, como exemplo o campo de Enchova em arenitos do Eoceno (ANP, 2017). Após a aquisição de dados sísmicos em águas profundas, no início da década de 1980, uma campanha de perfuração de poços culminou com a descoberta de campos gigantes em *plays* turbidíticos em diferentes níveis cronoestratigráficos. A Bacia de Campos foi marcada pelas descobertas de arenitos turbidíticos e o investimento na perfuração de poços em águas profundas. Esses depósitos turbidíticos de águas profundas têm sido constantemente investigados visando um maior detalhamento de suas características sedimentares e petrofísicas, a fim de estabelecer modelos geológicos concisos que contribuam na previsibilidade de geometria e distribuição de reservatórios.

A petrofísica tem uma função fundamental em todas as aplicações de geociências, engenharia de petróleo e tecnologias relacionadas, indicando as propriedades físicas e químicas fundamentais do sistema petrolífero, que incluem as características das rochas reservatórios, como permo-porosidade e tipos de fluidos. As propriedades de reservatórios são informações cruciais para a exploração e produção de hidrocarbonetos, sendo os perfis de poços essenciais para a avaliação destas, auxiliando na estimativa do volume de argila, porosidade, permeabilidade, saturação em água e *net-pay*. Essa área ajuda a entender os processos e propriedades de controle e a criar relações entre parâmetros, contribuindo na avaliação de reservas de hidrocarbonetos, no planejamento para a conclusão de poços e na otimização das operações de produção durante a vida do reservatório (Schön, 2015).

O Complexo do Parque das Baleias na Bacia de Campos foi importante para a fronteira exploratória dentro do contexto de arenitos turbidíticos no Brasil e no mundo (Fortanelli, 2009). Uma das grandes questões relacionadas às propriedades petrofísicas das sucessões turbidíticas das bacias marginais do sudeste brasileiro está na diferenciação de litologias a partir de perfis básicos como o de raios gama, que é comprometido nesta área pelo caráter arcoseano dos arenitos (exibindo sinais semelhantes aos folhelhos radioativos ricos em matéria orgânica). Essa pesquisa teve como objetivo a identificação das principais litologias da Formação Carapebus e Ubatuba, a fim de ajudar no melhor entendimento das variações litoestratigráficas da sucessão de idade Eoceno. Além de colaborar na discussão de importantes características das eletrofácies que ajudam na caracterização geológica da Bacia de Campos, contribuindo significativamente na compreensão dos reservatórios siliciclásticos turbidíticos.

1.2. Área de Estudo

A área de estudo deste trabalho é o complexo petrolífero do Parque das Baleias, localizado a 80 km da costa do Estado do Espírito Santo, na porção norte da Bacia de Campos, com cotas batimétricas variando de 1200 a 1500 metros (Pereira e Luparelli, 2015). É subdividido em seis campos: Cachalote, Baleia Anã, Jubarte, Caxaréu e Pirambu, totalizando uma área aproximada de 70 km² (Paiva, 2019). Em abril de 2019, a ANP (Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis), em um acordo com a Petrobras, redefiniu a distribuição dos campos do Parque das Baleias. Uma das principais mudanças foi o Novo Campo de Jubarte, formado pelo campo de Baleia Azul anexado ao de Jubarte (Figura 1). Os principais reservatórios estudados neste trabalho são corpos turbidíticos da Formação Carapebus no Campo de Jubarte, de idade Eoceno (ANP 2017).

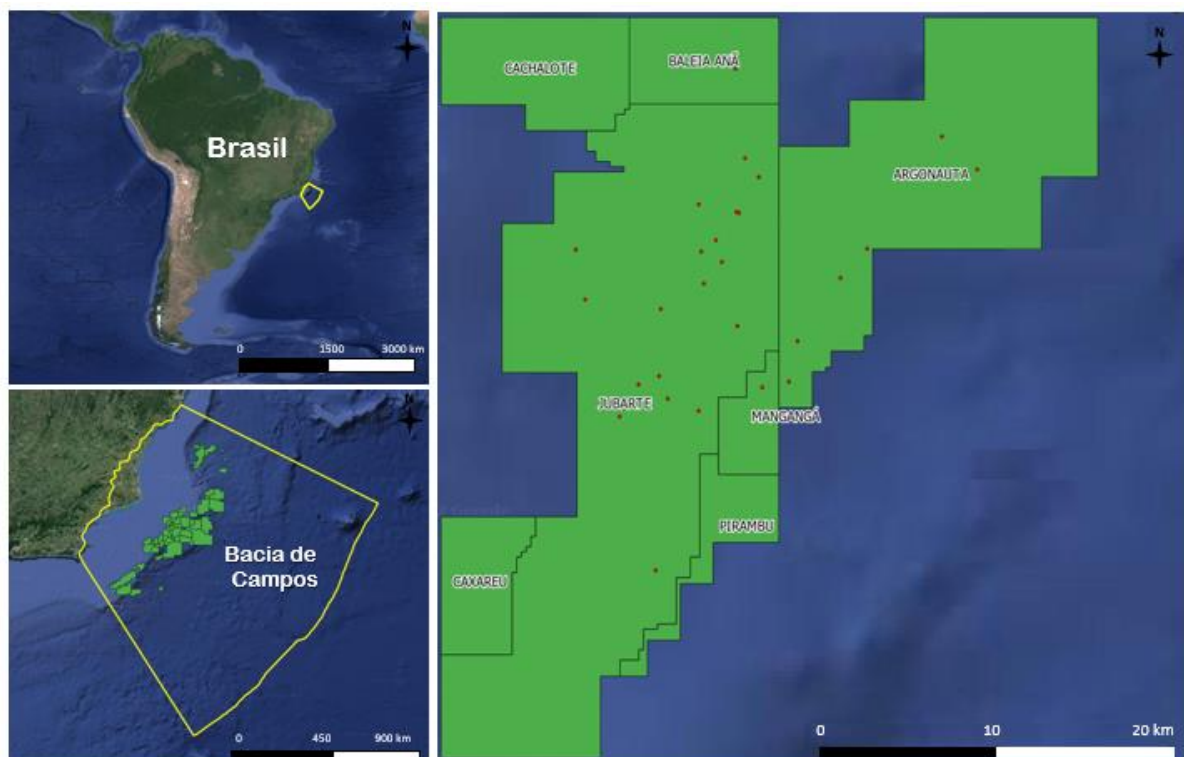


Figura 1: Mapa da localização dos campos petrolíferos do Parque das Baleias e dos poços utilizado no trabalho.

1.2.1. Novo Campo de Jubarte

O Campo de Jubarte está localizado na costa do Espírito Santo, no Município de Anchieta, entre cotas batimétricas de 1240 a 1500 metros (Figura 1). Em janeiro de 2001, ocorreu a descoberta das reservas de petróleo do Campo de Jubarte com o poço 1-BRSA-33-ESS (1-ESS-100) e em 2002 se iniciou a produção de óleo no Pós-sal. Os reservatórios são majoritariamente arenitos turbidíticos de ambiente deposicional marinho profundo, com idades do Santoniano ao Oligoceno Superior. Estes reservatórios possuem boas características permo-porosas.

Os avanços da produção de óleo se intensificaram e o Campo de Jubarte se tornou em 2019 o terceiro maior campo produtor de petróleo do Brasil, com 247 Mbbl/d (ANP, 2019). O histórico de produção do campo até 2015 é ilustrado na Figura 2.

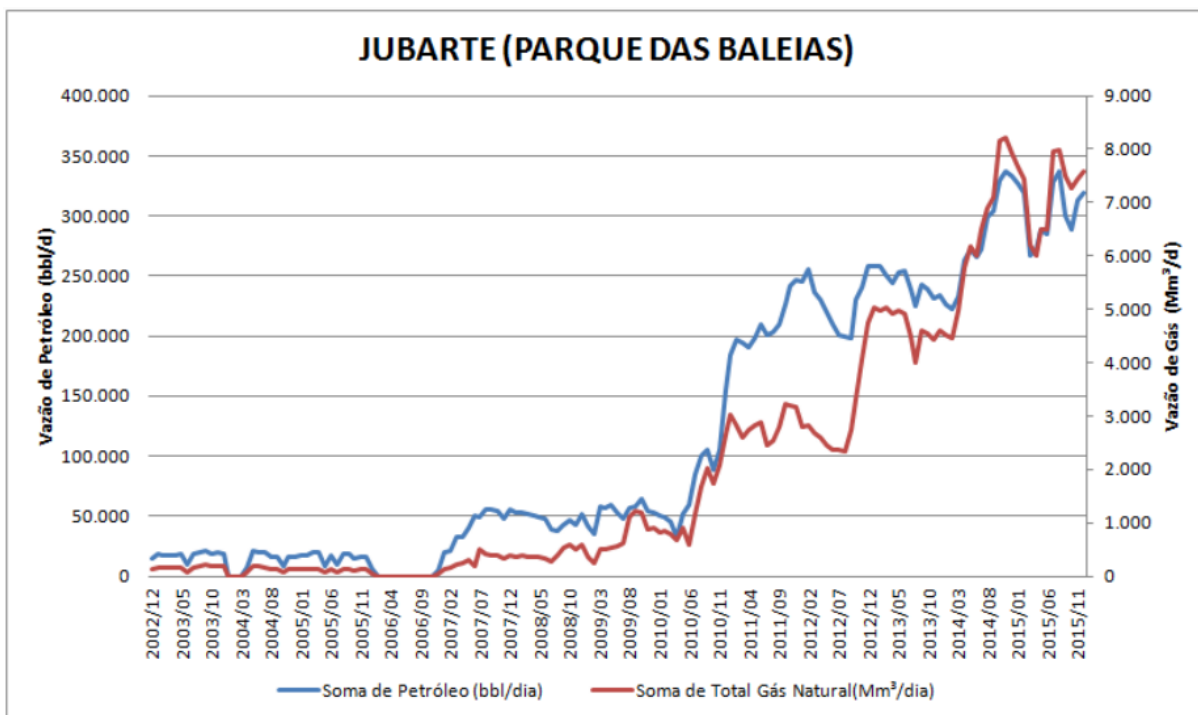


Figura 2: Histórico de produção de petróleo do Campo de Jubarte, em bbl/dia (ANP, 2016).

1.3. Objetivos

O objetivo deste trabalho foi interpretar as principais fácies litológicas presentes na Formação Carapebus do Parque das Baleias, Bacia de Campos, utilizando perfis de poços. Além disso, foi feito um estudo de avaliação petrofísica e inversão acústica para caracterizar os intervalos eocênicos. Os objetivos específicos desta pesquisa envolveram: (i) caracterização e interpretação das litologias; (ii) estimativas das propriedades de reservatório; (iii) interpretação das seções sísmicas geradas pela inversão sísmica no intervalo do Eoceno das formações Carapebus e Ubatuba; e (iv) construção de um modelo geológico simplificado de distribuição de eletrofácies.

2. Contexto Geológico: A Bacia de Campos

2.1. Aspectos gerais

A Bacia de Campos está localizada na Margem Leste Brasileira, região Sudeste do Brasil, em águas territoriais entre os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo. Esta bacia possui uma área de aproximadamente 169.000km^2 (ANP, 2022). Seus limites são configurados a norte pelo Arco de Vitória, com a Bacia do Espírito Santo, ao sul pelo Alto de Cabo Frio, com a Bacia de Santos, a oeste pelos afloramentos de rochas ígneas e metamórficas pertencentes à Faixa Ribeira que compõem seu embasamento, e a leste pelo acunhamento dos sedimentos em direção à planície abissal oceânica (Castro e Picolini, 2015). Além disso, a Bacia de Campos, atualmente contém 61 campos petrolíferos descobertos e 3524 poços perfurados, sendo 1251 exploratórios (SIGEP, Agosto/2022).

2.2. Litoestratigrafia

A Bacia de Campos está dividida litoestratigraficamente em três grandes grupos que recobrem as ígneas da Formação Cabiúnas (Figura 3): (i) Grupo Lagoa Feia; (ii) Grupo Macaé; e (iii) Grupo Campos. A Formação Cabiúnas inclui basaltos toleíticos a subalcalinos e rochas vulcanoclásticas, como brechas e tufos. Esses litotipos se organizam em ciclos métricos com basaltos na base, brechas na porção intermediária e tufos no topo (Mizusakiet *al.*, 1988).

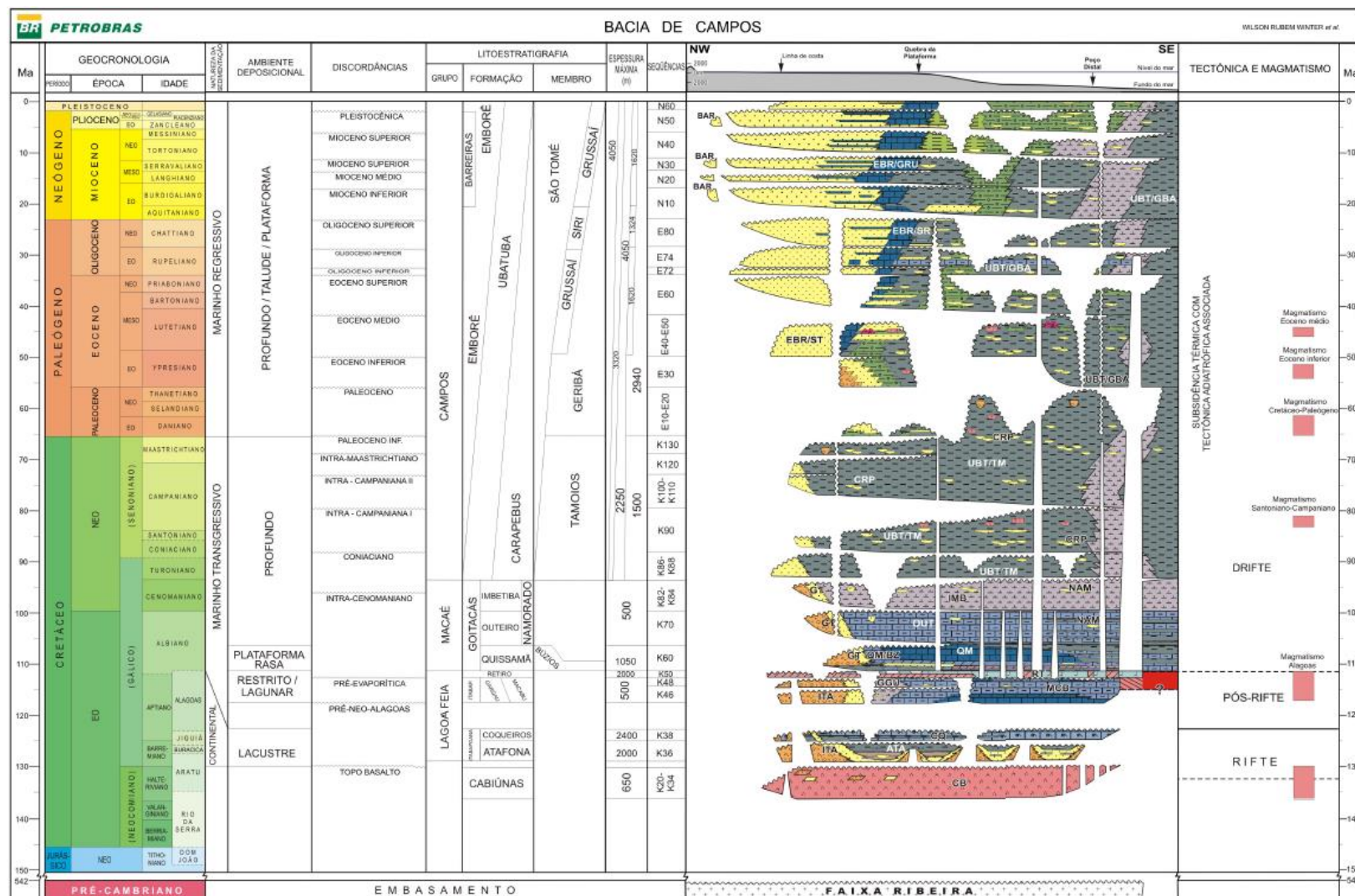


Figura 3: Carta Estratigráfica da Bacia de Campos (Winter et al., 2007).

Acima dessa unidade, ocorre o Grupo Lagoa Feia que é atualmente composto pelas formações Coqueiros e Retiro, definidas por Rangel *et al* (1994) e Itabapoana, Atafona, Gargaú e Macabu, definidas por Winter *et al* (2007). Compreende rochas de naturezas diversas, como conglomerados polimíticos, arenitos com estratificação cruzada, carbonatos lacustres e folhelhos.

A Formação Itabapoana é composta por depósitos de leques deltaicos e fluviais, que incluem conglomerados e arenitos maciços, laminados ou com estratificação cruzada, de cor avermelhada, ricos em fragmentos de basalto, quartzo e feldspato, geralmente compondo ciclos de afinamento com rochas pelíticas no topo. Associados a esses depósitos, são encontrados arenitos de granulometria fina, com laminação horizontal, além de marcas de ondas. Nas áreas marginais são encontrados argilitos e folhelhos avermelhados com marcas de dissecação. Os depósitos lacustres apresentam fácies proximais (calcarenitos bioclásticos, calcilutitos, siltitos e folhelhos) e distais (margas, calcilutitos e folhelhos escuros carbonosos) (Guardado *et al.*, 1989).

A Formação Atafona é composta predominantemente de depósitos lacustres, que apresentam arenitos, siltitos e folhelhos ricos em matéria orgânica. O Folhelho Buricaca é considerado um importante gerador de hidrocarbonetos. A Formação Coqueiros possui fácies semelhantes, por sua vez, apresenta o principal intervalo gerador da Bacia de Campos, designado Folhelho Jiquiá (Mello e Maxwell, 1990; Mello *et al.*, 1995).

Os depósitos lacustres da Formação Coqueiros incluem fácies proximais constituídos de calcirruditos e calcarenitos bioclásticos denominados coquinas, que são considerados importantes reservatórios de petróleo nessa Sequência Rifte (Guardado *et al.*, 1989).

A porção superior do Grupo Lagoa Feia está limitada por uma discordância erosiva com a Sequência Transicional, conhecida como Discordância pré-Alagoas. A parte superior do Grupo Lagoa Feia tradicionalmente é dividida em duas unidades principais: uma inferior, composta por rochas siliciclásticas e carbonáticas pertencentes aos membros Itabapoana, Gargaú e Macabu, e uma superior, composta por rochas evaporíticas, denominada Formação Retiro (Dias *et al.*, 1990). As

formações Itabapoana, Gargaú e Macabu são compostas por fácies proximais e distais que registram deposição por leques aluviais, rios e em mar raso. As fácies proximais incluem conglomerados polimíticos, com fragmentos de basalto, ígneas ácidas e metamórficas. As fácies distais incluem calcários estromatolíticos, laminitos, lamas carbonáticas e fácies retrabalhadas com intraclastos. A Formação Retiro é composta, predominantemente, por sedimentos químicos que registram um ambiente com associação de lagunas e planícies de sabkha (Mohriak *et al.*, 2008).

Uma discordância erosiva em quase toda bacia, especialmente nas áreas proximais, marca a passagem do Grupo Macaé para o Grupo Campos. (Dias *et al.*, 1990; Guardado *et al.*, 1989).

O Grupo Macaé assenta-se concordantemente sobre os evaporitos da Formação Retiro e, tradicionalmente, é dividido nas formações Goitacás, Quissamã, Imbetiba e Outeiro. A Formação Goitacás representa os ambientes proximais caracterizados pela associação de leques aluviais fan deltas, lagunas e praias (Guardado *et al.*, 1989). A Formação Quissamã é o registro de um sistema carbonático composto por fácies de baixa energia. Os sedimentos carbonáticos da plataforma rasa são compostos basicamente por oncolitos, oolitos, pelóides e bioclastos.

A Formação Outeiro foi depositada em resposta a uma subida progressiva e acentuada do nível relativo do mar. Registra uma sedimentação siliclástica-carbonática condizente com oceano mais profundo. Suas rochas apresentam uma distribuição da base para o topo composta por calcilutitos que gradam para intercalação de calcilutitos com margas. No topo desse membro, predominam folhelhos e margas (Guardado *et al.*, 1989).

Sobreposto às rochas do Grupo Macaé, está o Grupo Campos, composto por rochas depositadas em ambientes proximais (Formação Emborê), marinhos distais (Formação Ubatuba) e depósitos turbidíticos (Formação Carapebus). A ocorrência desses turbiditos está associada a quedas relativas do nível do mar (Dias *et al.*, 1990).

A Formação Emborê é caracterizada por conglomerados polimíticos e arenitos grosseiros típicos de depósitos de leques aluviais, além de arenitos de contexto de praia, geralmente finos a médios, com estratificação cruzada e laminação marcada por linhas de minerais pesados. Nas posições de paleoborda de plataforma, desenvolveu-se uma plataforma carbonática, denominada Membro Siri, formada por

bancos de algas vermelhas, com predomínio de calcirruditos bioclásticos. (Castro, 2015)

Os depósitos finos típicos de sedimentação hemipelágica, incluindo folhelhos e margas, que se apresentam ricos em foraminíferos e nanofósseis calcários, são classificados como Formação Ubatuba. A Formação Carapebus corresponde a sedimentos arenosos submarinos depositados a partir de fluxos gravitacionais sedimentares (Middleton e Hampton, 1976). Desenvolvem complexos de canais submarinos formados por conjuntos de canais amalgamados ou segregados espacialmente (Moraes *et al.*, 2006). A Formação Carapebus abrange os principais reservatórios de hidrocarbonetos da Bacia de Campos, incluindo os campos gigantes de Roncador, Albacora, Albacora Leste, Barracuda e o complexo Marlim, que abrange os campos de Marlim, Marlim Sul e Marlim Leste (Bruhnet *et al.*, 2003).

2.2.1. Formação Carapebus

Os sistemas turbidíticos depositados em ambiente marinho profundo compõem a Formação Carapebus, que é formada essencialmente pelas fácies arenito, siltito, folhelho e diamictito (Machado *et al.*, 2004; Winter *et al.*, 2007). A textura dos sedimentos clásticos abrange desde conglomerados até arenitos muito finos, comumente associados a sedimentos lamosos (pelágicos/hemipelágicos e/ou de correntes turbulentas diluídas de baixa densidade), com depósitos subordinados de escorregamentos e fluxos de detritos (Guardado *et al.*, 1989).

O colapso gravitacional dos sedimentos depositados na plataforma e no talude continental deu origem aos depósitos turbidíticos da Bacia de Campos, durante a Megassequência Transgressiva (Chang *et al.*, 1992). Esse deslocamento de massa resultou na formação de depósitos turbidíticos canalizados e em forma de lençóis, assentados sobre a topografia regular controlada pela movimentação do sal (Chang *et al.*, 1992).

Machado *et al.*, (2004) desenvolveram um estudo de mapeamento de heterogeneidades faciológicas e da morfologia atual para compreender o sistema deposicional de águas profundas do Cenozoico da Bacia de Campos (Figura 4). Esse ambiente acolhe o sistema turbidítico da Formação Carapebus, onde se armazena

grande parte do petróleo brasileiro. A Formação Carapebus abrange os principais reservatórios de hidrocarbonetos da Bacia de Campos, incluindo os campos gigantes de Roncador, Albacora, Albacora Leste, Barracuda e o Complexo de Marlim (Castro, 2015). Segundo o mapa faciológico do fundo marinho, mostrado na Figura 5, encontra-se na plataforma interna e média a deposição de arenitos e folhelhos da Formação Emborê. Já na porção externa, a deposição carbonática dos membros Siri e Grussaí da Formação Emborê.

Os lamitos e folhelhos da Formação Ubatuba são encontrados no Talude e Platô de São Paulo. Na base do talude continental, há a deposição de diamictitos lamosos, constituídos de clastos e matriz lamosas com composição semelhante e originária da Formação Ubatuba. Já no Platô de São Paulo, são identificados os arenitos e diamictitos da Formação Carapebus do Grupo Campos (Figura 5). Durante o Mioceno Superior, o deslocamento da Formação Carapebus para águas ultraprofundas foi intensificado, formando então o sistema turbidítico moderno sobre uma topografia fortemente controlada pelo sal, bordejada por falhas lístricas (Demercian *et al.*, 1993).

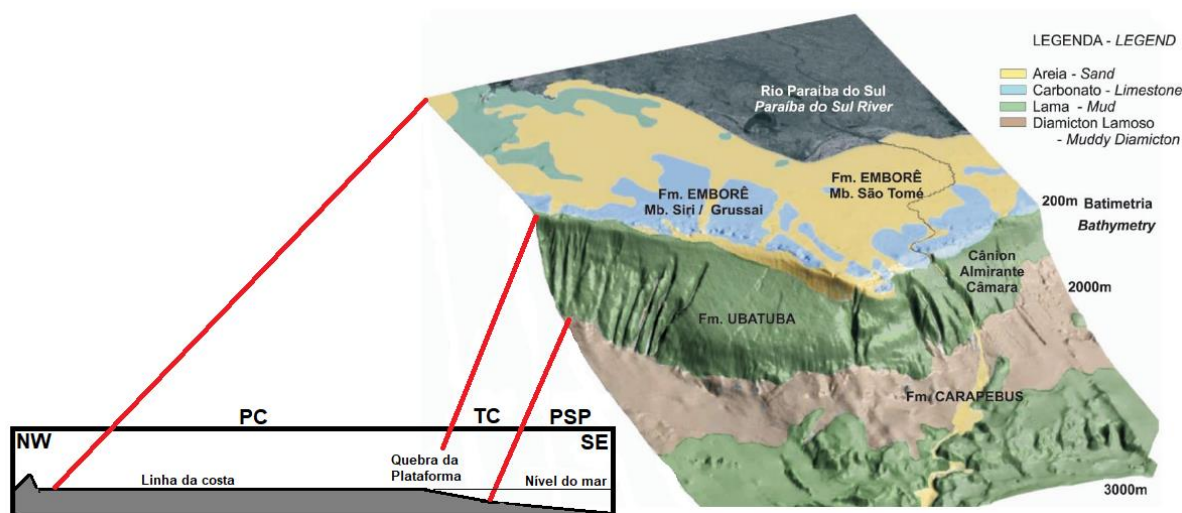


Figura 4: Distribuição de fácies sedimentares depositadas na superfície do fundo marinho recente da Bacia de Campos, na região adjacente ao Cânion Almirante Câmara. A área mapeada apresenta a plataforma continental (PC), o talude continental (TC), Platô de São Paulo. Adaptado de (Machado *et al.*, 2004) e (Winter *et al.*, 2007).

No estudo de Machado *et al.*, (2004) foi imageado um sistema turbidítico originário da desembocadura do Canyon Almirante Câmara. O sistema se desenvolve em águas ultraprofundas (1800 m – 3000 m), assentando-se sobre o Platô de São Paulo, adjacente ao talude da Bacia de Campos. A calha turbidítica iniciada na desembocadura do *canyon* tem cerca de 3,5 km de largura e 150 km de comprimento e é subdividida em calha proximal, lobo e calha distal de acordo com Machado *et al.*, (2004).

O Canyon Almirante Câmara tem 28 km de comprimento, 4 km de largura, 340 m de relevo e possui um traçado geral característico em zigue-zague, indicando forte condicionamento estrutural. A geometria do *canyon* é fator indicativo que o lobo deposicional turbidítico não se formou de uma só vez, mas provavelmente em uma infinidade de eventos, durante um longo tempo geológico (Machado *et al.*, 2004).

A calha proximal foi formada por empilhamento de várias calhas ao longo do tempo, de granulometria média a grossa com ligeiro deslocamento lateral, separadas por discordâncias. É delimitada de um lado pelos grandes depósitos de movimentos de massa e de outro por uma escarpa elevada (resultado da tectônica do sal) com mais de 50 m de relevo. Outro efeito da interação tectônica na sedimentação é o recorte interno por escarpas de falha longitudinais recentes, resultando numa fisiografia de patamares, falésias e grábens com mais de dez metros de relevo (Machado *et al.*, 2004).

Após o longo trajeto sinuoso de mais de 60km, os turbiditos depositam uma barra de desembocadura que em planta tem a forma de bulbo, de acordo com uma análise mais detalhada da imagem do sonar. A repetição da deposição destes bulbos resulta na construção de lobos. Os canais de lobo são retilíneos e rasos, formados por areias não coesas em seu interior e nos *levees*. Isso se deve porque há pouca concentração de argila, sedimento que apresenta coesão poucas semanas depois de depositada, e por isso, os *levees* são friáveis, permitindo intensa avulsão e prevenindo o meandramento (Machado *et al.*, 2004).

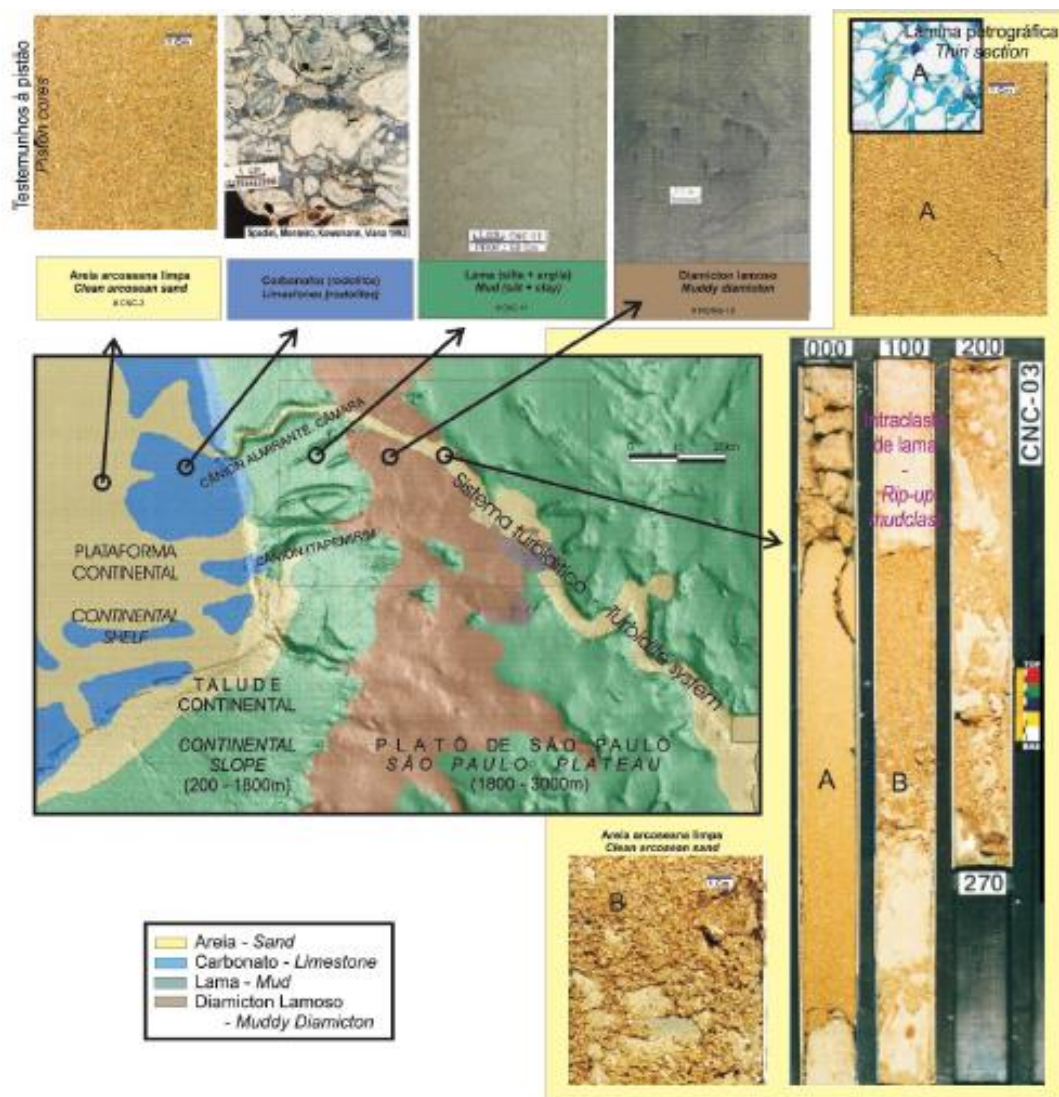


Figura 5: Fácies sedimentares do fundo marinho da Bacia de Campos (Machado *et al.*, 2004).

A geometria do leque depende muito da bacia. Um leque submarino é o conjunto de muitos lobos turbidíticos em adição a um canal de leque e aos depósitos de movimento de massa formam um leque submarino. No sistema turbidítico da Formação Carapebus, não foi possível o desenvolvimento de um leque em parte por ser arenosa em sua parte proximal, além disso, pela calha deposicional ser encaixada em mini-bacias salíferas e, por fim, a presença de um substrato móvel do Platô de São Paulo, controlado pelo sal (Machado *et al.*, 2004).

A última porção do sistema turbidítico é a calha distal, uma depressão alongada com 200m de profundidade e 3.500m de largura. A sedimentação dessa porção é

fortemente encaixada na morfologia halocinética, compreendendo um traçado sinuoso, mas com segmentos bastante retilíneos.

2.3. Evolução Tectonoestratigráfica

A Bacia de Campos é uma bacia de margem passiva, cuja formação está associada à ruptura do Supercontinente Gondwana e abertura do Atlântico Sul, há cerca de 150 Ma. Atualmente, a interpretação mais aceita para o processo de abertura do Atlântico é a de um estiramento litosférico e afinamento da crosta (McKenzie, 1978) e, posteriormente, uma subsidência associada ao resfriamento da astenosfera (Royden e Keen, 1980).

O afinamento da crosta levou à ruptura do rifte em zonas de fraqueza e gerou a deposição da seção rifte em zona regionalmente soerguida com contribuição expressiva de rochas vulcânicas no fundo da bacia. Em seguida, ocorreu uma fase de subsidência termal associada ao resfriamento da anomalia térmica da astenosfera (Fodor *et al.*, 1983).

Segundo Chang *et al.* (1992) a estratigrafia das bacias da margem leste do Brasil pode ser dividida em cinco Megassequências (Figura 6): (i) Continental; (ii) Evaporítica transicional; (iii) Plataforma Carbonática Rasa; (iv) Marinha Transgressiva; e (v) Marinha Regressiva.

A Megassequência Continental é composta por três sequências deposicionais, caracterizadas por diferentes associações de fácies e estilos estruturais: Sin-Rifte I, Sin-Rifte II e Sin-Rifte III (Chang *et al.*, 1992).

A sequência Sin-Rifte I consiste na deposição de sedimentos do Neo-Jurássico em uma grande depressão, que sucedeu o desenvolvimento das bacias intracratônicas do Paleozoico. Esses baixos, com direção N-S, foram preenchidos por leques aluviais e depósitos fluviais de granulometria grossa, além de evaporitos em *playa-lakes*. Nessa sequência também houve a deposição de sedimentos arenosos eólicos associados. Esses sedimentos não estão preservados (ou foram encontrados) na Bacia de Campos, como os remanescentes erosionais destes sedimentos são preservados nas Bacias Segipe-Alagoas, Camamu-Almada, Jatobá e Recôncavo-Tucano.

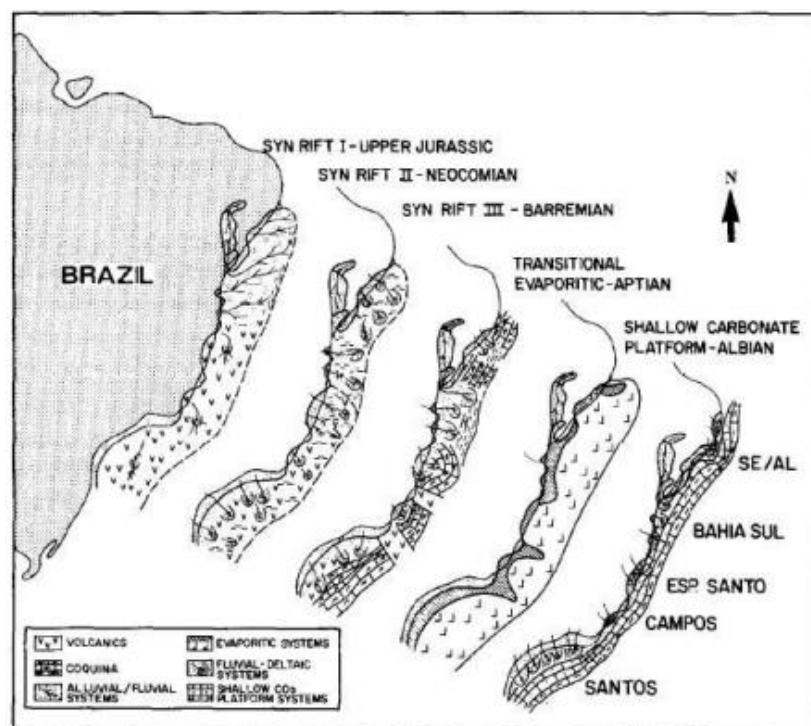


Figura 6: Reconstrução paleogeográfica das sequências sin-rifte, transicional evaporítica e plataforma carbonática na plataforma continental brasileira (Chang *et al.*, 1992).

A porção basal do Sin-Rifte II é marcada pela deposição de basaltos intercalados com rochas vulcanoclásticas e sedimentares (Musaki, 1986) depositados em hemi-grabens gerados pela rápida distensão crustal. Na Bacia de Campos, esta sucessão é representada pela Formação Cabiúnas. Estes depósitos basálticos são sucedidos por folhelhos carbonáticos da Formação Atafona, que se depositaram em ambiente lacustre salino e constituem a principal rocha geradora da Bacia de Campos (Dias, 2018). A transição para a sequência Sin-Rifte III se dá pela substituição de depósitos lacustres no interior do rifte por depósitos aluviais-fluviais.

Com o aumento da salinidade na sequência Sin-Rifte III, ocorreu a deposição das rochas da Formação Coqueiros, intercalações de folhelhos e carbonatos lacustres (Winter *et al.*, 2007). As plataformas carbonáticas foram depositadas sobre os altos estruturais sindeposicionais, enquanto as margas e folhelhos ricos em matéria orgânica se acumularam nas porções mais baixas da bacia. Os folhelhos desta formação representam as rochas geradoras de óleo na Bacia de Campos, e as

coquinas porosas depositadas em ambiente de alta energia representam as rochas reservatório (Castro, 2015).

A Megassequência Transicional Evaporítica é formada por uma espessa seção com rochas clásticas e evaporíticas, que sobrepõem os depósitos da fase Sin-Rifte. As duas megassequências são separadas pela discordância angular do Pré-Aptiano Superior, registrando o limite entre as fases rifte e pós-rifte (Chang *et al.*, 1992; Portella *et al.*, 2019). Ao longo da margem continental leste brasileira, os depósitos Sin-Rifte são revestidos por uma espessa seção de sedimentos clásticos e evaporíticos, formando parte da Megassequência Transicional Evaporítica, também chamada de fase sag. O desenvolvimento de sedimentos aluviais e fluviais na parte basal da sequência deu início a um novo período de intensa atividade tectônica e reativação de fontes clásticas. Neste contexto, nas áreas mais altas os sedimentos siliciclásticos deram lugar aos carbonatos, principalmente estromatólitos e nódulos, depositados em águas muito rasas (Chang *et al.*, 1992).

Com o avanço da abertura do Atlântico, a transgressão marinha desenvolveu uma passagem estreita de água pela atual margem leste brasileira, formando condições favoráveis para a deposição de salinas (Dias *et al.*, 1988), devido à existência da Cadeia Walvis-São Paulo, formada por depósitos vulcânicos da pluma de Tristão da Cunha (Kumar e Gambôa, 1979). A circulação restrita de água, associada ao clima quente e árido do Aptiano, criou as condições ideais para o aumento da concentração de salmoura até o nível de precipitação dos minerais evaporíticos (Dias, 2005).

A partir da abertura gradual do Oceano Atlântico Sul e o rompimento da barreira Walvis-São Paulo, um ambiente semi-restrito propiciou a deposição de plataformas carbonáticas do Albiano à medida em que a passagem estreita da água do mar aumentava, caracterizando a Megassequência de Plataforma Carbonática Rasa. Os depósitos predominantes, segundo o modelo desenvolvido por Spadini *et al.* (1988), eram formados por calcários oolíticos, oncolíticos, peloidais e bioclásticos, que foram fortemente afetados pela tectônica do sal. Nas áreas mais profundas, as plataformas carbonáticas são substituídas por *mudstones*, margas e folhelhos carbonáticos. Essa megassequência corresponde principalmente à Formação Quissamã, do Grupo Macaé (Chang *et al.*, 1992).

Na Megassequência Marinha Transgressiva, após o Albiano, devido à subida global do nível do mar houve um progressivo afundamento da bacia que, acompanhado da transgressão marinha, resultou no afogamento da plataforma carbonática (Chang *et al.*, 1988). Foram depositados sedimentos de baixa energia como folhelhos, margas e *mudstones*, além de depósitos turbidíticos em dois tipos de sistemas: canalizados e em lençóis. Os depósitos canalizados formaram-se em estreitas depressões em resposta à intensa halocinese no final do Cretáceo. Já os depósitos turbidíticos em lençóis foram acumulados durante períodos de baixa do nível do mar, durante o Cenozoico (Barros *et al.*, 1982). Esta Megassequência é caracterizada pelas formações Outeiro (*mudstone* folhelhos), Imbetiba (*mudstones*) e Namorado (arenitos) do Grupo Macaé, Formação Ubatuba (folhelhos) do Membro Tamoios e Formação Carapebus (arenitos) (ANP, 2022).

A Megassequência Marinha Regressiva foi depositada sob regime de margem passiva durante o Cenozoico, sendo caracterizada por depósitos deltaicos, flúvio-deltaicos e de plataformas siliciclásticas/carbonáticas nas regiões proximais e por acumulações de folhelho nas mais distais (ANP 2022). As Formações Ubatuba (folhelhos), Carapebus (arenitos) e Emborê (carbonatos) representam esta megassequência.

2.4. Sistema Petrolífero da Bacia de Campos

Para que haja a geração de petróleo, algumas condições devem ocorrer de forma sincronizada (*timing*) em relação ao tempo geológico, são elas: rocha geradora, rocha reservatório, rocha selante, migração do hidrocarboneto até a rocha reservatório e a trapa (armadilha). Essas são as características de um sistema petrolífero (Chang *et al.*, 2006).

De acordo com Magoone Dow (1994), o sistema petrolífero engloba os principais elementos e processos presentes na história evolutiva de acumulações de hidrocarbonetos. Esse conceito procura identificar todos os atores controladores que determinam a presença de hidrocarbonetos em uma determinada acumulação. Esse processo pode ser expressado por três termos principais: geração, migração e trapeamento.

A nomenclatura de um sistema petrolífero é iniciada com o nome da rocha geradora, seguido pela rocha reservatório mais significativa e finalizado com o símbolo que expressa o nível de certeza. São três os níveis de certeza: conhecido (!), hipotético (.) e especulativo (?) (Magoone Dow, 1994).

Na Bacia de Campos, por ser uma das mais exploradas no Brasil, com uma variada gama de levantamentos geofísicos e diversos poços perfurados, tem em sua bibliografia diferentes sistemas petrolíferos comprovados. Como principais áreas podemos citar os sistemas: Lagoa Feia-Lagoa Feia (!), Lagoa Feia-Namorado (!) e Lagoa Feia-Caraípebus (!), foco deste estudo., na Figura 7, observamos as principais estruturas da bacia.

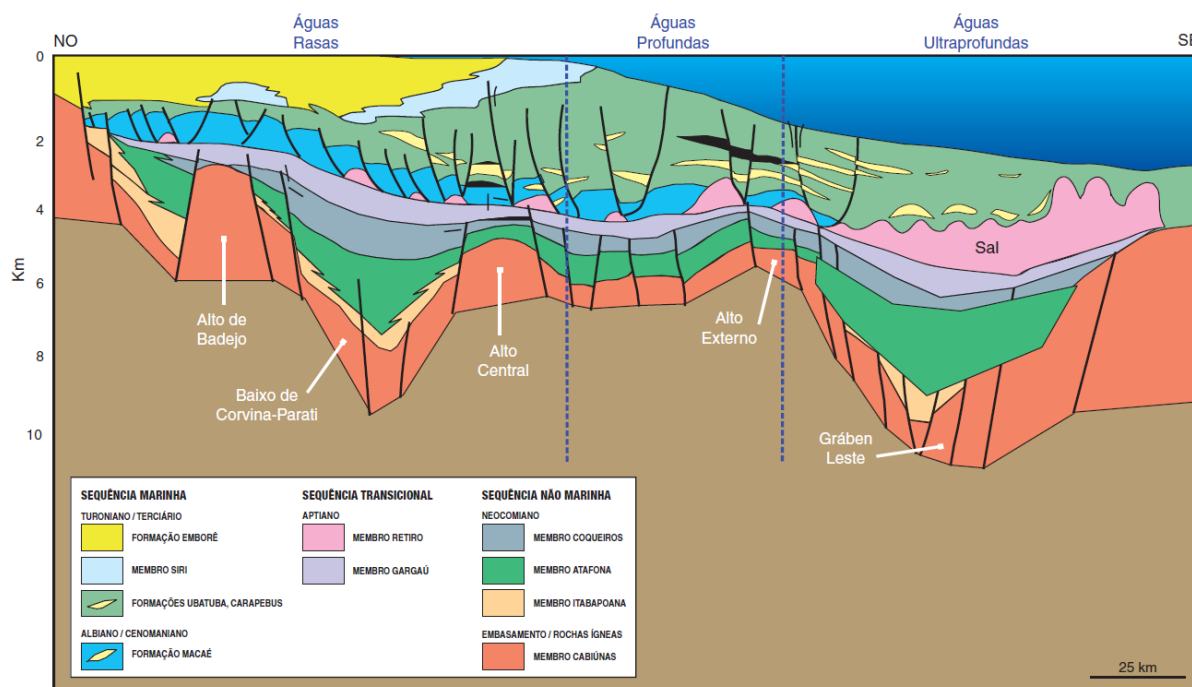


Figura 7: Seção geológica regional da Bacia de Campos (Guardado *et al.*, 2000) mostrando as principais estruturas do embasamento e da tectônica salífera e as sequências estratigráficas.

2.4.1. Geração e Migração

Durante a fase rifte, foi depositada a principal rocha geradora da Bacia de Campos, os folhelhos dos andares locais Buracica e Jiquiá (Barreamiano/Aptiano) do Grupo Lagoa Feia. De acordo com dados geoquímicos e sedimentológicos, essas rochas são compostas por folhelhos intercalados com carbonatos, depositadas em um

ambiente lacustre salino durante a fase Sin-Rifte II da Megassequência Continental (Chang *et al.*,1992), apresentando querogênio tipo I (Guardad *et al.*,1989), com teor de carbono orgânico total (COT) variando entre 2 e 6% (Mello, 1989).

As janelas de sal, locais sem a presença dos evaporitos selantes, são o tipo de migração mais importante na bacia. Os falhamentos lístricos levam o óleo gerado na fase rifte até os reservatórios em diferentes níveis, desde os depósitos da fase sag (pré-sal) até os da fase drifte (pós-sal). A migração também pode ocorrer por falhas ou contato direto.

2.4.2. Rochas Reservatórios

Nos diferentes níveis estratigráficos há uma grande variedade de rochas reservatório na Bacia de Campos.

Na fase rifte, encontram-se os basaltos fraturados e vesiculares da Formação Cabiúnas (Neocomiano), produtores nos campos de Badejo e Linguado. Além destes, as coquinas da Formação Coqueiros (Aptiano) são produtores nos campos de Badejo, Linguado, Pampo e Trilha.

Os reservatórios carbonáticos microbiais do andar Alagoas (Aptiano), da fase sag, são produtores de óleo na região do Parque das Baleias (Azul, Jubarte e Franca) e nos campos de Barracuda, Caratinga, Marlim, Marlim Leste, Pampo, Pirambu e Voador (Portella, 2017).

Na fase drifte, ocorrem os calcarenitos de alta energia do Albiano da Formação Quissamã do Grupo Macaé, produtores nos campos de Badejo, Garoupa, Congro, entre outros. Carbonatos de alta energia do tipo “casco da tartaruga” em águas profundas são o principal reservatório dos campos Tartaruga Verde e Catuá (Portella *et al.*,2019). Os carbonatos mais proximais da Formação Imbetiba (Cenomaniano) também são produtores nos campos de Tubarão Martelo e Polvo. Os produtores do Campo de Namorado são os arenitos turbidíticos da Formação Namorado.

Os responsáveis pela maior parte do óleo produzido na bacia são os turbiditos do Cretáceo Superior e Paleógeno: (1) Do Turoniano ao Maastrichtiano, ocorrem os arenitos turbidíticos produtores nos campos de Roncador e Jubarte; (2) do Paleoceno-

Eoceno, produtores nos campos de Barracuda e Marlim Sul; e (3) os de idade oligo-miocênica, produtores nos campos de Marlim e Albacora. Os reservatórios carbonáticos do Membro Siri da Formação Emborê também recebem destaque. (ANP, 2017)

2.4.3. Rochas Selantes

A Bacia de Campos possui diversos selos em diferentes níveis estratigráficos (Dias, 2018; Portella *et al.*, 2019). No geral, consistem em pelitos e *mudstones* intercalados com os próprios reservatórios. Na Formação Lagoa Feia, as rochas selantes são os folhelhos intercalados às coquilhas (rocha reservatório), assim como a sequência evaporítica no topo da formação. Nos carbonatos da Formação Macaé, os principais selos são os *mudstones* da Formação Outeiro e Imbetiba. Por fim, nos reservatórios turbidíticos das formações Carapebus e Namorado são os folhelhos da Formação Ubatuba (Turoniano-Recente).

2.4.4. Trapas

As acumulações de hidrocarbonetos na Bacia de Campos estão relacionadas as trapas estruturais, estratigráficas e mistas, ligadas à tectônica distensiva e à halocinese.

Na fase rifte, altos nos embasamentos são importantes tanto para o contato lateral dos folhelhos geradores com os basaltos fraturados, como para o desenvolvimento das coquilhas, além da focalização da migração de hidrocarbonetos. Também na fase drifte, as armadilhas para os reservatórios carbonáticos do Grupo Macaé são trapas estruturais formadas por falhas normais em dominó e falhas lítricas com *roll-over*. Para os arenitos turbidíticos, observam-se falhas lítricas com *roll-over* formadas pela movimentação de diápiros de sal, truncamentos contra o flanco de diápiros e *pinch-outs* estratigráficos (Portella *et al.*, 2019).

3. Fundamentação Teórica

3.1. Depósitos Turbidífticos

Os depósitos turbidífticos estão relacionados a fluxos gravitacionais gerados por colapso do sedimento, que devido à ação diferencial da gravidade causada pelo contraste de densidade entre o fluxo e o meio circundante, fluem declive abaixo (d'Avilla e Paim, 2003). Os principais fatores que controlam o processo são de origem interna (onde o fluxo dominante interage com volume, forma, quantidade relativa de areia-argila e cascalho) e externa (como a natureza do sedimento local, a declividade do talude, a configuração da bacia e a variação do nível do mar). Uma corrente de turbidez pode ser dividida em três partes (Figura 8): (i) cabeça, uma porção frontal até duas vezes mais espessa que o resto do fluxo; (ii) corpo, onde o fluxo é uniforme; e (iii) a cauda, zona de rápida redução do fluxo.

Por possuir intensa turbulência, a região da cabeça ao passar pelo talude (região de alto declive), erode o substrato e incorpora o sedimento erodido, aumentando a densidade do corpo. Quanto maior o gradiente do talude, maior será a aceleração do fluxo e, dessa forma, o processo de erosão do substrato, contribuindo para o aumento da densidade da corrente. Logo, o fluxo se torna capaz de transportar grãos mais grossos a maiores distâncias (d'Ávila & Paim, 2003).

Quando as correntes começam a perder energia, normalmente deixam de estar confinados em canais e a deposição da carga sedimentar apresenta características diferenciadas, variando a razão dos diferentes tipos de sedimentos contidos no fluxo.

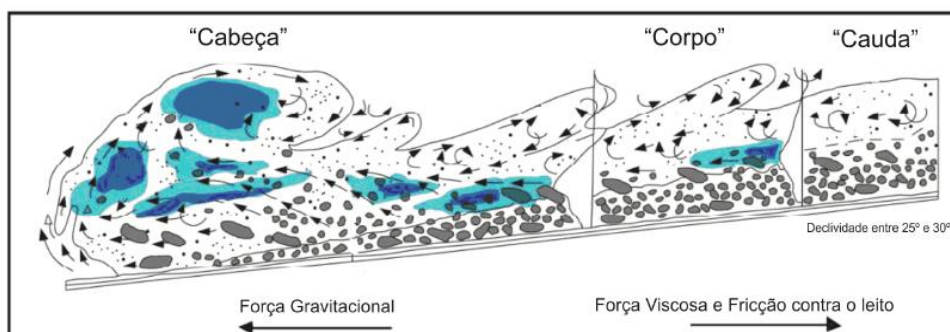


Figura 8: Modelo esquemático de uma corrente de turbidez, notar as subdivisões (cabeça, corpo e cauda) e a existência de dois fluxos diferentes, o primeiro na base (laminar) e o segundo no topo (turbulento) (Adaptado de Postma *et al.*, 1983).

Os depósitos turbidíticos são classificados quanto a sua geometria, de três maneiras: canais discretos, canais amalgamados, canais distributários e lobos (Moraes *et al.*, 2006) (Figura 9), sendo que, os três tipos podem ser encontrados na Bacia de Campos:

–Canais discretos: Corpos alongados concomitantemente a direção de deposição dos canais, de significativa variação lateral, são reservatórios de boa conectividade geral e de alta proporção arenito/folhelho. Estão presentes no campo de Albacora na Bacia de Campos.

–Canais Amalgamados: Corpos de elevada migração lateral, gerando canais rasos de boa continuidade lateral, há justaposição lateral em detrimento ao empilhamento vertical. Possuem extensos corpos tabulares areníticos. São reservatórios constituídos por camadas de arenito pouco estratificadas e boa conectividade lateral, contudo, a continuidade vertical é baixa, gerando depósitos de elevada área e baixa espessura. Estão presentes nos campos de Namorado, Marimbá, Espadarte e Roncador na Bacia de Campos.

–Canais distributários e lobos: Canais distributários rasos, de menor energia, associados a lobos de barreira lateral, que alimentam lobos frontais com grande extensão lateral. Há pouca erosão durante o processo de turbidez, mantendo-se as camadas pelíticas pré-existent, o que diminui a permeabilidade e a continuidade vertical do reservatório, contudo, são canais de grande extensão e boa conectividade lateral. Estão presentes nos campos de Albacora, Marlim e Marlim Sul na Bacia de Campos.

Para o padrão de deposição de turbiditos, Arnold Bouma propôs em 1962 uma sequência básica de estruturas sedimentares em uma camada ideal de turbiditos gradados, conhecida como Sequência de Bouma. Ele percebeu que as camadas de turbiditos apresentavam gradação normal e uma sucessão vertical de estruturas sedimentares que, quando completa, mostrava uma porção basal maciça (intervalo Ta), passando a arenitos com laminação paralela (Tb), depois com laminação por *ripples* (Tc), hemipelágicos associados a turbiditos (Td) e, por fim, sedimentos pelágicos da bacia (Te), depositados com a cessação das correntes de turbidez (Figura 10) (D'Avila *et al.*, 2007).

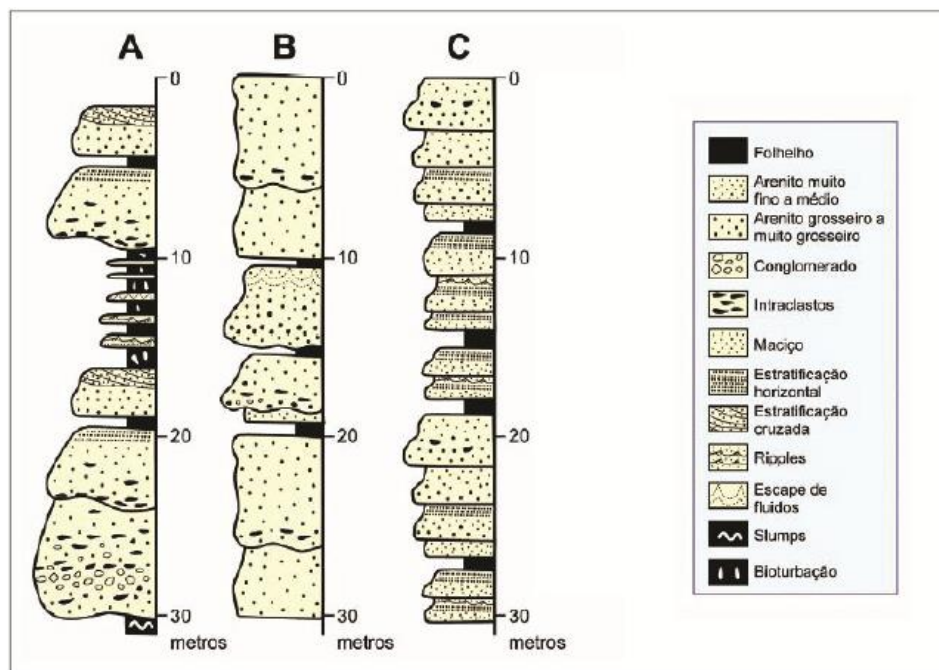


Figura 9: Coluna estratigráfica típica dos turbiditos divididos pelo tipo de canal. (A) Complexo de canais discretos, (B) Complexo de canais amalgamados e (C) Complexos de lobos (Moraes *et al.*, 2006).

	Textura Grain size	Divisões de Bouma (1962) Bouma divisions	Interpretacao atual Lowe (1982) e Mutti (1992) Current interpretation
	Lama Mud	Te-Lama pelágica/ hemipelágica laminada Pelagic and hemipelagic mud	Corrente de turbidez de baixa densidade desacelerante: decantação pelágica / hemipelágica Low density turbidity current
	Silte Silt	Td-Silte laminado laminated silt	Tração + decantação Traction plus fall-out
	Areia Sand	Tc-Ripples de corrente e cavalgantes, lâminas convolutas Cross laminated sands; climbing nipples; convolute lamination	-sob regime de fluxo inferior Low flow regime
		Tc-laminação plano-paralela parallel lamination	-sob regime de fluxo superior Upper flow regime
	Areia grossa a grânulos Coarse sand to granules	Ta- Maciço ou com gradação normal Massive or normally graded	Corrente de turbidez de alta densidade desacelerante; deposição em massa dos grãos (frictional freezing) High-density turbidity current, rapidly deposited under upper flow regime
			Carga e erosão Loading and erosion

Figura 10: A sequência de Bouma e os mecanismos de deposição inferidos para os intervalos Ta e Te para uma corrente de turbidez de baixa densidade desacelerante (figura modificada de Pickering *et al.* 1986, incorporando conceitos de Lowe, 1982; Mutti, 1992).

Diversos autores passaram então a tentar explicar os mecanismos deposicionais responsáveis pela formação da sequência de Bouma numa camada de turbidito, chegando à conclusão de que esta resultava da desaceleração de uma corrente de turbidez. As pesquisas da década de 1970 indicaram que a sequência de Bouma era uma feição restrita a delgadas camadas de turbiditos de grão fino a médio intercalados com folhelhos, originadas de correntes de turbidez de baixa densidade.

Dessa forma, Mutti (1992) desenvolveu um modelo deposicional turbidítico para a evolução dos sistemas de leques aluviais em corrente de turbidez de alta eficiência durante as variações do nível relativo do mar, que considera três tipos de sistemas, tipos I, II e III, onde cada tipo compõem um sistema turbidítico característico, representado na Figura 11.

–Tipo I: Este sistema é caracterizado por depósitos lobulares com geometria tabular e boa continuidade lateral. As camadas espessas de areais se localizam nas porções proximais, quanto na distal, são mais ocorrentes as intercalações areno-lamosas. Corresponde a um modelo de alta eficiência, sendo depositado em períodos de queda relativa do nível eustático.

–Tipo II: Formados por arenitos limpos e cascalhoso canalizados, sendo característica da transição entre o canal e lobo. Os sedimentos mais finos continuam sendo transportados pela corrente, gerando a gradação para depósitos tabulares. Verifica-se em fase de início da subida relativa do nível estático.

–Tipo III: Depósito de região distal do sistema, constituída por camadas arenosas mais finas gradando para uma sequência predominantemente argilosa. Essa fase é referente ao estágio final de subida eustática relativa.

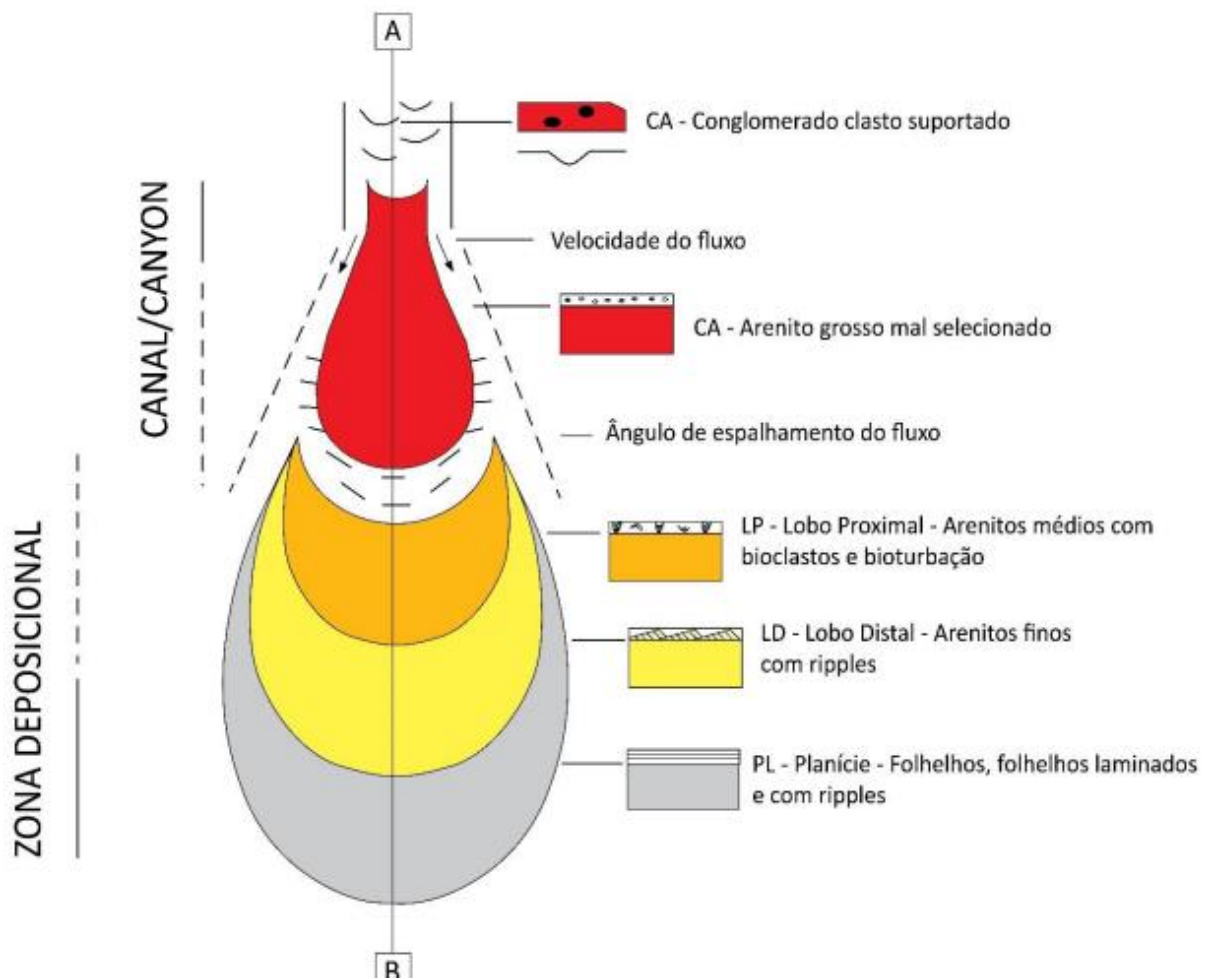


Figura 11: Padrão deposicional ideal para uma corrente de turbidez de alta frequência (modificado de Mutti *et al.*, 1999).

Em seguida, Mutti (1992) desenvolveu o conceito de fácies turbidíticas dividida em oito fácies (F2 a F9), representado na Figura 12. A separação foi baseada nos tamanhos dos grãos, tendo uma diminuição de densidade progressiva das fácies F2 até F9.

A fácies F2 é composta por paraconglomerados de matriz areno-lamosa, resultado de um fluxo hiperconcentrado. A F3 consiste em conglomerados clasto-suportado, formando acamamentos com presença de superfícies erosionais na base. Dentre as fácies de granulometria grossa, a F4 é caracterizada por sua espessa camada e presença de carpetes de tração de sedimentos grossos. A F5 apresenta baixa seleção com marcas de escape de fluidos, mas não possui quaisquer estruturas internas. Já a F6 marca a mudança de um turbidito de alta densidade para um fluxo

de baixa densidade, possuindo granulometria grossa com estratificação cruzada e é relativamente bem selecionada.

As fácies F7, de granulometria fina, ocorrem em muitos sistemas turbidíticos e são caracterizadas pela presença de laminação horizontal. Por seguinte, a F8, consiste em um depósito sem estrutura interna, composta por areia média a fina. Por último, a F9, é composta basicamente por areia fina a silte, depositados por processos de tração ou decantação.

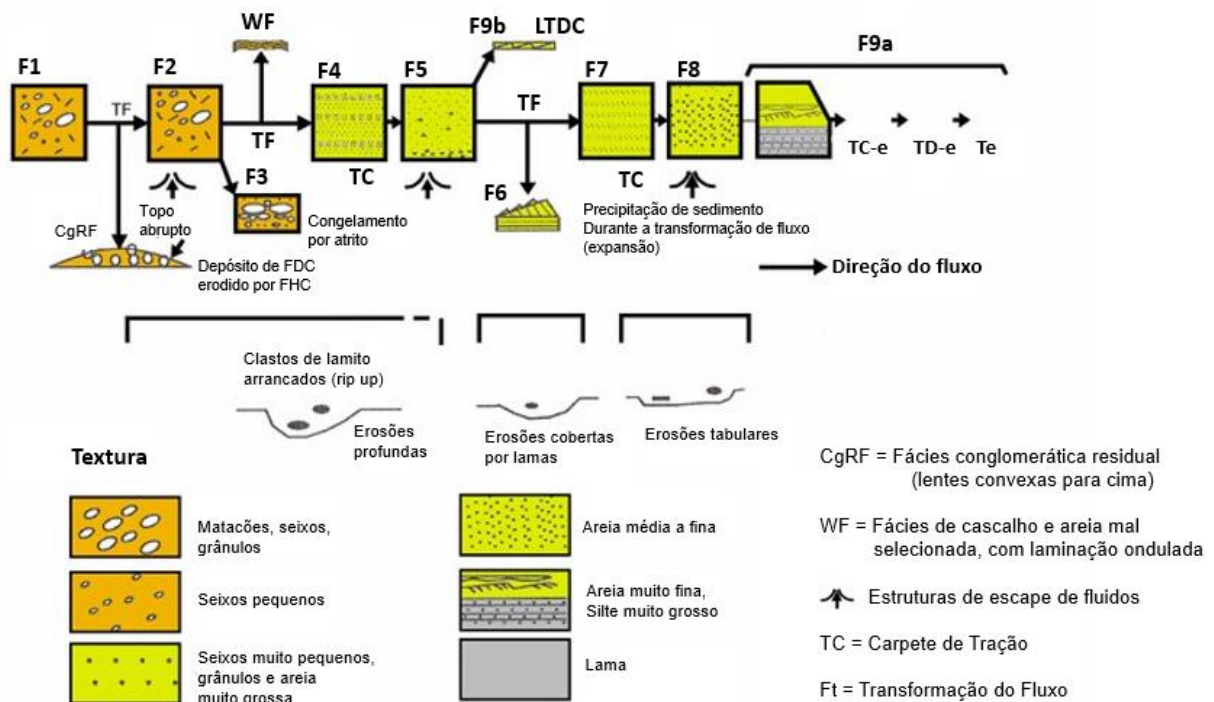


Figura 12: Fácies turbidíticas de uma corrente de turbidez ideal (Modificado de Mutti, 1992). Retirado de Pires (1993).

3.2. Perfis Geofísicos de poço

Os perfis de poços são importantes ferramentas exploratórias para geólogos, geofísicos e engenheiros de reservatório, pelo fato de proporcionarem padrões para correlação entre poços vizinhos, confecção de mapas geológicos e definição da geometria dos corpos e ambientes de sedimentação. A caracterização petrofísica a partir de perfis de poços tem como alvo as propriedades que irão permitir a determinação do volume de argila, porosidade, saturação de fluidos e permeabilidade

em uma rocha reservatório. Estas propriedades auxiliam na identificação e quantificação de potenciais zonas de reservatório.

3.2.1 Perfil Densidade (RHOB)

O perfil densidade registra as variações das densidades das formações com a profundidade. As medições são as densidades volumétricas de uma rocha incluindo a matriz sólida e o fluido entre os poros. A ferramenta de medição consiste em uma fonte radioativa aplicada à parede do poço que emite raios gama de média energia na formação. Assim, esses raios-gama podem ser imaginados como partículas de alta velocidade que colidem com os elétrons na formação. Em cada colisão, o raios gama perde parte de sua energia para o elétron. Esse tipo de interação é conhecido como espalhamento Compton. Os raios gama espalhados que conseguem atingir o detector são contados e, assim, a quantidade resultante é uma proporção da densidade da formação (Bassiouni, 1994; Schön, 2011).

O perfil densidade tem como principais aplicações a estimativa da porosidade, a determinação da litologia (sendo útil na identificação de minerais) e o cálculo da impedância acústica (em conjunto com o perfil sônico) para a amarração poço-sísmica. A unidade de medida utilizada é de massa por volume, geralmente expressa em g/cm^3 . A Figura 13 mostra os valores de um perfil densidade para diferentes litologias.

A porosidade a partir do perfil densidade (Φ_{den}) pode ser estimada com o conhecimento das densidades da matriz, ρ_{ma} , e do fluido filtrado da lama de porosidade, ρ_{fl} :

$$\Phi_{\text{den}} = \frac{\rho_{\text{ma}} - \rho_b}{\rho_{\text{ma}} - \rho_{\text{fl}}}, \quad (1)$$

no qual ρ_b é a densidade lida pela ferramenta.

Além de estimar a porosidade, o perfil de densidade é usado para a determinação da litologia, sendo útil na identificação de certos minerais (por exemplo, pirita), da impedância acústica (em conjunto com o perfil sônico) e identificação de zonas com gás, combinado com o perfil de porosidade neutro.

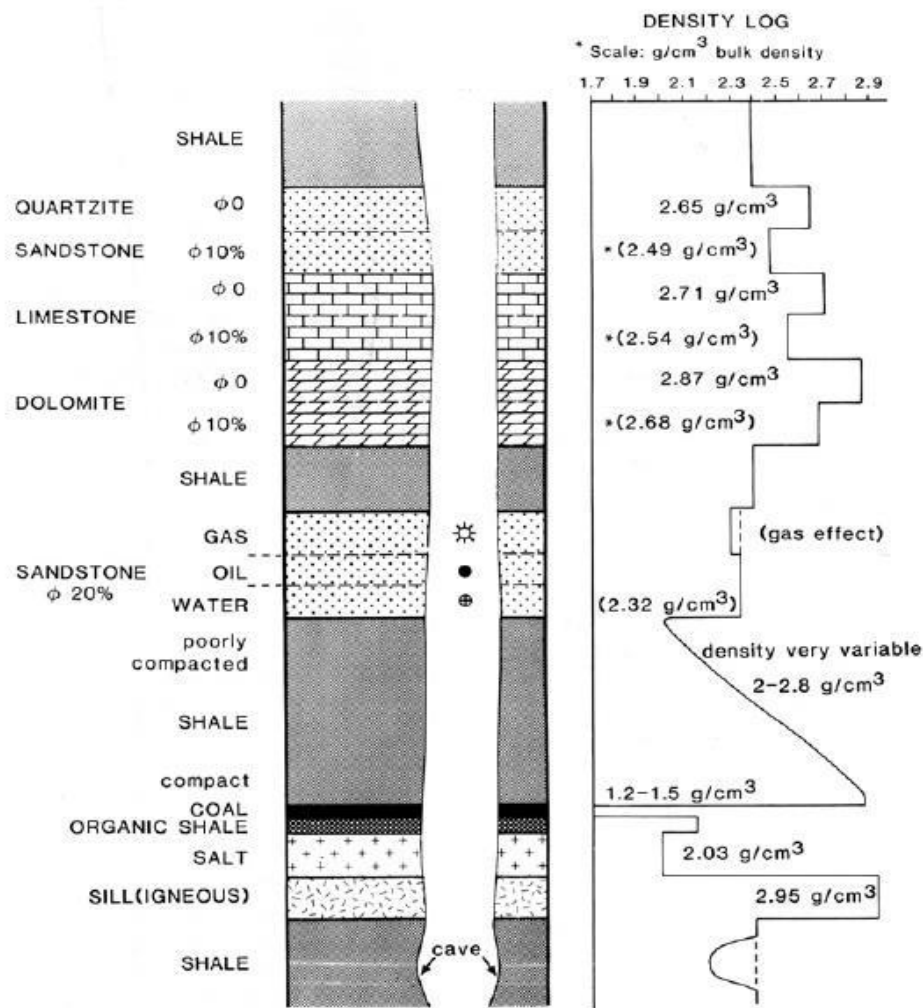


Figura 13: Respostas típicas para o perfil de densidade em algumas litologias (Rider, 2002).

3.2.2. Perfil Densidade Neutrão (NPHI)

O perfil neutrão mede uma radioatividade induzida artificialmente, por meio de bombardeio das rochas com nêutrons de alta energia. Os nêutrons bombardeiam as camadas adjacentes ao poço, onde sucessivas e múltiplas colisões elásticas com os átomos do meio fazem com que os nêutrons percam parte da energia. Esta perda é maior quando se chocam com núcleos de massa próxima, como o hidrogênio (Cossetino). O perfil mede o índice de hidrogênio e, conseqüentemente, o conteúdo de água da formação, podendo haver H na estrutura cristalina dos minerais ou poros livres de água. A unidade de medida é a porcentagem do índice de hidrogênio na formação, e os valores geralmente variam de -15 a 40.

As principais aplicações do perfil neutrão são a determinação da porosidade e como discriminador da zona de gás quando combinado com o perfil sônico. Ele também pode ser usado para identificar evaporitos, minerais hidratados e rochas vulcânicas. A Figura 14 demonstra a variação do perfil neutrão para as litologias mais comuns.

Nery (1990) ressalta que é preciso considerar alguns aspectos para interpretar corretamente a porosidade através do perfil neutrão. Em zonas com presença de argila, a porosidade é superestimada, enquanto na presença de hidrocarboneto subestima-se a porosidade.

Uma forma muito utilizada no cálculo da porosidade em zonas de gás é combinar as porosidades estimadas pelos perfis neutrão (Φ_{den}) e densidade (Φ_{neu}) (Asquith, 1999):

$$\Phi = \sqrt{\frac{\Phi_{\text{den}}^2 + \Phi_{\text{neu}}^2}{2}}. \quad (2)$$

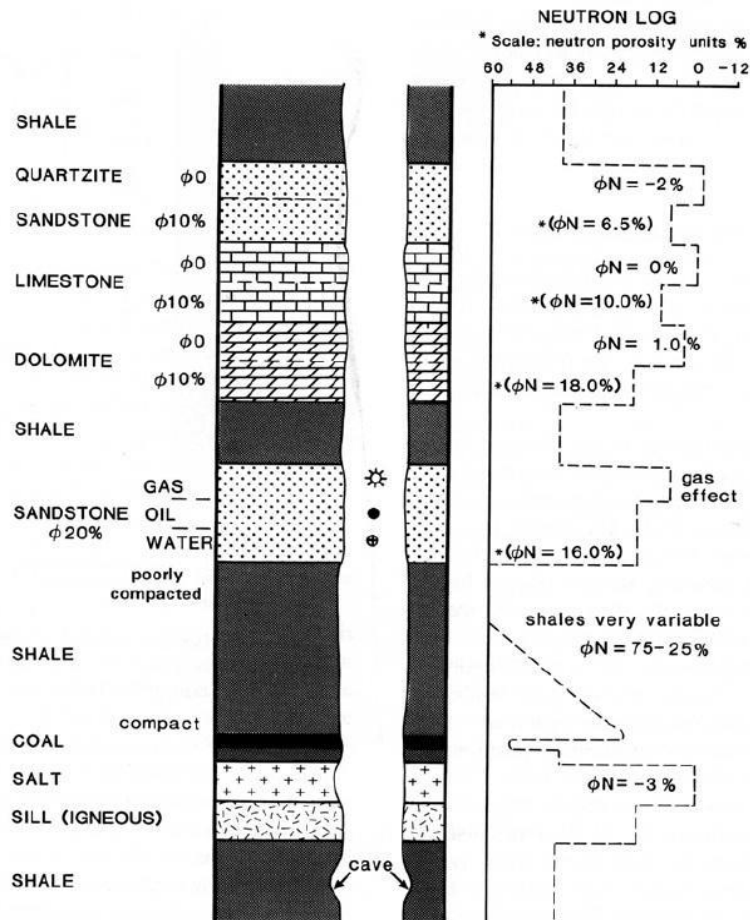


Figura 14: Respostas típicas do perfil neutrão em algumas litologias (Rider, 2002).

3.2.3. Perfil Sônico (DTCO)

O perfil sônico é uma ferramenta de perfilagem responsável por medir a vagarosidade (inverso da velocidade) de uma onda mecânica que se propaga na formação paralela ao poço. A velocidade de uma onda em uma formação dependerá da composição de sua matriz, de seu fluido, da porosidade, da geometria dos poros e da pressão a que a rocha está submetida.

O perfil sônico é utilizado como uma ferramenta para a amarração poço-sísmica. Este perfil é utilizado na construção de sismogramas sintéticos, que tem como finalidade auxiliar a interpretação dos horizontes sísmicos, permitindo correlacionar esses horizontes com os níveis estratigráficos perfurados pelo poço, além de propiciar a criação de *checkshots*, o que permite migrar uma interpretação sísmica do domínio do tempo para o domínio da profundidade.

Wyllie (1958) demonstrou que o perfil sônico pode ser usado para a determinação da porosidade intergranular das rochas sedimentares. A porosidade e a velocidade compressional normalmente possuem uma relação inversa, ou seja, quanto maior a porosidade menor será a velocidade compressional. E, em muitos casos, esta relação é aproximadamente linear. A Figura 15 mostra os intervalos de valores das vagarosidades em $\frac{\mu}{ft}$ e das velocidades compressionais em $\frac{km}{s}$ para diferentes litologias (Rider, 2002).

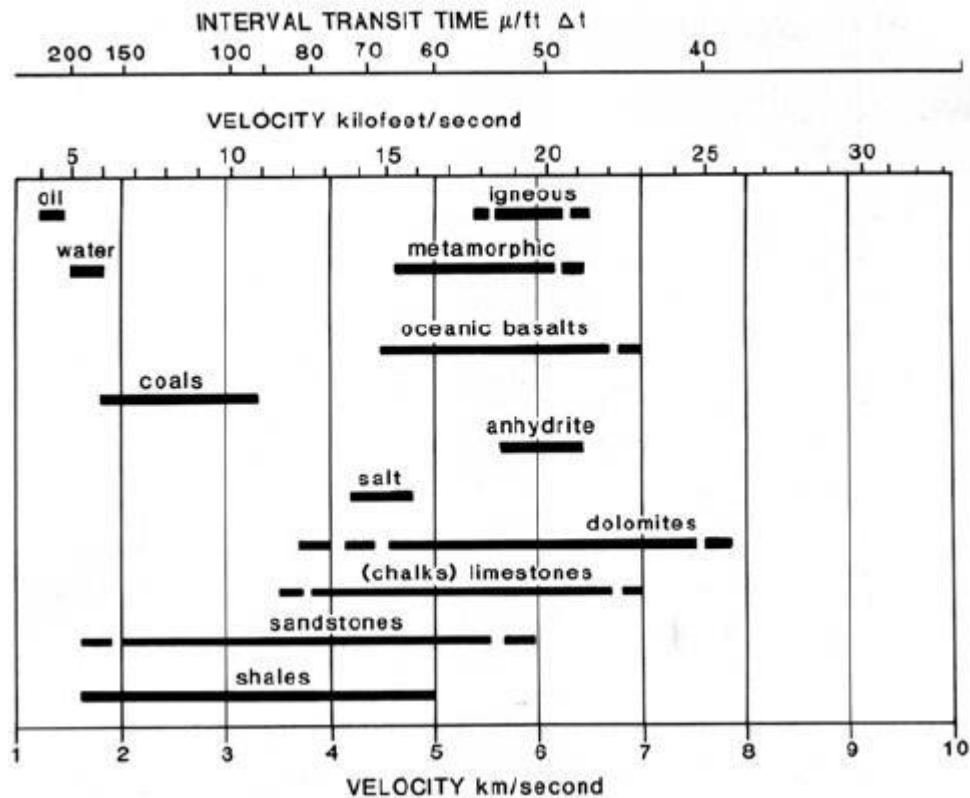


Figura 15: Intervalos de velocidades e de tempo de trânsito das principais litologias (Rider, 2002).

Segundo Wyllie (1958):

$$\Phi_{\text{sonic}} = \frac{\Delta t_{\text{log}} - \Delta t_m}{\Delta t_f - \Delta t_m}, \quad (3)$$

no qual Δt_{log} , Δt_m e Δt_f são, respectivamente, a leitura da ferramenta, o tempo de trânsito na matriz e o tempo de trânsito no fluido filtrado da lama de porosidade presente no espaço poroso.

3.2.4. Perfil de Resistividade (LLD)

O perfil de resistividade mede a resistência à passagem da corrente elétrica através das camadas localizadas entre um eletrodo que se desloca no poço e outro estacionário na superfície. A mensuração de resistividade da formação é um dos métodos introdutórios de identificação do fluido no reservatório e no cálculo de saturação de água (Nery, 1990).

Kearyet *al.* (2009) afirmam que para os perfis de resistividade são usados diferentes arranjos de eletrodos para gerar informações sobre diferentes zonas ao redor do poço. A densidade e resistividade da corrente em uma região homogênea do poço são obtidas a partir da diferença de potencial entre os eletrodos.

Os hidrocarbonetos são maus condutores e causam o aumento na resistividade medida da rocha. Se os poros são preenchidos por água salobra, a resistividade é menor. Os valores de resistividade também dependem da litologia e da granulometria. A Figura 16 mostra a resposta de perfil de resistividade para diferentes litologias e fluidos.

A medida de resistividade determina as zonas de hidrocarboneto e de água e pode indicar as zonas permeáveis.

Para calcular a saturação da água (S_w), podemos utilizar a equação de Archie:

$$S_w = \left(\frac{a \times R_w}{\Phi^m R_t} \right)^{\frac{1}{n}}, \quad (4)$$

no qual a é o fator de tortuosidade, R_w a resistividade da água de formação, Φ a porosidade, R_t a resistividade da formação, n o expoente de saturação e m o fator de cimentação. Os valores de a , m e n , normalmente, utilizados para arenitos e carbonatos são mostrados na Tabela 1 (Kearey *et al.*, 2009).

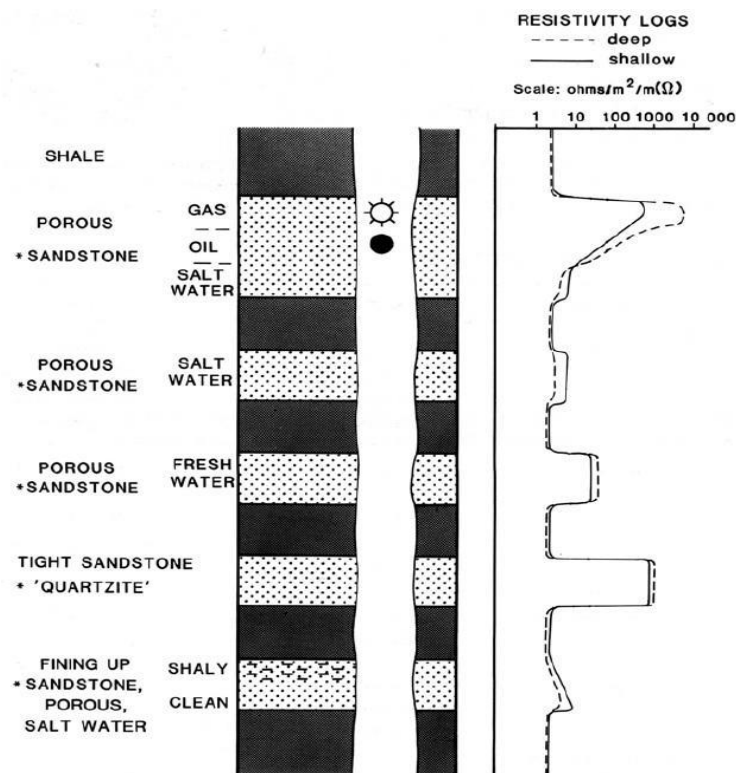


Figura 16: Perfil de resistividade e algumas respostas típicas (Rider, 2002).

Tabela 1: Valores típicos para arenitos e carbonatos limpos. Fonte: Modificado de Kearey *et al.* (2009).

Tipos de Rochas	a	m	n
Arenitos Limpos	0.6 – 1.0	2.0	2.0
Carbonatos Limpos	1.0	1.8 – 2.6	1.5 – 2.2

3.3. Eletrofácies

As eletrofácies caracterizam fácies litológicas e sedimentares distintas através de um conjunto de respostas de perfis elétricos (Serra, 1986). Estudos relacionados à caracterização de eletrofácies por meio de perfis geofísicos de poços têm sido amplamente discutidos devido à importância e à grande aplicabilidade nas rotinas que envolvem modelagem geológica de reservatórios petrolíferos (Doveton, 1994; Rider, 2000).

O perfil de poço, de uma maneira geral, fornece algum tipo de informação sobre a composição mineral, a textura, a presença de estruturas sedimentares etc., do meio físico que está sendo investigado (Cruz, 2003).

Logo, as eletrofácies caracterizam classes definidas numericamente durante a interpretação de perfis, sendo analisadas manualmente ou a partir de análises estatísticos (Rider, 2002).

Dependendo dos perfis de poços utilizados, do método de separação de classes e da análise do intérprete, o termo eletrofácies pode ainda assumir diversos sentidos, seja estatístico (Rider, 2002) ou geológico (Serra e Abbot, 1982; Serra, 1984).

De maneira geral, a caracterização de eletrofácies pode ser feita por meio de um fluxograma amostrado na Figura 17, sendo dependente do tipo de informação disponível.

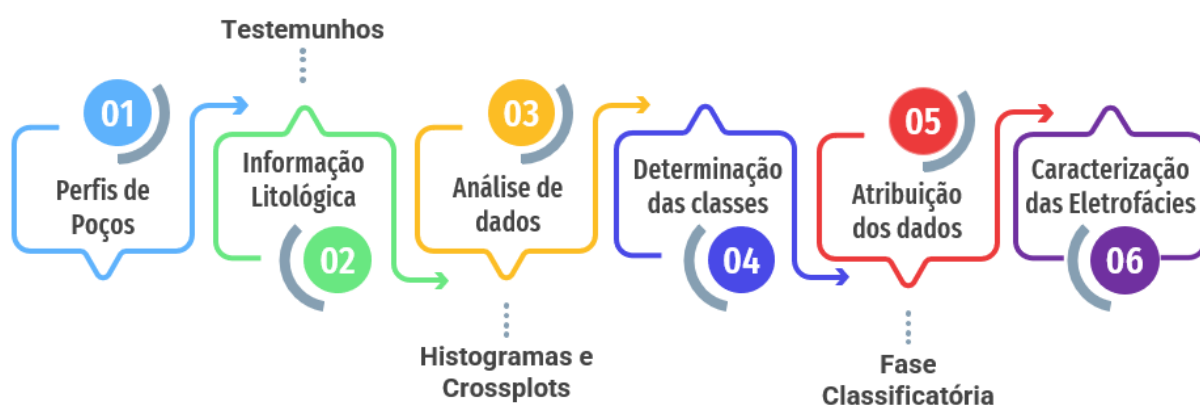


Figura 17: Fluxograma apresentando roteiro para a caracterização de eletrofácies.

3.4. Inversão Sísmica

Muitas medidas na indústria do petróleo dependem, em certa medida, da inversão sísmica para a caracterização do reservatório. Pois a inversão sísmica busca transformar as respostas dos dados de sísmica de reflexão em parâmetros que permitam modelar as propriedades do reservatório.

Segundo Sheriff (2002), inversão é a técnica que gera uma série de parâmetros que podem ter sua origem num conjunto de medições observadas. Estes parâmetros

consistem na assinatura física de estruturas geológicas, ou seja, a matriz de coeficientes de reflexão detectados em interfaces geológicas devido à passagem do sinal sísmico.

Kemper (2010) define a técnica de inversão sísmica como um processo de converter a refletividade sísmica para propriedades elásticas da rocha. Quando é utilizado dados empilhados de ondas compressoriais, o resultado da inversão é um modelo de impedância acústica, podendo ser usado para obter propriedades petrofísicas do meio.

A Figura 18 compara de forma esquemática o método direto e à inversão sísmica. O modelo direto utiliza as propriedades da formação, como por exemplo a impedância acústica convolvida com um pulso sísmico para gerar um traço sísmico sintético. Já a inversão se inicia com traço sísmico gravado e remove o efeito do pulso sísmico, obtendo um modelo de impedância acústica (Barclay *et al.*, 2008).

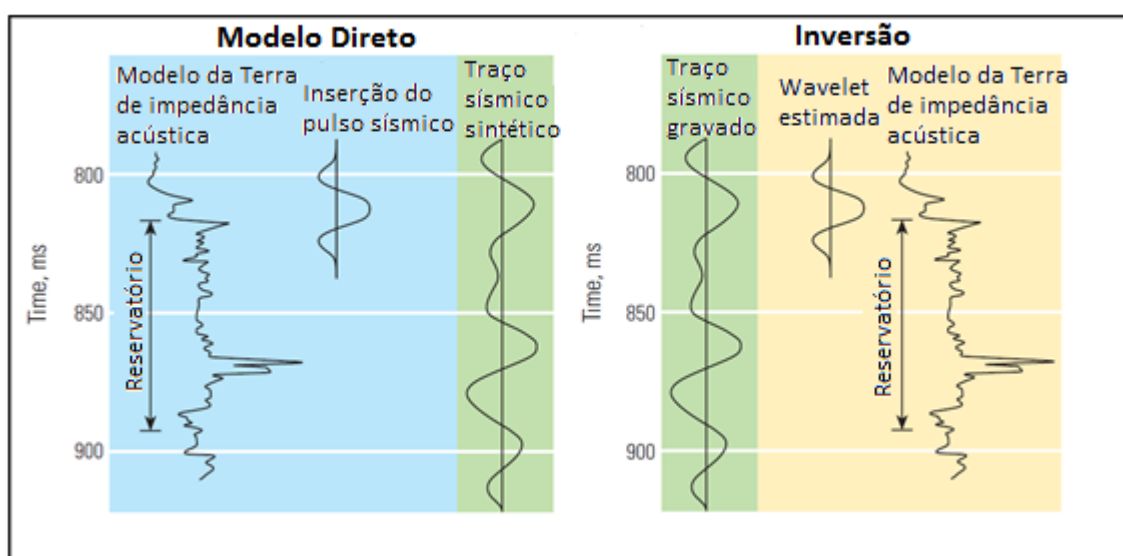


Figura 18: Modelo Direto e Inversão (Barclay *et al.*, 2008).

O dado sísmico possui uma limitação na banda, ou seja, não possui as mais altas e mais baixas frequências, variando normalmente entre 5 e 80 Hz. Isto gera um impacto na resolução sísmica. A incorporação de baixas frequências ao dado, é uma boa prática, já que estas são de extrema importância para uma análise quantitativa das propriedades físicas do meio (Latimer *et al.*, 2000).

A maioria dos métodos de inversão fornecem uma solução para esta questão, na qual as baixas frequências ausentes são incorporadas a partir de um modelo de velocidade criado na análise durante o processamento sísmico, ou através de extrapolação de dados de perfis de poços conjuntamente com horizontes mapeados no volume sísmico.

A fim de compreender melhor a inversão sísmica, é necessário entender alguns dos processos físicos que envolvem a modelagem do dado sísmico de reflexão.

3.4.1. Modelo Convolucional

Para o procedimento de inverter traços sísmicos, é preciso entender os processos físicos que dão origem a resposta sísmica. Tais processos são modelados numericamente, dando origem aos dados sintéticos que serão confrontados com os dados reais.

Como já referido, a reflexão sísmica limita os meios rochosos através do contraste de impedância entre elas, possibilitando a geração da função de refletividade sintética com base nas informações de velocidade e densidade das rochas.

Segundo Russel (1988), a refletividade é o conceito físico fundamental no método sísmico, em que cada coeficiente de reflexão pode ser avaliado como a resposta do sinal sísmico pela mudança na impedância acústica. O traço sísmico é representado pelo modelo convolucional. Assumindo $s(t)$ como o resultado da convolução de uma função refletividade das camadas de subsuperfície, com o pulso sísmico gerado na superfície acrescido de um ruído proveniente da aquisição, o modelo convolucional do traço sísmico é definido como:

$$s(t) = w(t) * r(t) + n(t) \quad (5)$$

no qual $w(t)$ é a wavelet (pulso sísmico), $r(t)$ a função refletividade e $n(t)$ o ruído, $*$ o operador convolucional.

Na equação acima, se a componente ruído for nula, o traço sísmico será simplesmente a convolução do pulso sísmico com a função refletividade do meio:

$$s(t) = w(t) * r(t) \quad (6)$$

Este modelo convolucional é ilustrado na Figura 19.

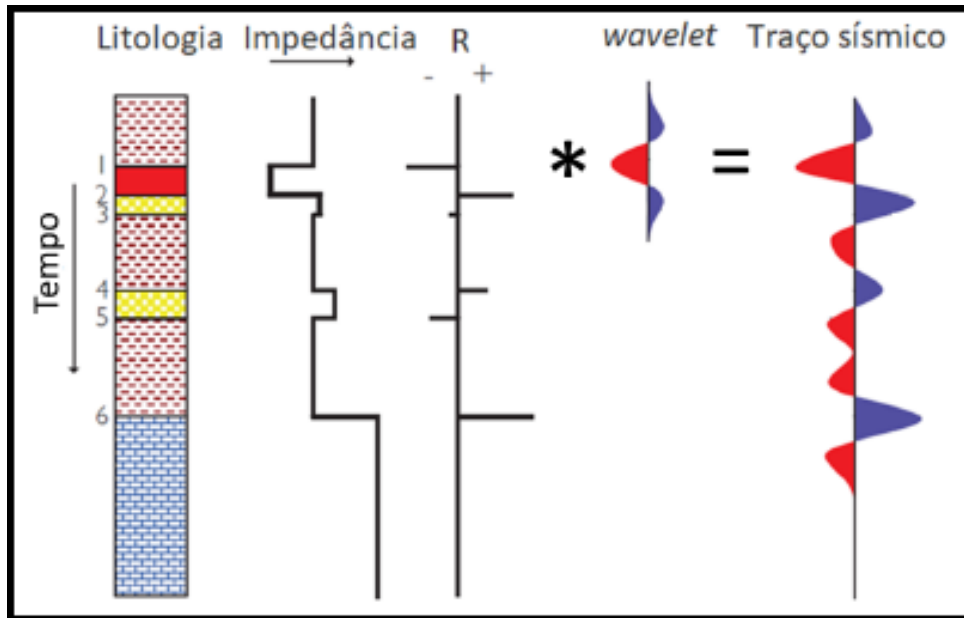


Figura 19:Modelo Convolucional. Modificado de Simm & Bacon (2014).

3.4.2. Impedância acústica

A impedância acústica é uma propriedade de camada e pode ser definida como o produto da velocidade da onda compressional e a densidade da rocha.

As amplitudes sísmicas são propriedades de interfaces de camadas que refletem mudanças relativas na impedância acústica. Elas são comumente usadas para alvos específicos como um indicador de estruturas de reservatórios e para delinear zonas de hidrocarbonetos. Além disso, quando correlacionadas com dados de perfis de poços, a precisão é maior e isso ajuda a determinar mudanças de fácies mais distantes dos poços (Becquey, 1979). Reciprocamente, pseudo-perfis de impedância acústica são propriedades de rochas que podem prover informações sobre mudanças laterais na litologia, assim como características básicas da rocha, incluindo porosidade e o preenchimento desses poros.

O conceito fundamental da exploração sísmica é enviar um sinal de tempo curto para a terra, que é refletido de volta de um limite entre duas unidades, o refletor. Os

sinais são transmitidos como uma onda elástica e trazida de volta com informações como estrutura geológica, litologia e fluido através do tempo de viagem, amplitude de reflexão e variação de fase. Se assumirmos que o ângulo de incidência é zero e que as camadas são planas, o coeficiente de reflexão pode ser relacionado à impedância acústica por meio de da equação de Zoeppritz:

$$r_t = \frac{Z_{t+1} - Z_t}{Z_{t+1} + Z_t} (7)$$

no qual Z_t é a impedância acústica ($z+1$ refere-se a duas camadas consecutivas numa sequência estratigráfica) da camada no tempo t e r_t a função refletividade.

$$Z = \rho \cdot V (8)$$

no qual Z é a impedância acústica, ρ a densidade e V é a velocidade da onda P ou S.

3.4.3. Estimativa do pulso sísmico

A estimativa do pulso sísmico é um fator determinante para a inversão sísmica. Essa estimativa trata-se de uma fase importante para a análise sísmica, na deconvolução determinística dos dados, na amarração sísmica a poço e na própria inversão, no *upscale* de dados de perfil para a sísmica, entre outros. A forma inferida do pulso sísmico pode influenciar fortemente nos resultados da inversão sísmica e nas futuras avaliações, interferindo assim na interpretação do reservatório.

É possível segregar os métodos de estimativa do pulso sísmico em duas categorias: métodos puramente estatísticos e métodos que utilizam dados de poço. Segundo Yi *et al.* (2013), o método estatístico estima o pulso sísmico com base no espectro de amplitude ou funções de autocorrelação do dado sísmico registrado, mas não pode determinar a sua fase sem fazer hipóteses como, por exemplo, ser de fase mínima.

Na prática, o espectro de amplitude do dado sísmico é calculado através da Transformada de Fourier sobre uma determinada janela sísmica. Primeiro é assumido que a refletividade da Terra é aleatória e que o pulso sísmico é invariante em toda

janela. O espectro de amplitude do pulso é caracterizado como uma versão em escala do espectro de amplitude do traço sísmico, logo, o dado sísmico é limitado pela mesma banda de frequência do pulso sísmico. Para exemplificar isto, a Figura 20 mostra a função refletividade, o pulso sísmico, o ruído e o traço sísmico nos domínios do tempo e da frequência (Lupinacci, 2014).

Outra informação necessária é a fase. Um pulso de fase zero é ideal, pois a interface entre duas camadas com diferentes impedâncias será marcada por um pico no tempo ou na profundidade exata do evento, facilitando a interpretação.

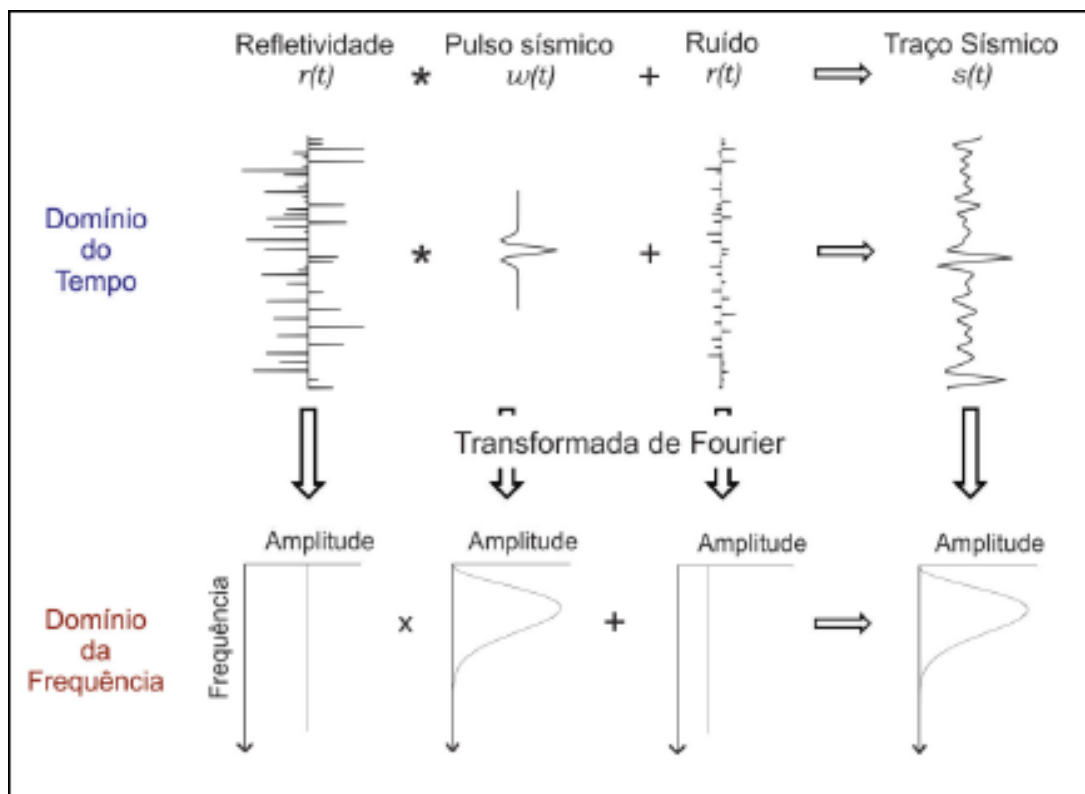


Figura 20: O modelo convolucional do traço sísmico e a transformada de Fourier da função refletividade, do pulso sísmico, do ruído e do traço sísmico (Lupinacci, 2014).

3.4.4. Utilização e vantagens da inversão sísmica

Segundo Latimer *et al.* (2000), as principais vantagens de utilizar a impedância acústica como ferramenta para caracterização de reservatórios são:

- i. A maioria dos geocientistas compreende melhor o conceito de impedância e geologia do que o traço sísmico. Assim, trabalhar no domínio da impedância é um excelente mecanismo para a integração em uma equipe multidisciplinar;
- ii. A impedância acústica é uma propriedade da camada, portanto pode tornar a análise de sequências estratigráficas mais direta.
- iii. Um modelo de impedância acústica de boa qualidade pode trazer mais informações do que o dado sísmico, por ser resultado da integração de dados de diferentes fontes.
- iv. Elimina ou reduz problemas relacionados ao pulso sísmico.
- v. Está ligada a propriedades do reservatório, como litologia, porosidade e outros fatores.

Serve como ferramenta para modelagem de fácies e de propriedades petrofísicas.

3.4.5. Tipos de inversão sísmica

Podemos dividir os principais métodos de inversão de acordo com sua origem matemática em determinística e estocástica e, baseada no dado sísmico utilizado pré-empilhamento e pós-empilhamento (Figura 21). Com os dados pré-empilhados de ondas compressonais estimam-se as de impedâncias compressional e cisalhante e densidade. Já com os dados pós-empilhamento de onda compressional a partir da inversão obtém-se apenas a impedância acústica (Filippova *et al.*, 2011). O método de inversão sísmica pós-empilhamento é um método muito utilizado entre os geofísicos por ser um método robusto e simples de ser empregado (Russel e Hampson, 1991).

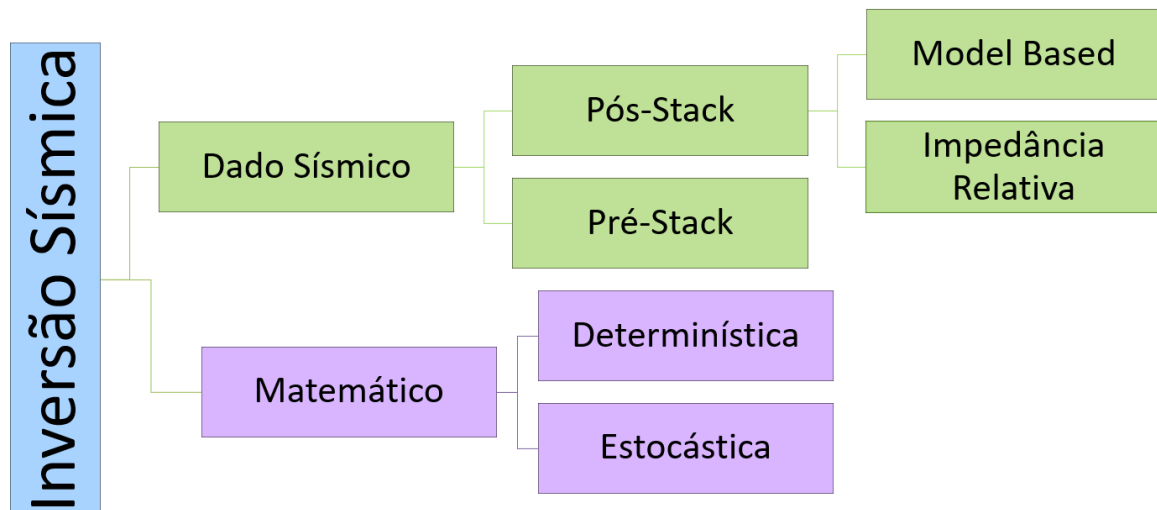


Figura 21: Subdivisão de alguns tipos de inversão sísmica.

3.4.5. Inversão baseada em modelo

O método de inversão utilizado neste trabalho é a inversão *model-based*, um tipo de inversão determinística. Grande parte dos métodos de inversão sísmica baseia-se em três pontos fundamentais:

1. Modelo convolucional da série de coeficientes de reflexão dos dados experimentais com *wavelet* pulso sísmico conhecido.
2. Comparação de traço sísmico modelado com o traço sísmico real.
3. Atualização do conjunto de coeficientes de reflexão, para minimizar a diferença entre os traços sintético e real.

O principal objetivo da inversão sísmica determinística é minimizar a diferença entre a convolução do pulso sísmico com a série de refletividade e o traço sísmico observado - função objetivo (Alves *et al.*, 2012). Além da quantificação do erro, podem ser adicionadas à função objetivo outras condições como o modelo geológico inicial. Estas restrições são utilizadas visando fornecer informações *a priori* do dado que será invertido, a fim de minimizar o problema de a solução do modelo de inversão ser considerada não única (Figura 22).

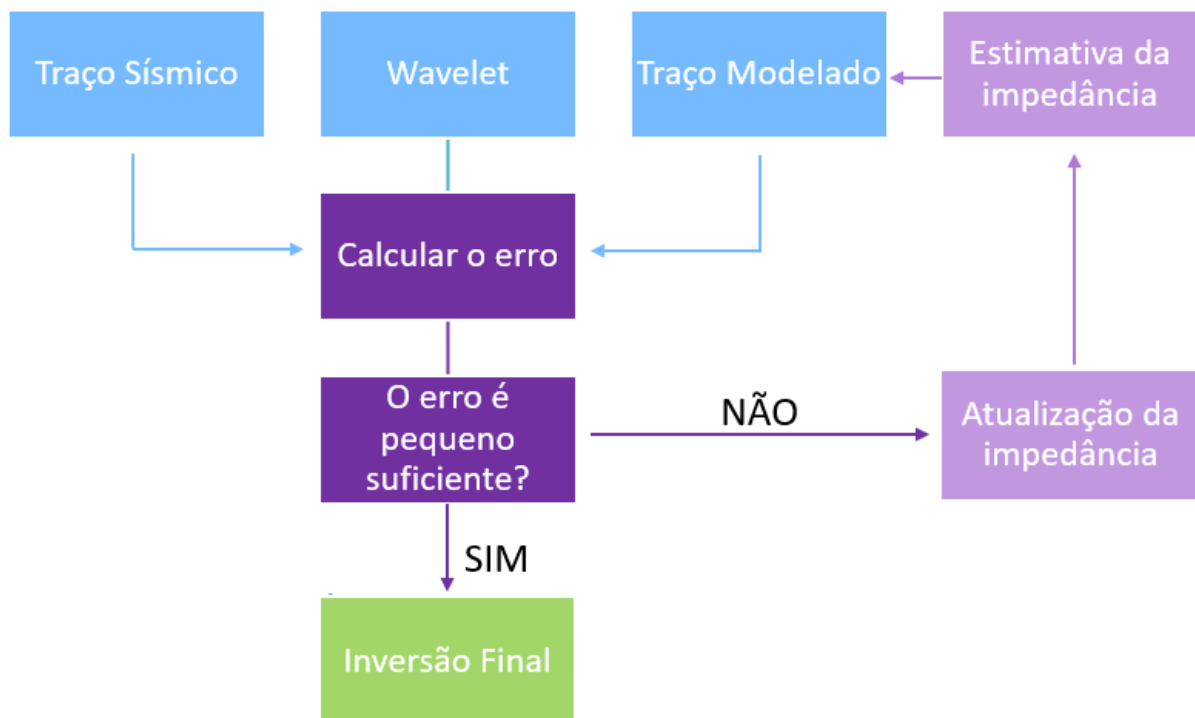


Figura 22: Fluxograma para a técnica de inversão determinística *model-based*.

A inversão linear generalizada (GLI- *generalized linear inversion*), se destaca entre os diversos algoritmos empregados na inversão *model-based* (Cooke e Cant, 2010). De acordo com os autores, um modelo inicial de propriedades geológicas obtidas através da impedância acústica será refinado a partir da convolução para gerar um modelo sintético que esteja razoavelmente próximo ao dado de sísmica observado.

A inversão sísmica terá como solução um modelo único de impedância acústica para cada traço a ser invertido, utilizando a GLI. Este modelo de inversão acústica é parametrizado usando blocos de IA em camadas, que para cada camada são definidos dois parâmetros: um relativo a IA da camada e outro que descreva a espessura dela. O objetivo deste algoritmo GLI é atualizar estes parâmetros, para que um traço sintético obtido a partir do modelo inicial coincida com o traço de sísmica observado.

O modelo de IA inicial funciona como primeira estimativa e, por isso, pode conter erros. Para este modelo inicial, são calculados os coeficientes de reflexão, que convolvidos com *wavelet* geram a primeira sísmica sintética. Pela possibilidade de haver erros, o traço sísmico sintético é então subtraído do traço real, gerando uma diferença chamada de erro do traço. Se este erro não for considerado aceitável, o

algoritmo prossegue e gera uma matriz de sensibilidade que investiga cada parâmetro do modelo de IA, caso contrário, o traço sintético é selecionado (Cooke & Cant., 2010).

Para este processo, são necessários horizontes interpretados representando os principais eventos para guiar o modelo inicial, como topo e base de formações, em seguida, com *wavelet* estimada e limites apropriados a inversão pode ser iniciada. O resultado da inversão será um modelo de impedância em micro camadas, que deve passar por uma etapa de controle de qualidade, em que o usuário compara o modelo de impedância com a impedância dos poços. Caso haja um bom ajuste das impedâncias no intervalo de interesse a inversão *model-based* é rodada.

O uso de um “poço cego” é outro eficiente controle de qualidade, que pode ser escolhido quando se há muitos poços na área de estudo, em que um poço não é incorporado ao modelo inicial, mas é adicionado à seção final de impedância acústica. Se a impedância do poço cego concordar com a impedância acústica da seção, então a inversão pode ser validada. A Figura 23 mostra um exemplo de teste com poço cego.

Há duas limitações significativas em toda inversão determinística. Um deles é a incorporação do modelo no resultado e com isso, artefatos podem ser introduzidos, causando problemas na interpretação. Para compensar esta questão, é indicado que cortes horizontais sejam comparados entre modelo e inversão. A outra limitação dos sistemas determinísticos é que, por eles produzem melhores soluções, elas são incapazes de reproduzir toda a gama de impedância observada no poço (*Technical Note Earthworks*, 2008).

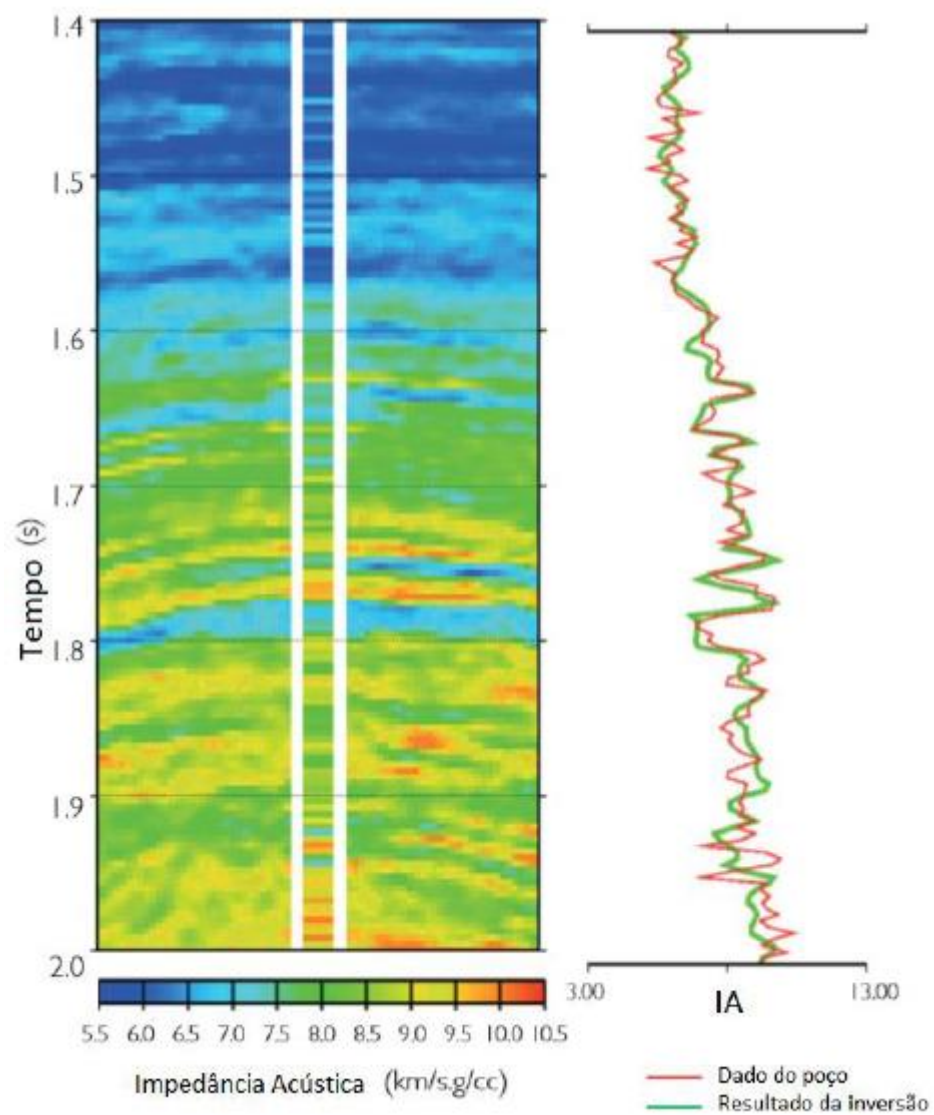


Figura 23: Exemplo de validação da inversão com uso de poço cego. Comparação do resultado da impedância invertida com a impedância calculada a partir dos perfis de poços (after Bach et al., 2000 em Simm & Bacon, 2014)

4. Metodologia

Este trabalho utilizou o conjunto de dados de poços, que consiste em perfis de poços e descrições de amostras laterais de rocha e de litologia. Os dados foram disponibilizados pela Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP). O fluxograma geral da metodologia adotada está sumarizado na Figura 24.

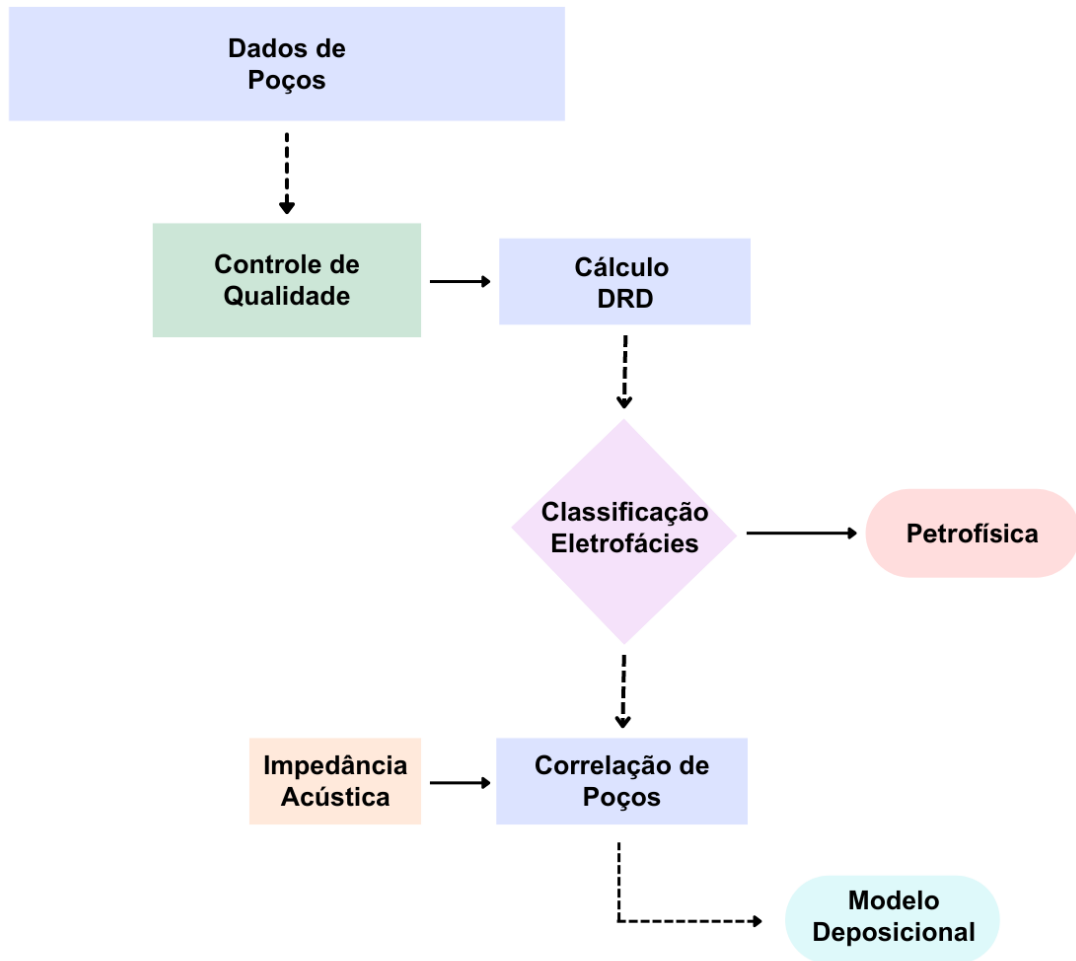


Figura 24: Fluxograma para caracterização dos reservatórios do Eoceno da Bacia de Campos.

A avaliação dos dados de poços teve como objetivo definir as zonas de reservatórios e estimar as propriedades volume de argila, porosidade e saturação. Para este propósito foram utilizados os perfis de raios gama (GR), cáliber (CAL), porosidade (NPHI), densidade (RHOB), resistividade rasa, média, profunda e ultra profunda (RES), fotoelétrico (PEF) e Delta RHOB Delta NPHI (DRDN) (Tabela 2).

Tabela 2: Relação dos perfis para cada poço.

Poço	Raios Gama	Densidade	Neutrão	Resistividade	Sônico	Fotoelétrico
1-BRSA-108A-ESS	X	X	X	X	X	X
1-BRSA-192-ESS	X	X	X	X	X	X
1-BRSA-196-ESS	X	X	X	X	X	X
1-BRSA-215-ESS	X	X	X	X	X	X
1-BRSA-33-ESS	X	X	X		X	X
1-SHEL-1-ESS	X	X	X	X	X	X
1-SHEL-7-ESS	X	X	X	X	X	X
1-SHEL-29-ESS	X	X	X		X	X
3-ARGO-1-ESS	X	X	X	X	X	X
3-BRSA-168-ESS	X	X	X	X	X	X
3-BRSA-177-ESS	X	X	X	X	X	X
3-BRSA-240-ESS	X	X	X	X	X	X
3-BRSA-275-ESS	X	X	X	X	X	X
3-BRSA-277-ESS	X	X	X	X	X	X
3-BRSA-317-ESS	X	X	X	X	X	X
3-BRSA-322-ESS	X	X	X	X	X	X
3-SHEL-17-ESS	X	X	X	X	X	X
3-SHEL-22-ESS	X	X	X	X	X	X
3-SHEL-24-ESS	X	X	X	X	X	X
3-SHEL-25-ESS	X	X	X	X	X	X
4-BRSA-262-ESS	X	X	X	X		X
4-BRSA-291D-ESS	X	X	X	X	X	X
4-BRSA-420-ESS	X	X	X	X	X	X
4-BRSA-449-ESS	X	X	X	X	X	X
4-SHEL-18-ESS	X	X	X	X	X	X
6-BRSA-497-ESS	X	X	X	X	X	X
6-BRSA-631DA-ESS	X	X	X	X	X	X
6-BRSA-639-ESS	X	X	X	X	X	X
7-BFR-3HP-ESS	X	X	X	X		
7-CHT-7HP-ESS	X			X		X
7-JUB-37H-ESS	X	X	X	X		
7-JUB-45-ESS	X	X	X	X	X	X
8-BFR-11B-ESS	X	X	X	X	X	X
8-BFR-5HP-ESS	X	X	X	X		
8-JUB-39-ESS	X	X	X	X	X	X

4.1. Carregamento e controle de dados

As curvas caliper, raios gama, densidade, porosidade neutrão, sônico compressional e resistividade dos poços foram carregadas e analisadas no *software* APPy. Após o carregamento, os dados foram performados uma análise qualitativa das curvas. Esta análise consistiu em definir os intervalos de emenda de cada curva nos diversos arquivos no formato DLIS, correspondentes aos intervalos de perfilagem ao longo do poço, e verificar a qualidade das medições a partir do perfil caliper.

4.2. Perfil DRDN

O perfil DRDN é uma relação linear entre os perfis de densidade e porosidade neutrão, onde é calculada a diferença relativa entre os dois perfis (Guimarães *et al.*, 2008; Freire *et al.*, 2020):

$$DRDN = \left(\frac{RHOB - 2}{0.05} \right) - \left(\frac{0.45 - NPHI}{0.03} \right), \quad (9)$$

Este perfil tem como objetivo ressaltar regiões onde ocorrem cruzamentos dessas curvas. O *crossover* é observado quando a curva de densidade diminui e a de porosidade neutrão aumenta, associando à presença de arenitos. Já nos casos em que não ocorre o cruzamento, associa-se à presença de rochas não reservatórios.

As escalas de valores mínimos e máximos normalmente utilizados para a interpretação dos perfis de densidade e porosidade neutrão são a base para o cálculo do DRDN (Pequeno, 2019). Enquanto o perfil neutrão é interpretado entre as escalas 0.45 a -0.15 unidades de porosidade, o de densidade é analisado entre 2 a 3 g/cc. A fórmula subtrai de cada perfil seus respectivos valores mínimos das escalas (2 para DEN e 0.45 para o perfil NEU). Em seguida, cada subtração é dividida pela distância entre os limites das escalas de cada curva (0.05 ou 1 para o DEN/ 0.03 ou 0.06 para NEU). Ao final, as duas operações são subtraídas e se obtém o perfil DRDN.

A partir da análise do perfil DRDN, pôde-se estimar valores relativos à litologia lida ao longo de todo intervalo do Eocenos nos poços. Os arenitos foram associados a valores menores ou iguais a zero. Já os folhelhos, resultados maiores que zero. A

classificação destas litologias teve preferência pelo perfil de DRDN por não apresentar influência a presença de feldspato potássico. Este mineral radioativo impossibilitou a utilização do perfil GR, devido aos altos valores para os arenitos. Por esta característica, não foi possível utilizar esse perfil para diferenciar arenitos e folhelhos.

4.3. Eletrofácies

Após o cálculo de DRDN, foi feita a interpretação manual dos perfis de poços com o objetivo de identificar as respostas das litologias. A interpretação foi baseada na associação das curvas CAL, PEF, RHOB, NPHI, DRDN e DTC. Inicialmente, foram interpretas zonas de arenitos, calcilutitos e margas, seguidos pelas zonas de folhelhos. A Tabela 3 mostra as respostas de alguns perfis para cada litologia que foram utilizados para esta fase. Um dos objetivos da interpretação litológica foi refinar a descrição apresentada no perfil composto.

Tabela 3: Valores utilizados nos perfis GR, RHOB e PEF para a identificação das litologias.

	Raios Gama	Densidade	Fotoelétrico	DRDN
Arenito	Não utilizado	2,1 – 2,6 g/cm ³	2,0 – 3,0	-10 – 0
Margas	Menor que 75° API	Maior que 2,6 g/cm ³	4,0 – 4,5	Não utilizado
Calcilutito	Menor que 65° API	Maior que 2,6 g/cm ³	Maior que 4,5	Não utilizado
Folhelho	Maior que 100° API	Menor que 2,0 g/cm ³	3,0 – 5,0	0 – 10

O perfil de raios gama possui altos valores nos intervalos de arenitos e folhelhos. Isto ocorre porque os arenitos são arcoseanos, ou seja, possuem a presença de feldspato que é um mineral com elementos radioativos (p.e., potássio). Por isso, não foi possível utilizar esse perfil para diferenciar os arenitos dos folhelhos.

No presente estudo, o conceito de fácies adotado foi o proposto por Mutti em 1992, devido à sua relevância significativa para o contexto turbidítico. Mutti é reconhecido por suas contribuições fundamentais na compreensão das características sedimentares e deposicionais de sistemas turbidíticos, fornecendo um

arcabouço conceitual robusto para a interpretação das fácies sedimentares em ambientes como a Bacia de Campos.

4.4. Petrofísica

4.4.1. Estimativa de Volume de Argila

A quantidade de argila é um fator determinante para qualificar uma zona de reservatório, isto ocorre, pois, esse elemento pode ocupar o espaço poroso prejudicando as propriedades permo-porosas. Serão apresentados dois métodos para o cálculo de Volume de Argila:

- (i) Utilizando a curva de raios gama;
- (ii) Utilizando as curvas de densidade e porosidade neutrao.

Para a primeira estimativa foi utilizado o perfil de raios gama (GR), o qual mede a radioatividade das rochas, que é resultado da quantidade de potássio, urânio e tório. Este perfil está associado ao volume de argila, devido a argila possuir facilidade em reter minerais radioativos em sua estrutura, gerando assim uma leitura do perfil proporcional a quantidade de argila.

Para obter o volume de argila, podemos utilizar:

$$IGR = \frac{GR_{lido} - GR_{min}}{GR_{max} - GR_{min}}, \quad (10)$$

no qual GR_{lido} é o valor lido pelo perfil, GR_{min} é a média dos valores mínimos lidos em uma zona limpa e GR_{max} é a média dos valores máximos lidos em uma zona de folhelho. Com o valor de IGR podemos usar modelos empíricos para o cálculo do volume de argila (V_{sh}), os mais utilizados são: Linear, Larionov para rochas recentes e mais antigas, o Clavier e o Stieber (Schön, 2011).

Neste estudo, de acordo com a litologia e as idades de deposição das rochas em estudo na Bacia de Campos, foi utilizado o modelo de Larionov para rochas recentes para estimar o volume de argila (V_{clay}):

$$V_{clay} = 0,083(2^{3,7*IGR} - 1), \quad (11)$$

O segundo método utiliza os perfis de densidade e neutrão. Em litologias com a presença de arenitos arcossianos, estes perfis são dados mais indicados para estimar o Volume de Argila. O método é mais preciso e livre de influências de minerais radioativos presentes na formação. A equação para o cálculo de Volume de Argila utilizando estas curvas é dada por:

$$V_{clay_{ND}} = \frac{X_1 - X_0}{X_2 - X_0}, \quad (12)$$

no qual:

$$X_0 = NPHI_m$$

$$X_1 = (NPHI + \frac{NPHI_{sh} - NPHI_m}{RHO_{B_{sh}} - RHO_{B_m}})(RHO_{B_m} - RHO_B)$$

$$X_2 = (NPHI_{sh} + \frac{NPHI_{sh} - NPHI_m}{RHO_{B_{sh}} - RHO_{B_m}})(RHO_{B_m} - RHO_{B_{sh}})$$

no qual $NPHI_m$ e RHO_{B_m} são valores de neutrão e densidade em zonas somente de areia, $NPHI_{sh}$ e $RHO_{B_{sh}}$ em folhelhos.

4.4.2. Porosidade Total e Efetiva

Para o cálculo da porosidade, foram necessários os perfis neutrão (NPHI), densidade (RHOB), volume de argila (V_{clay}) e temperatura. A porosidade total foi calculada através da combinação dos perfis neutrão e densidade.

Para o cálculo da porosidade efetiva é removido o volume de argila da porosidade da rocha. Assim, a estimativa de produção de hidrocarbonetos é feita com maior precisão. A expressão genérica para estimar a porosidade efetiva, de acordo com Nery (2013):

$$PHIE = PHI - V_{clay}, \quad (13)$$

Onde PHI é a porosidade total calculada pela curva de densidade, sônico ou neutrão e V_{clay} é obtida do volume de argila.

4.4.3. Saturação de Água

Para a estimativa da saturação de água (S_w) foi escolhida a equação de Archie (Schön, 2015):

$$S_w = \sqrt[n]{\frac{\alpha R_w}{\Phi^m R_t}}, \quad (14)$$

no qual R_t é a resistividade lida pelo perfil, R_w a resistividade da água de formação, Φ a porosidade, m o expoente de cimentação, n o expoente de saturação e α o parâmetro de tortuosidade. Foram usados os seguintes valores para os parâmetros: $m = n = 2$ e $\alpha = 1$. Foi verificado uma zona 100% saturada com água para obter o valor de R_w e usado a técnica de *PickettPlot*.

O método de *PickettPlot* considera uma zona saturada com água, onde é gerado um gráfico *log-log* de resistividade *versus* porosidade. Neste *crossplot*, mostrado na Figura 25, os pontos de saturação de água constante definem uma linha reta nos menores valores, a qual representa a linha de 100% saturado com água. O valor de R_w é lido na posição correspondente no eixo da resistividade (R_t), com a interseção entre a linha de $S_w = 1$ e $\Phi = 1$ (Ellis e Singer, 2008).

As propriedades volume de argila, porosidade e saturação permitem ter uma avaliação mais completa do cenário dos poços, para se delimitar com mais precisão os limites do reservatório.

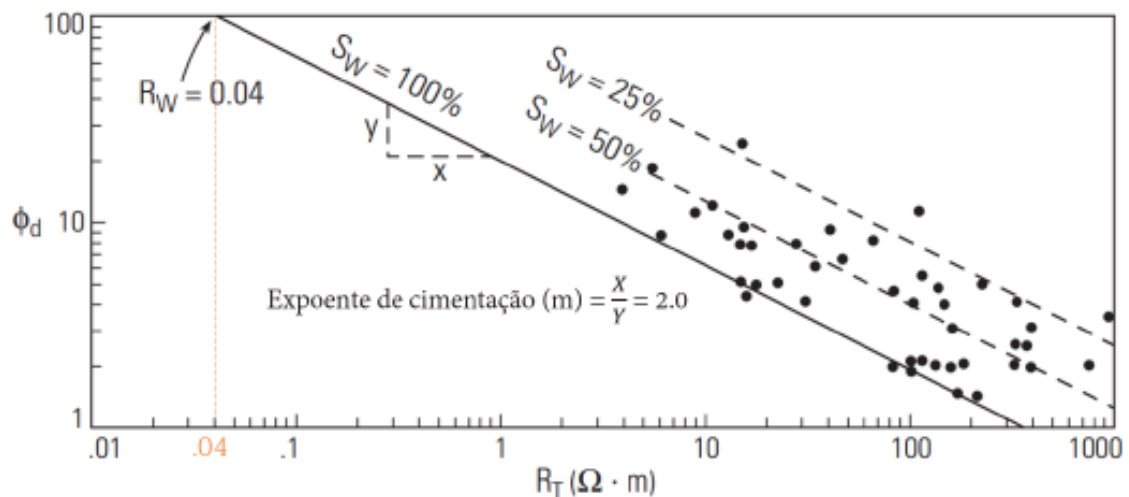


Figura 25: Método de *PicketPlot* utilizado na determinação da resistividade da água (R_w). (Fonte: Modificado de Ellis e Singer (2008)).

4.6 . Correlação de poços

Em função da alternância entre a Formação Carapebus (arenitos turbidíticos) e a Formação Ubatuba (margas e folhelhos), foi feita uma correlação entre intervalos, a fim de permitir a identificação de cada ciclo. Essa interpretação foi feita através das curvas GR, DRDN e Vshale. Foram correlacionados picos de cada curva em todos os poços. Dessa forma, as zonas foram delimitadas por cada evento observado nos perfis. Assim, o intervalo de um poço A na zona 1, foi nomeado de Eoceno 1 e correlacionado com o intervalo do poço B, da mesma zona.

4.5. Caracterização sísmica e mapas de atributos

Para identificação de estruturas, diferenciação de litologias, identificação de hidrocarbonetos alguns atributos foram gerados a partir do volume sísmico de amplitude. Esses atributos auxiliaram a interpretação do campo de estudo.

4.5.1. Criação de modelos de baixa frequência para Inversão Sísmica

Para a construção do modelo inicial de impedância acústica, foi construído um modelo de baixa frequência de 6 Hz abrangendo uma extrapolação dos perfis de

impedância acústica de 8 poços, exemplificado na Figura 26. Este modelo foi usado como entrada para o algoritmo de inversão.

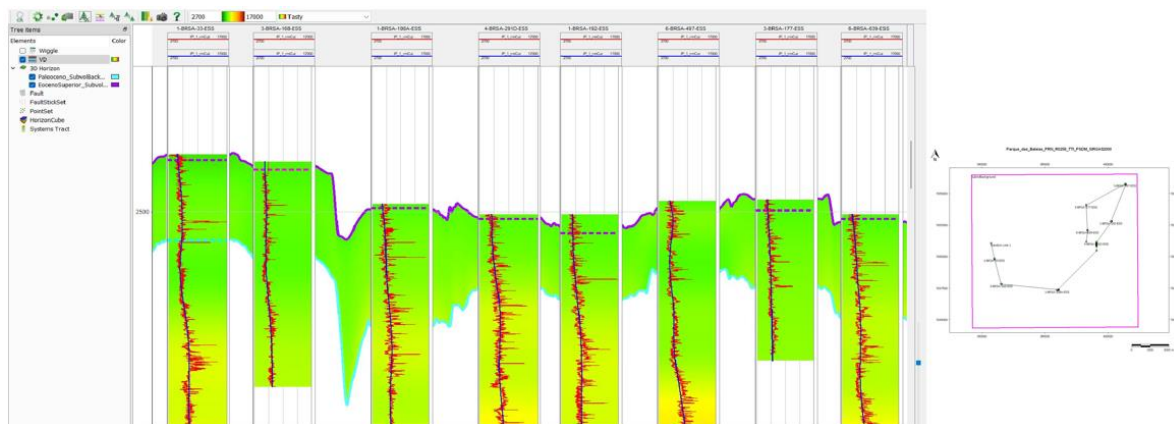


Figura 26: Modelo de baixa frequência de 6Hz para a impedância-P dos poços utilizados na modelagem.

4.5.2. Volume de Impedância Acústica

O volume de impedância acústica foi gerado em um subvolume limitado pelas *in-lines* 2800 e 3770, *cross-lines* 4580 e 5630, no topo pelo horizonte eoceno e a base pelo horizonte paleoceno.

Após a construção do modelo inicial de impedância acústica e estimativa do pulso sísmico, foi iniciado o processo de inversão propriamente dito. O método utilizado foi a inversão baseada no modelo (*model-based inversion*), utilizando a regularização de Tikhonov para impor suavidade na solução.

A partir do resultado da inversão acústica foi possível a interpretação de novos horizontes, que foram mapeados com base no contraste de impedância acústica. Com esses horizontes interpretados no Eoceno, foram divididos sete intervalos. Devido aos problemas de resolução sísmica, esses horizontes não puderam ser mapeados diretamente do dado sísmico.

5. Resultados

5.1. Análise dos perfis de poços

A sucessão eocênica do Campo de Jubarte é representada litoestratigraficamente pelas formações Ubatuba (folhelhos, margas e calcilutitos) e Carapebus (arenitos). Para reinterpretação litológica e refinamento estratigráfico desta sucessão, foi feita a avaliação de perfis geofísicos em trinta poços, sendo destacados dois poços devido aos melhores intervalos de *net pay* (Figuras 27 e 28): (i) poço 1-BRSA-192-ESS, no intervalo de 2560/2700 m; (ii) poço 3-BRSA-240-ESS, no intervalo 2690/2820 m. Foram analisados os perfis de caliper (CAL), raios gama (GR), porosidade (NPHI), densidade (RHOB), resistividade rasa, média, profunda e ultra profunda (RES), fotoelétrico (PEF) e Delta RHOB Delta NPHI (DRDN).

Os perfis caliper e *bit size* serviram como base para a confiabilidade das curvas em determinadas áreas. Estes perfis são importantes para avaliar as condições da parede do poço e na qualidade da medição dos perfis geofísicos, uma vez que pode ocorrer desabamentos. Ao longo dos poços, nos intervalos analisados, o *bit size* possui um valor constante de 12.5 polegadas, indicando apenas uma fase de perfuração. Este valor é usado como suporte para as análises do caliper, pois em regiões onde o diâmetro do poço é maior que a broca são chamadas de zonas de arrombamento, causadas pela escavação acentuada da broca de perfuração ou erosão causada pela circulação da lama de perfuração. O caliper possui valores entre 12.5 e 13 polegadas, indicando pouco arrombamento. Entretanto, em algumas regiões, como no poço 1-BRSA-192-ESS, entre 2660/2665 m, foi constatado altas respostas neste perfil, em torno de 16 polegadas, indicando uma zona de desmoronamento, sendo observados normalmente em folhelhos, devido ao problema do inchamento das argilas e a pressão diferencial.

O perfil de raios gama (GR) possui valores elevados em toda a sucessão, variando de 60 gAPI e 170 gAPI (Figuras 27 e 28). Nos intervalos argilosos (folhelhos), os valores médios estão em torno de 130 gAPI, enquanto nos arenitos a média está em torno de 75 gAPI. Os valores mais baixos estão associados aos carbonatos, com destaque para as profundidades 2615 m e 2777 m do poço 1-BRSA-192-ESS (Figura 27). As transições dos padrões de GR entre folhelhos e arenitos tendem a ser

graduais, com padrões em sino e funil, enquanto no contato entre folhelhos e carbonatos as mudanças tendem a ser bruscas. Os altos valores de GR nos folhelhos estão relacionados a grande quantidade de argilominerais e matéria orgânica, enquanto nos arenitos, estes altos valores relacionam-se a abundante presença de feldspato potássico, que é um mineral radioativo (arenitos arcoseanos). Devido esta característica, não foi possível utilizar esse perfil para diferenciar arenitos e folhelhos. Porém, o GR apresentou bons resultados para a identificação de margas e calcilutitos, devido à baixa resposta do GR nestas litologias.

A combinação dos perfis densidade e neutrão foi essencial para identificar zonas de arenito no poço, tendo o *crossover* das curvas como indicativo dessa litologia. O perfil de densidade possui valores baixos em toda a sequência, variando de 2 g/cm^3 e 2.3 g/cm^3 . Nos intervalos de folhelhos, os valores médios estão em torno de 2.2 g/cm^3 , enquanto para os arenitos está por volta de 2.0 g/cm^3 . Os valores mais altos, 2.5 g/cm^3 , estão associados aos carbonatos, com destaque para a profundidade de 2773 m no poço 3-BRSA-240-ESS (Figura 28). As transições dos padrões de RHOB entre folhelhos e arenitos são bruscos, com quedas em formato de caixote, enquanto para o contato entre folhelhos e carbonatos as mudanças são marcadas por *spikes*. O perfil de porosidade neutrão possui altos valores em quase todo o poço, alternando entre 0.4 v/v – 0.3 v/v. Nos intervalos argilosos (folhelhos), a média é de 0.4 v/v, enquanto nos arenitos 0.35 v/v. Os valores mais baixos estão associados aos carbonatos. As transições dos padrões de NPHI entre folhelhos e arenitos tendem a ser graduais, com padrões em sino, enquanto no contato entre folhelhos e carbonatos as mudanças tendem a ser bruscas. Na literatura, encontramos valores de densidade em torno de 2.5 g/cm^3 – 2.65 g/cm^3 para arenitos, algo que não é aplicável para a região deste trabalho. A baixa compactação das rochas na área de estudo, causa uma diminuição na densidade e um aumento na porosidade (Rider, 2002). Isto também é observado através do *crossover* destes perfis, que possui um deslocamento para a esquerda, indicando baixos valores de densidade e altos para porosidade neutrônica.

A avaliação dos perfis de resistividade serviu para a identificação do fluido no reservatório. Em geral, os valores do perfil de resistividade são baixos para toda a sucessão, variando entre 1 – 2 ohm.m. Nos intervalos dos folhelhos, os valores médios

são de 1 ohm.m, devido a água presente nas argilas. Já nos arenitos é possível observar duas tendências na maioria dos poços: para os arenitos mais rasos, a resistividade tem respostas mais altas, em torno de 30 ohm.m, enquanto para os arenitos profundos, valores baixos como nos folhelhos. Esta diferença é causada pelo fluido presente, enquanto para os arenitos mais rasos há presença de hidrocarboneto, gerando resultados altos para a resistividade, os mais profundos possuem uma saturação de mais de 90% de água. Este comportamento não é observado no poço 3-BRSA-240-ESS, onde os arenitos de maior resistividade são os mais profundos (Figura 28). Para os carbonatos, a curva possui baixos valores, mantendo um comportamento parecido com as zonas de folhelho. As transições dos padrões de resistividade entre folhelhos e arenitos é marcada apenas em algumas regiões, onde há uma mudança brusca de comportamento da curva com valores altos de até 35 ohm.m. Além disso, as sequências de *crossover* entre as curvas de densidade e porosidade neutra que confirmam que é uma rocha porosa coincidem com intervalo que contém um fluido altamente resistivo.

A curva do fotoelétrico apresentou valores diferentes para cada litologia. Este perfil foi determinante para a identificação das margas e calcilutitos, tendo uma média de 4.0 b/e. Para os arenitos os valores variaram entre 2.5 – 3.5 b/e, onde as maiores respostas estavam em arenitos em contato com carbonatos. Os folhelhos mostraram uma resposta média de 3.5 b/e. Este perfil foi o que mais apresentou padrões, tendo um comportamento característico para cada litologia. Nas transições entre folhelhos e margas nota-se uma variação gradual, com padrões de funil. Já na mudança de folhelhos para arenitos há um comportamento de caixote, com uma diminuição dos valores, sendo possível marcar um topo e base. Para os carbonatos, a curva se comportava como um *spike*, ressaltando estas litologias. Os altos valores de PEF nas margas e calcilutitos podem estar relacionados a quantidade de calcita na matriz, enquanto para os arenitos, o cimento conseguiria influenciar essas repostas.

Por fim, as leituras do perfil sônico demonstram elevado tempo de trânsito em toda sucessão, variando de 150 $\mu s/ft$ a 100 $\mu s/ft$, correspondente ao baixo grau de compactação. Com o aumento da compactação devido a profundidade, é possível ver mudanças nos valores do sônico para cada litologia. Os intervalos argilosos mais rasos possuem valores médios de 140 $\mu s/ft$, enquanto nos mais profundos é

observado uma queda, com uma resposta de aproximadamente $100 \mu s/ft$. Nos arenitos também há variação, em torno de $135 \mu s/ft$ - $110 \mu s/ft$. Tal dispersão pode estar representada por alguns fatores, como as diferentes profundidades dos diversos corpos arenosos que compõem a Formação Carapebus e a variação de conteúdo de fluido presente nos poros das rochas. Os menores valores são encontrados nos carbonatos, com dados de $60 \mu s/ft$. As transições dos padrões de DTCO entre folhelhos e arenitos tendem a ser graduais, com padrões de sino e funil, enquanto no contato entre folhelhos e carbonatos as mudanças são bruscas. Os altos valores do sônico nos folhelhos estão relacionados a baixa compactação das rochas, enquanto nos arenitos, além desse fator, estes altos resultados relacionam-se também a presença de fluido.

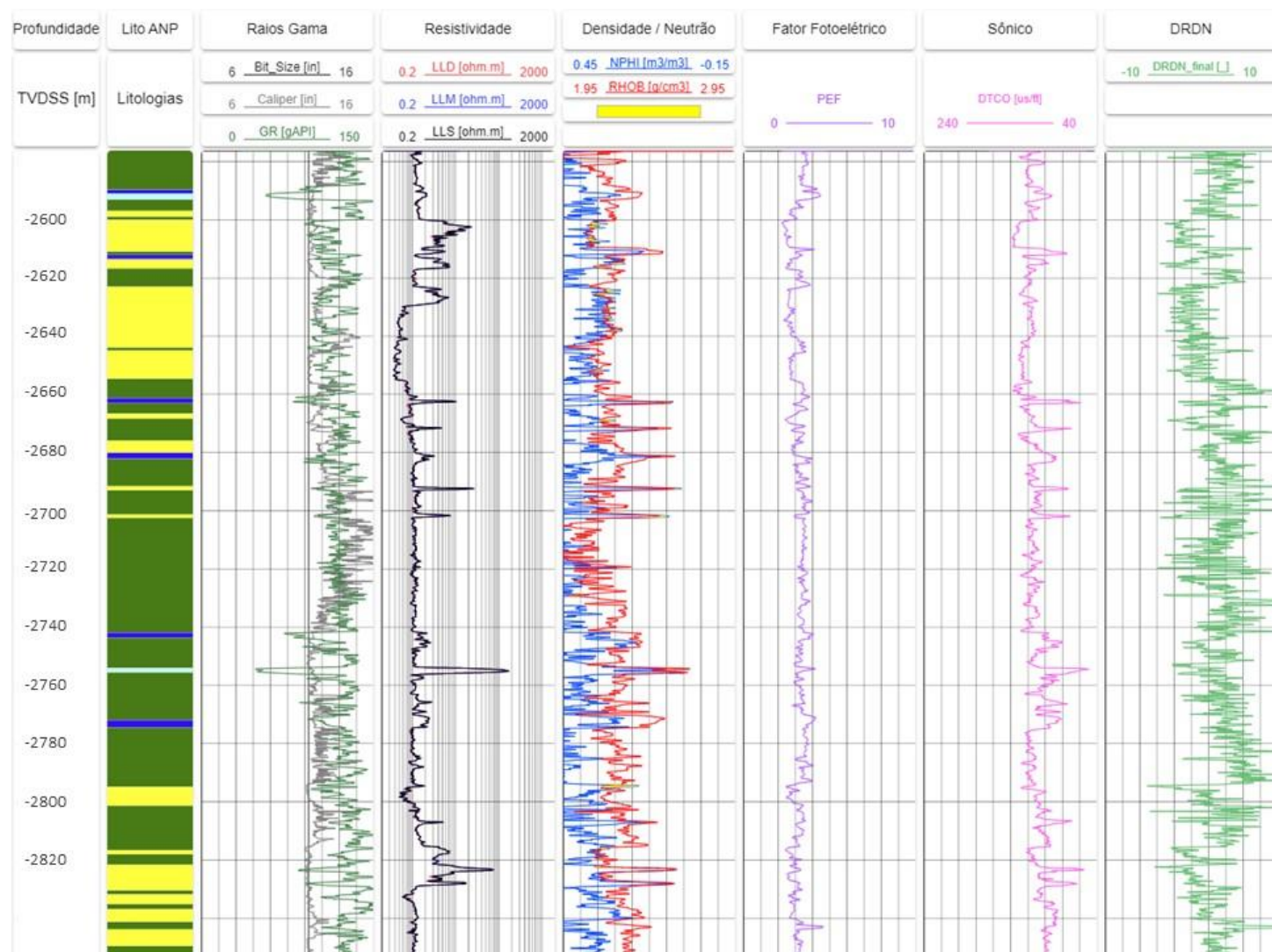


Figura 27: Perfis do poço 1-BRSA-192-ESS.

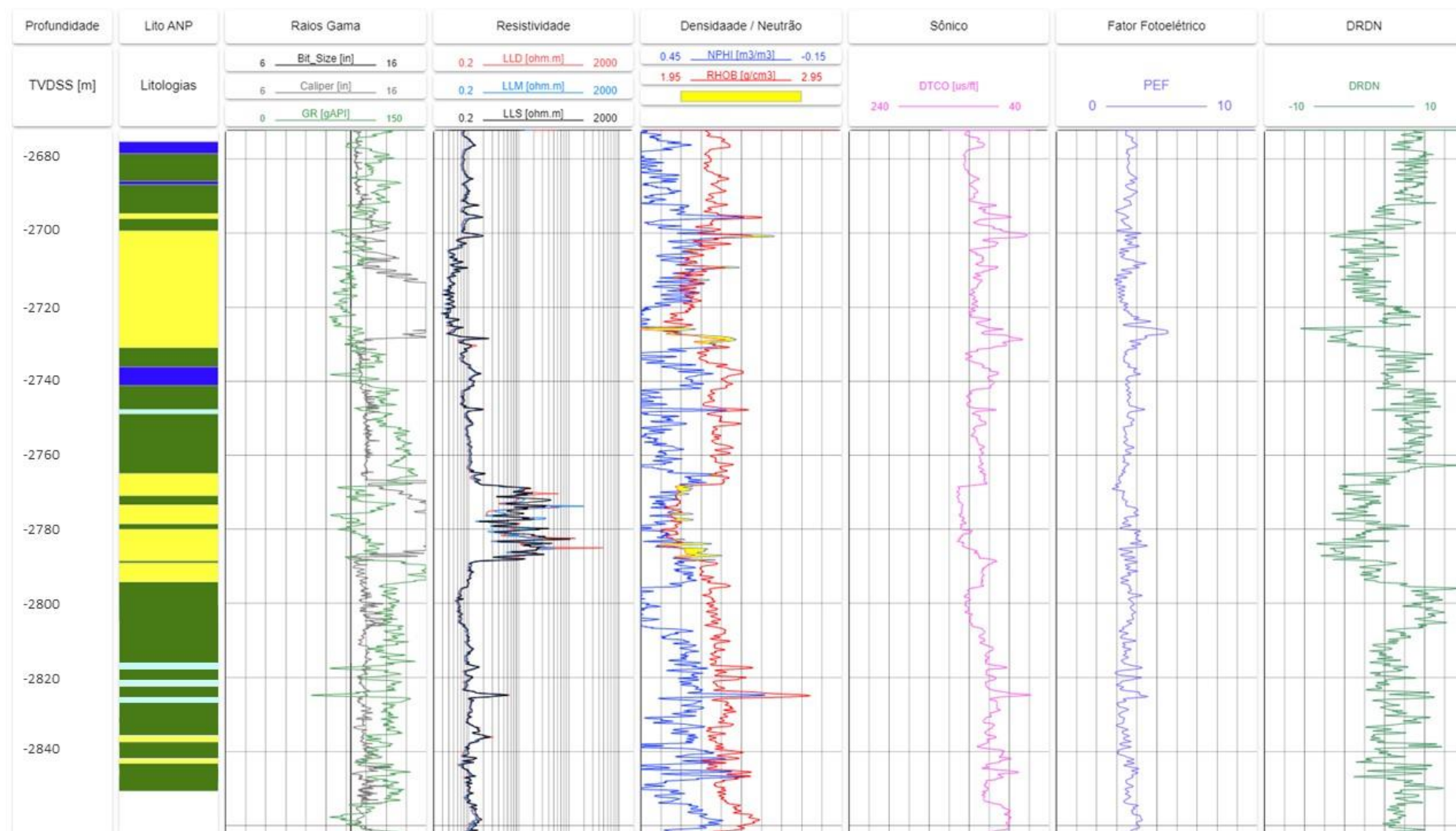


Figura 28: Perfis do poço 3-BRSA-240-ESS.

A análise estatística de histogramas foi realizada nos perfis de raios gama, densidade, fator fotoelétrico e sônico nos arenitos, folhelhos e carbonatos da sucessão estudada. Todos os dados utilizados nesta análise foram retirados do poço 1-BRSA-192-ESS (Figura 29).

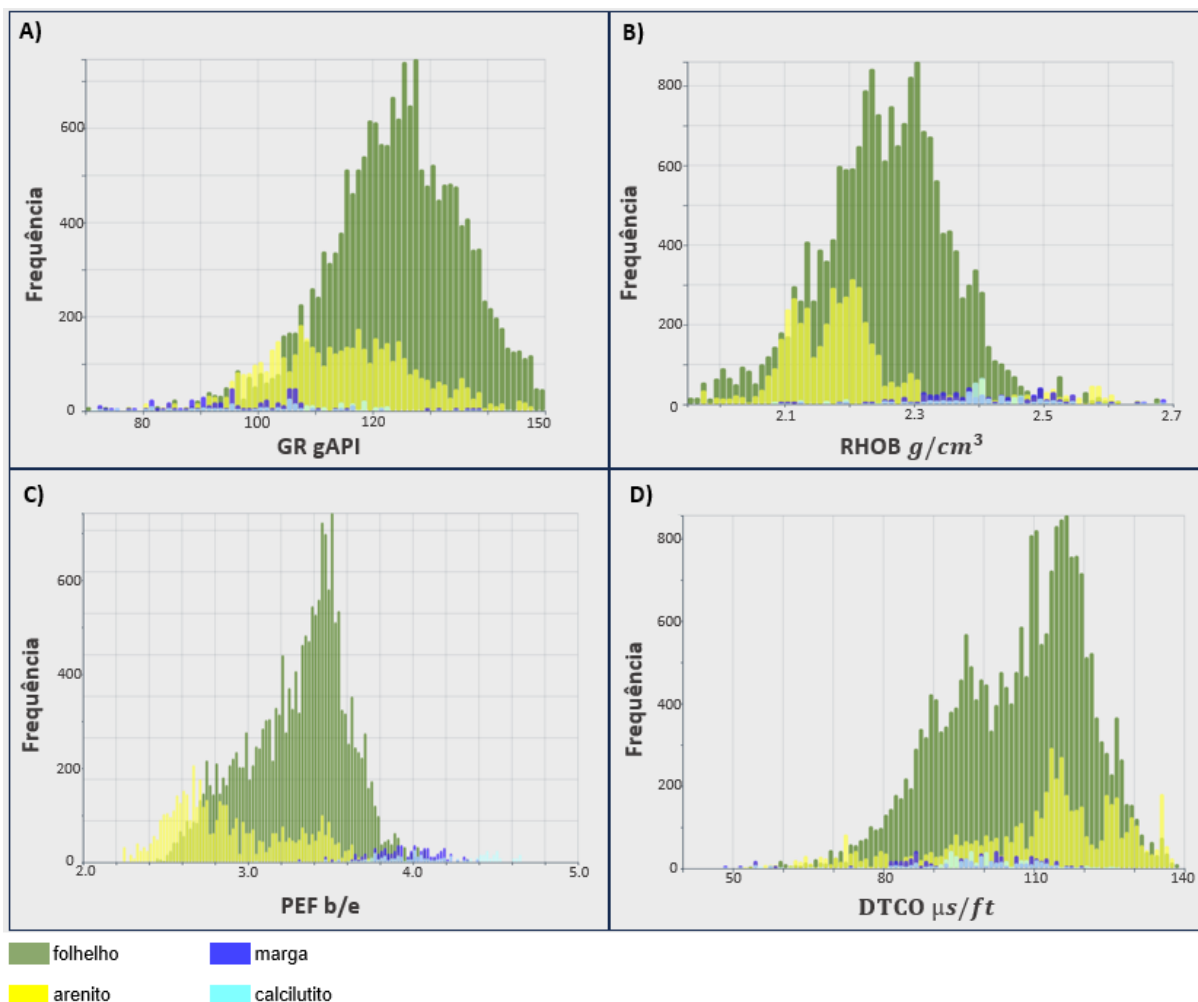


Figura 29: Histograma dos perfis: A) Raios Gama; B) Densidade; C) Fator Fotoelétrico; D) Sônico.

O histograma do perfil de raios gama (Figura 29 A), apresenta uma distribuição deslocada para altos valores de radioatividade nos arenitos (100 a 140 gAPI) e folhelhos (110 a 150 gAPI). A análise das descrições de amostras laterais foi determinante para compreender esses valores, justificados pela presença de feldspato na composição dos sedimentos siliciclásticos. Esses minerais têm alto índice de emissão radioativa natural por conta da presença de K^{40} e resultam nas medições elevadas do perfil de raios gama (Nery, 2013). Já nos carbonatos, a maior frequência

de dados ocorre abaixo dos 100 gAPI, correspondentes a um período de deposição de elementos menos radioativos.

O perfil de densidade possui uma distribuição com alta frequência de valores em torno de 2.2, indicando a baixa compactação das rochas. Nos intervalos dos folhelhos, nota-se uma distribuição em torno de 2.1 g/cc a 2.6 g/cc. Para os arenitos, observa-se duas tendências, uma centrada em 2.2 g/cc, e outra com valores acima de 2.4 g/cc. A grande dispersão de valores à direita da região de maior frequência do gráfico pode ser um indicativo das diferentes compactações dos arenitos dessa formação em função da profundidade, considerando diferentes fluxos deposicionais turbidíticos. Verificando outra vez a descrição de amostras laterais, fornecidas com o banco de dados dos poços, foi possível compreender a tendência de baixa compactação. São relatados folhelhos e margas com coesão mole (MLE) semiduro (SRD), bem como arenitos com coesão semi-friável a friável (SFR/FRV), ao longo de todo intervalo do poço. Para os carbonatos, o histograma possui uma distribuição normal em 2.5 g/cc. (Figura 29 B)

A análise do fator fotoelétrico para os folhelhos destaca uma distribuição com grande variação, de 2.5 b/e a 4 b/e (Figura 29 C). Os arenitos apresentam uma distribuição bimodal, com picos em torno de 2.75 b/e e 3.4 b/e, nota-se arenitos com altos valores, podendo ser explicados por algum teor de cimentação. As margas e calcilutitos se destacam das outras litologias por possuírem uma distribuição em torno de 3.5 g/cc a 5 g/cc, sendo então os maiores valores do perfil fotoelétrico.

O histograma do perfil sônico compressional apresenta distribuição deslocada para a direita, indicando valores altos em torno de 120 $\mu s/ft$. Os arenitos possuem dispersão entre 80 e 140 $\mu s/ft$, onde as maiores frequências são observadas próximo a 100 $\mu s/ft$ a 110 $\mu s/ft$. Tal dispersão pode estar representada por alguns fatores, como as diferentes profundidades dos diversos corpos arenosos que compõem a Formação Carapebus e a variação de conteúdo de fluido presente nos poros das rochas. Nos folhelhos, as frequências estão centradas em 110 $\mu s/ft$, mostrando que estas litologias possuem alto tempo de trânsito. As margas e calcilutitos são os que apresentam uma menor dispersão, tendo uma distribuição bimodal com valores centrados em 85 $\mu s/ft$ e 100 $\mu s/ft$. (Figura 29 D)

5.2. Avaliação Petrofísica e reinterpretação das litologias

A primeira etapa para a avaliação petrofísica foi o cálculo de Volume de Argila pelos métodos de Larionov e densidade-neutrão. Nota-se que, em média, o método de densidade-neutrão apresenta os menores valores de volume de argila, seguido pelo método Larionov. Interpretando esses resultados, o método Larionov representa o cenário mais pessimista, enquanto o densidade-neutrão seria o mais realista.

Por não ser baseado no perfil de raios gama, o método de densidade-neutrão tende a ser considerado o método mais indicado para o cenário deposicional. Enquanto o método Larionov, que é baseado no perfil de raios gama e influenciado pela presença de feldspato, apresenta baixa confiabilidade.

O cálculo da porosidade total foi o próximo passo. Como apresentada na equação 13, descrita na metodologia, a porosidade total foi calculada utilizando os perfis de densidade e porosidade neutrão. Considerando o modelo de volume de argila calculado com as curvas de densidade e neutrão, a porosidade efetiva foi obtida através do cálculo do volume de argila e perfis de densidade e porosidade neutrão. Esta avalia o volume poroso da formação desconsiderando o volume de argila presente. A análise estatística mostra que a porosidade média dos arenitos da Formação Carapebus avaliadas no poço 1-BRSA-192-ESS é de 24%.

A Saturação de água foi calculada com os perfis de resistividade e porosidade efetiva obtidos pelo *Pickett Plot*. O gráfico *pickett plot* do poço 1-BRSA-192-ESS (Figura 30) mostra como se obteve a resistividade da água da formação por meio da interpretação desses dados. Neste cálculo, foram utilizados os valores padrões para os expoentes de “m” e “n” igual a 2 e α igual a 1. A resistividade da água de formação estimada pela análise do gráfico é de 0,032 ohm.m, considerando a temperatura do reservatório de 145.5°F.

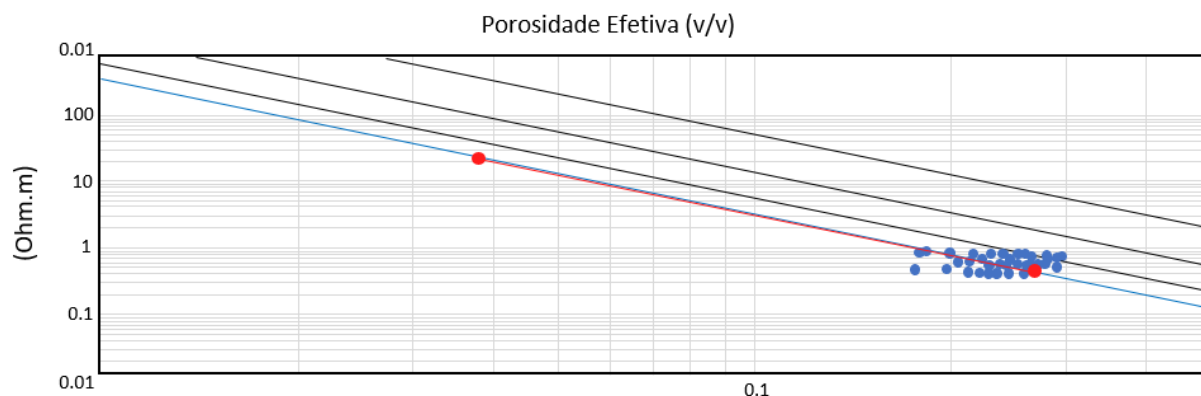


Figura 30: Gráfico diagnóstico *Pickett Plot* do poço 1-BRSA-192-ESS para verificar a resistividade da água de formação.

Os resultados do poço 3-BRSA-240-ESS também foram avaliados (Figura 31). A análise estatística mostra que a porosidade média dos arenitos da Formação Carapebus avaliadas é de 26%. O gráfico *pickett plot* do poço 3-BRSA-240-ESS (Figura 31) mostra como se obteve a resistividade da água da formação. Neste cálculo, também foram utilizados os valores padrões para os expoentes de “m” e “n” igual a 2 e 1, respectivamente. A resistividade da água de formação estimada pela análise do gráfico é de 0,030 ohm.m, considerando a temperatura do reservatório de 173°F.

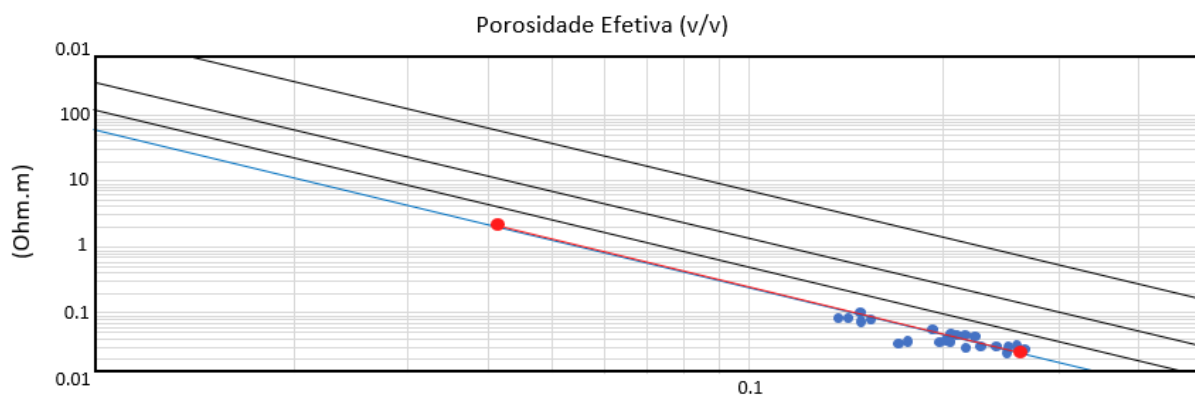


Figura 31: Gráfico diagnóstico *Pickett Plot* do poço 3-BRSA-240-ESS para verificar a resistividade da água de formação.

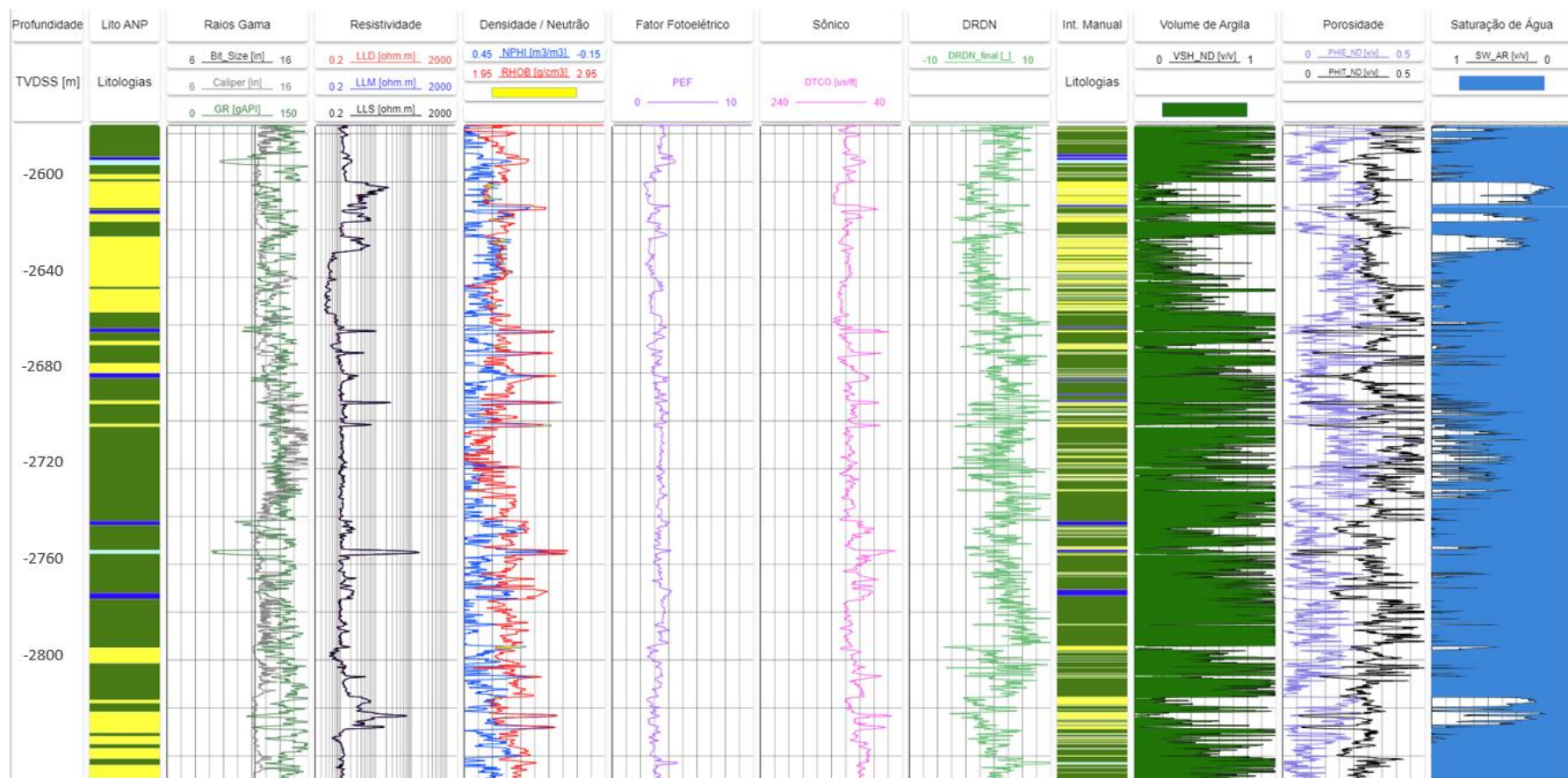


Figura 32: Resultado dos cálculos petrofísicos para o poço 1-BRSA-192-ESS.

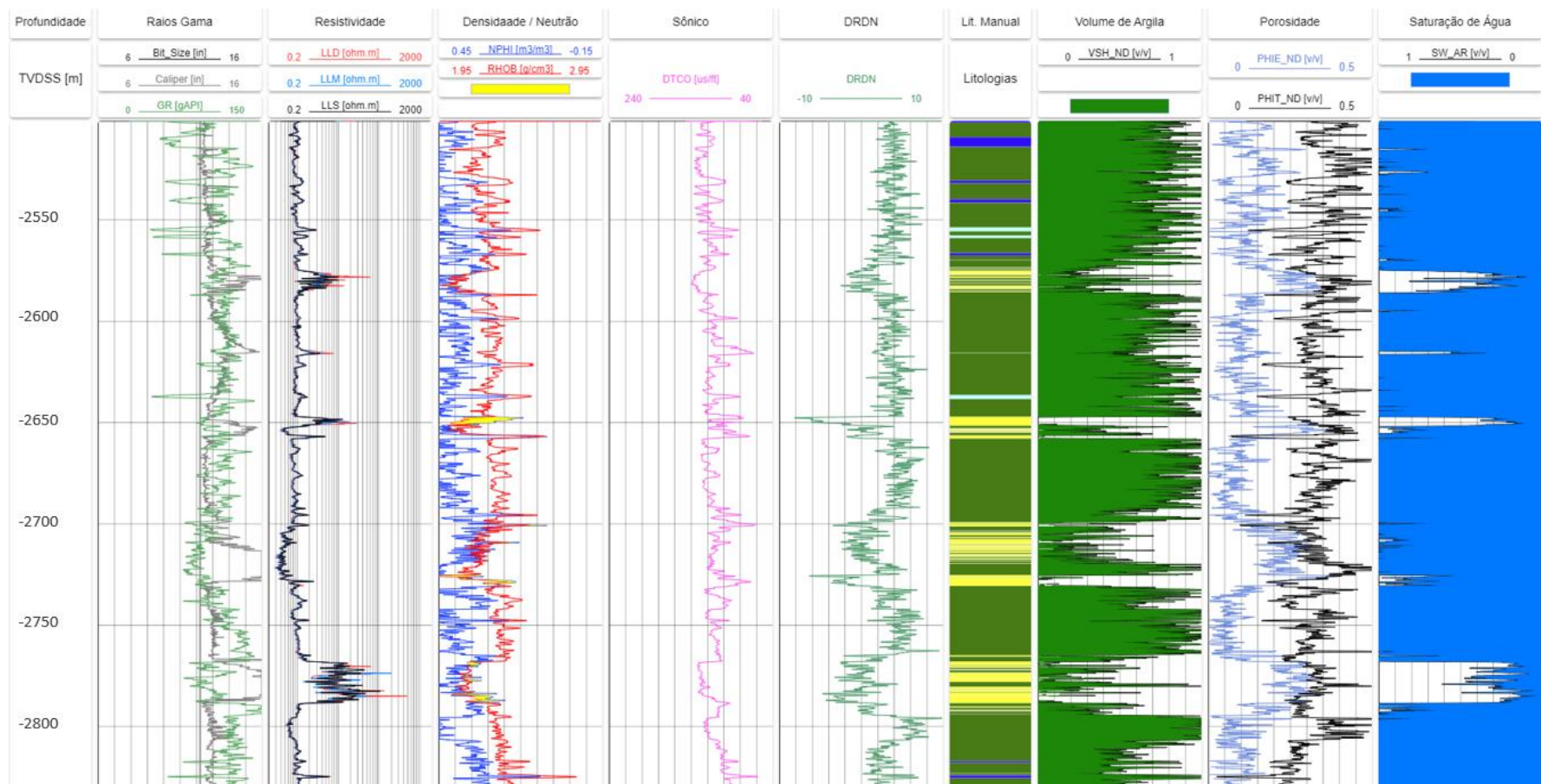


Figura 33: Perfil de *net pay* para o poço 3-BRSA-240-ESS.

5.3. Individualização dos Sistemas Tubidíticos Eocênicos

A individualização dos sistemas turbidíticos eocênicos foi usada para a correlação de poços, a fim de estabelecer e visualizar as variações verticais e laterais de espessuras e mudanças litológicas. Duas seções foram analisadas, sendo uma paralela e outra perpendicular aos sistemas de falhas (Figura 34): (i) seção 1 (SSW-NNE); e (ii) seção 2 (WNW-ESSE). Após a correlação, subdividiu-se a sucessão estudada em sete intervalos, do mais antigo para o mais novo (Figuras 35 e 36): Eoceno 1, Eoceno 2, Eoceno 3, Eoceno 4, Eoceno 5, Eoceno 6, e Eoceno 7.

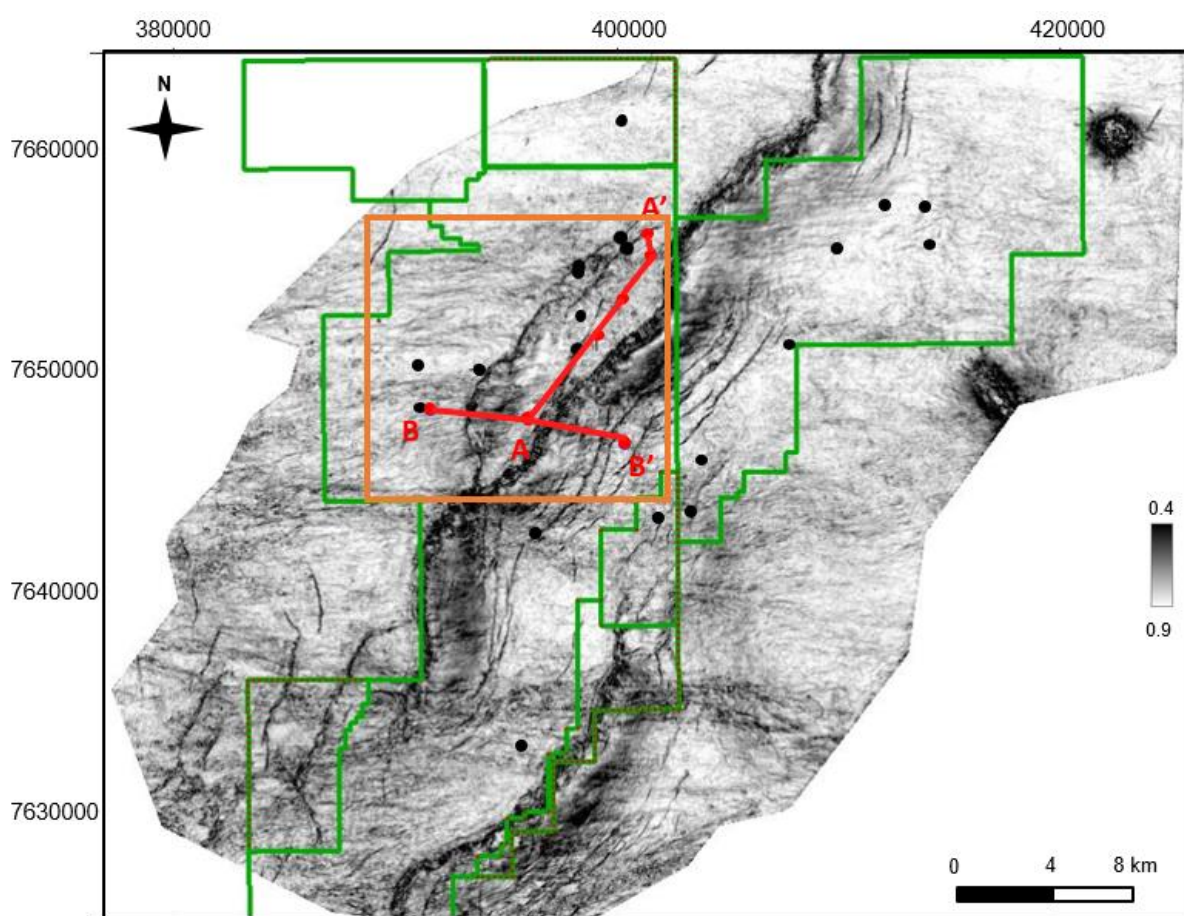


Figura 34: Horizonte Marcador Eoceno com o atributo de similaridade, com indicações das seções estudadas.

A correlação dos poços teve como base a integração de dados disponíveis na literatura e os utilizados pela PETROBRAS para a delimitação da base e topo do Eoceno, sendo a superfície inferior do Eoceno marcada pela passagem brusca de folhelhos para arenitos e a superior pela abundância de sedimentos margosos /

carbonáticos (Figuras 35 e 36). Para a subdivisão dos intervalos intra-eoceno foram utilizadas as curvas de volume de argila e a litologia reinterpretada, posteriormente calibradas com as seções sísmicas e os dados de inversão. Por meio das curvas de *Vshale* foram observadas sucessões com maiores proporções de arenitos, que sugerem o início de ciclos de deposição turbidítica. Os maiores valores desse perfil, associados a deposição de finos, são considerados como o processo final de deposição dos ciclos (Figuras 35 e 36).

O intervalo Eoceno 1 (E1) possui espessura média de 40 m, sendo representado por dois principais ciclos turbidíticos marcados na porção basal por arenitos com camadas delgadas de folhelhos intercalados, que gradam verticalmente para sedimentos predominantemente argilosos (Figuras 35 e 36). Na seção 1, verifica-se que o intervalo E1 apresenta fácies mais argilosas para NNE, variando lateralmente de arenitos mais espessos para fácies heterolíticas (intercalação arenito-folhelho) e folhelhos com delgados intervalos arenosos e margosos dispersos (Figura 35). Por outro lado, na seção 2, este intervalo é predominantemente constituído por folhelhos/margas para WNW (Figura 36).

No intervalo Eoceno 2 (E2), com espessura média de 60 m, é predominantemente representado pela intercalação de arenitos e folhelhos (fácies heterolíticas) e seguindo a mesma variação lateral de E1, com aumento gradual das fácies argilosas para NNE (Figura 35). As transições verticais dos padrões do perfil de volume de argila entre folhelhos e arenitos tendem a ser graduais, sendo indicativos de diversos pulsos turbidíticos. No poço 4-BRSA-291D-ESS, as fácies arenosas são mais proeminentes (Figura 35), enquanto no poço 3-BRSA-168-ESS (seção 2), ocorre uma sucessão de 25 m de margas (Figura 36). A porção superior deste intervalo é marcada pela contínua deposição de finos, correspondentes a um período com menor influência detrítica arenosa.

No intervalo Eoceno 3 (E3) nota-se uma maior deposição de folhelhos e carbonatos, com arenitos mais delgados dispersos na sucessão (Figuras 35 e 36). Nas duas seções, há o mesmo comportamento de concentração de finos, tendo mais camadas de margas intercaladas com folhelho na seção 2 (Figura 36).

O intervalo Eoceno 4 (E4), com espessura variando de 2700 a 2775 m, possui base marcada por um espesso depósito de arenito (aproximadamente 20 m), que

mostra valores significativamente baixos no perfil de volume de argila (Figuras 35 e 36). Na seção 1 (Figura 35), em direção a região central, esses intervalos contínuos de arenitos passam a ser mais heterolíticos(p.e., poço 1-BRSA-192-ESS).É comum a ocorrência de margas na porção superior do intervalo.

O intervalo Eoceno 5 (E5) apresenta grande variação lateral de fácies, representado por fácies heterolíticas com margas intercaladas à SSW e arenitos heterolíticos a homogêneos à NNE (seção 1; Figura 35). No extremo NNE da seção 1, os arenitos tendem a ser mais contínuos verticalmente e com baixo volume de argila (poço 6-BRSA-497-ESS), gradando para arenitos heterolíticos intercalados a folhelhos homogêneos à SSW (poço 3-BRSA-240-ESS).

O Eoceno 6 (E6), com espessura média de 80 m, apresenta litologias e distribuição de fácies parecidas ao intervalo E5, no entanto, não ocorrem os expressivos intervalos arenosos à NNE da seção 1 (poço 6-BRSA-497-ESS; Figura 35) e as porções mais arenosas ocorrem a SSW na parte inferior do intervalo (poços 1-BRSA-108A-ESS e 4-BRSA-291D-ESS).

No intervalo Eoceno 7 (E7) a intercalação de margas e folhelhos é predominante, tendo camadas finas de arenitos (Figuras 35 e 36). Na base da seção 1, observa-se que a SSW, há finas camadas de arenitos que passam lateralmente para depósitos areníticos mais expressivos na região central da seção (poço 1-BRSA-192-ESS; Figura 35). Na base da seção 2 os arenitos são mais comuns, ocorrendo como pacotes contínuos (aproximadamente 30 m) a heterolíticos A porção superior deste intervalo é o que apresenta a maior quantidade de carbonatos, sendo marcado pela abundante presença de margas e calcilutitos, podendo ter folhelhos e arenitos intercalados (Figuras 35 e 36).

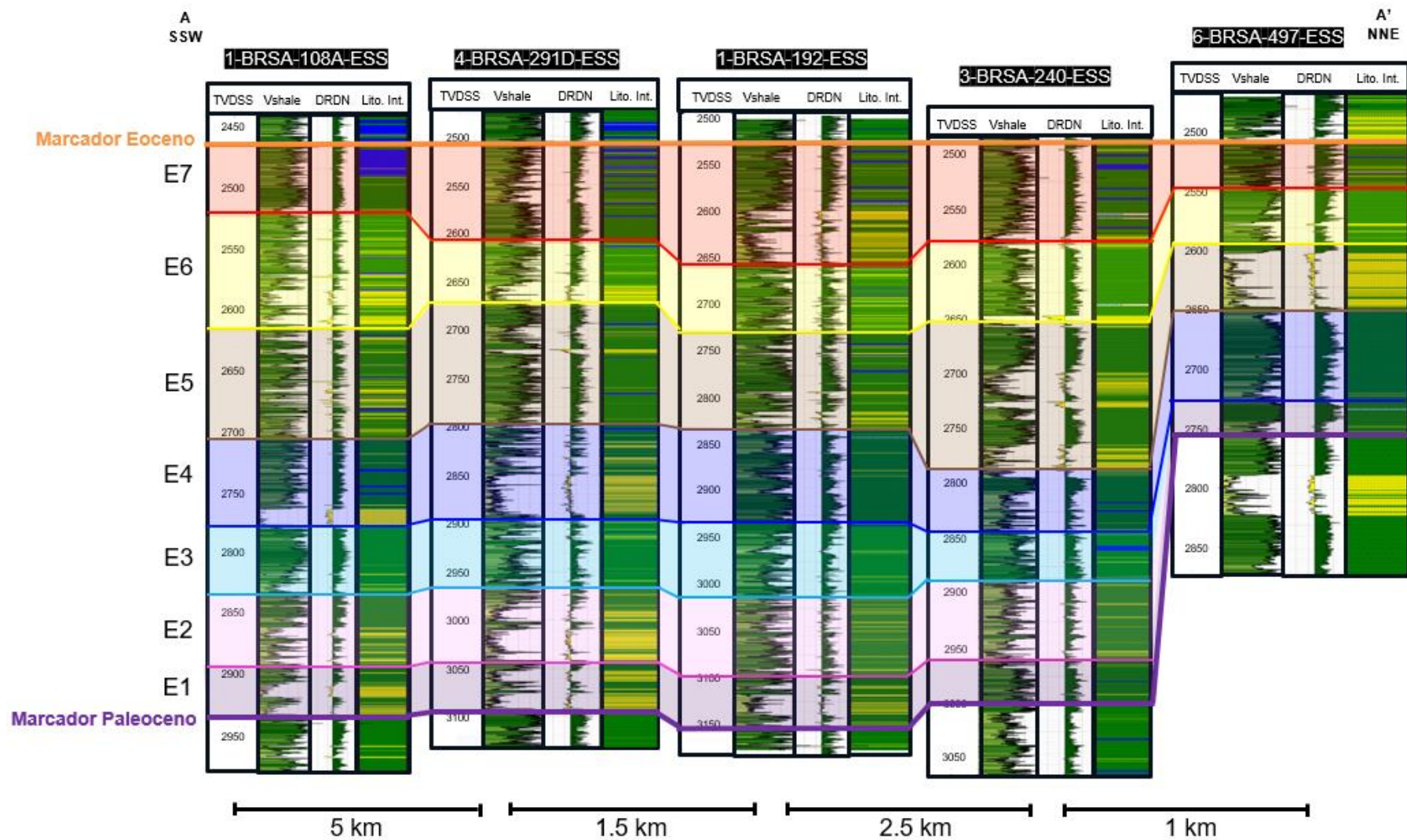


Figura 35: Correlação dos poços 1-BRSA-108A-ESS, 4-BRSA-291D-ESS, 1-BRSA-192-ESS, 3-BRSA-240-ESS e 6-BRSA-497-ESS na seção 1 (SSW-NNE).

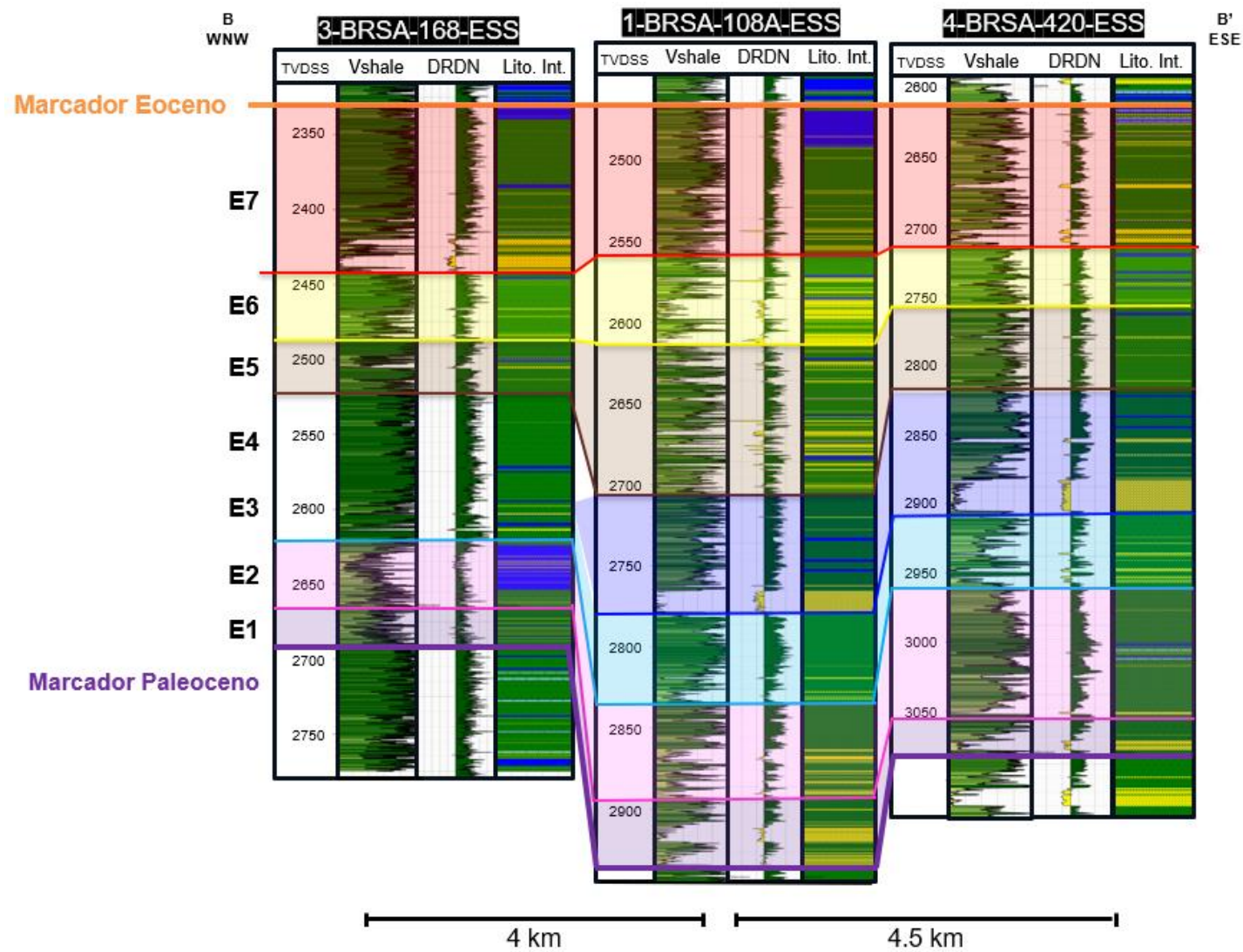


Figura 36: Correlação dos poços 3-BRSA-168-ESS, 1-BRSA-108A-ESS e 4-BRSA-420-ESS na seção 2 (WNW-ESSE).

5.4. Caracterização sísmica do intervalo Eoceno

5.4.1. Seções de atributos

O atributo de inversão sísmica contribuiu na individualização dos intervalos eocênicos, a fim de estabelecer e visualizar as variações das propriedades de impedância acústica, além de permitir a visualização da continuidade lateral das diferentes fácies turbidíticas (Figuras 37 e 38).

Os intervalos E1 e E2 apresentam valores altos de impedância acústica e são caracteristicamente uniformes verticalmente e lateralmente (Figuras 37 e 38). A porção basal do intervalo E1 é marcada por valores de $8000 \text{ g/cm}^3 \cdot \text{m/s}$ sendo associado às fácies mais lamosas e heterolíticas. Enquanto no intervalo E2 ocorrem anomalias com valores intermediários ($6500 - 7000 \text{ g/cm}^3 \cdot \text{m/s}$)

No intervalo E3 há uma diminuição nos valores de IP, tendo algumas estruturas valores mais baixos, em torno de $5000 \text{ g/cm}^3 \cdot \text{m/s}$ (Figuras 37 e 38). Na seção 1, observa-se valores intermediários de IP na porção SSW e topograficamente mais altas, e valores mais altos ($5500 \text{ a } 6500 \text{ g/cm}^3 \cdot \text{m/s}$) na região central e topograficamente mais baixa (Figura 37).

No intervalo E4 os valores de impedância tendem a ser menores que nos intervalos sobrejacentes, marcados por algumas anomalias de tons mais quentes (valores de $4000 \text{ a } 5000 \text{ g/cm}^3 \cdot \text{m/s}$) e padrão irregular a caótico (Figuras 37 e 38).

Os intervalos E5 e E6 possuem propriedades de impedância acústica semelhantes, tendo variações laterais e verticais de padrões homogêneos a caóticos, com intervalos de baixa impedância dispersos (Figuras 37 e 38). Esses intervalos de baixa impedância tendem a ocorrer nas porções topograficamente mais baixas dos intervalos, variando lateralmente e gradualmente para sucessões de maior impedância (Figura 37). Destaca-se a sucessão da base do intervalo E5, entre os poços 1-BRSA-192-ESS e 3-BRSA-240-ESS (Figura 37).

O intervalo E7 possui os valores mais baixos de impedância acústica, entre $4000\text{-}6000 \text{ g/cm}^3 \cdot \text{m/s}$, ocorrendo ao longo de todo o intervalo (Figuras 37 e 38). Os refletores são marcadamente contínuos lateralmente, com algumas ondulações. A região SSW da seção 1 é representada por extensas camadas com valores baixos

intervalados a intermediários, enquanto na região central e NNE os valores tendem a ser intermediários com valores baixos dispersos (5500 a $6500 \text{ g/cm}^3 \cdot \text{m/s}$; Figura 37).

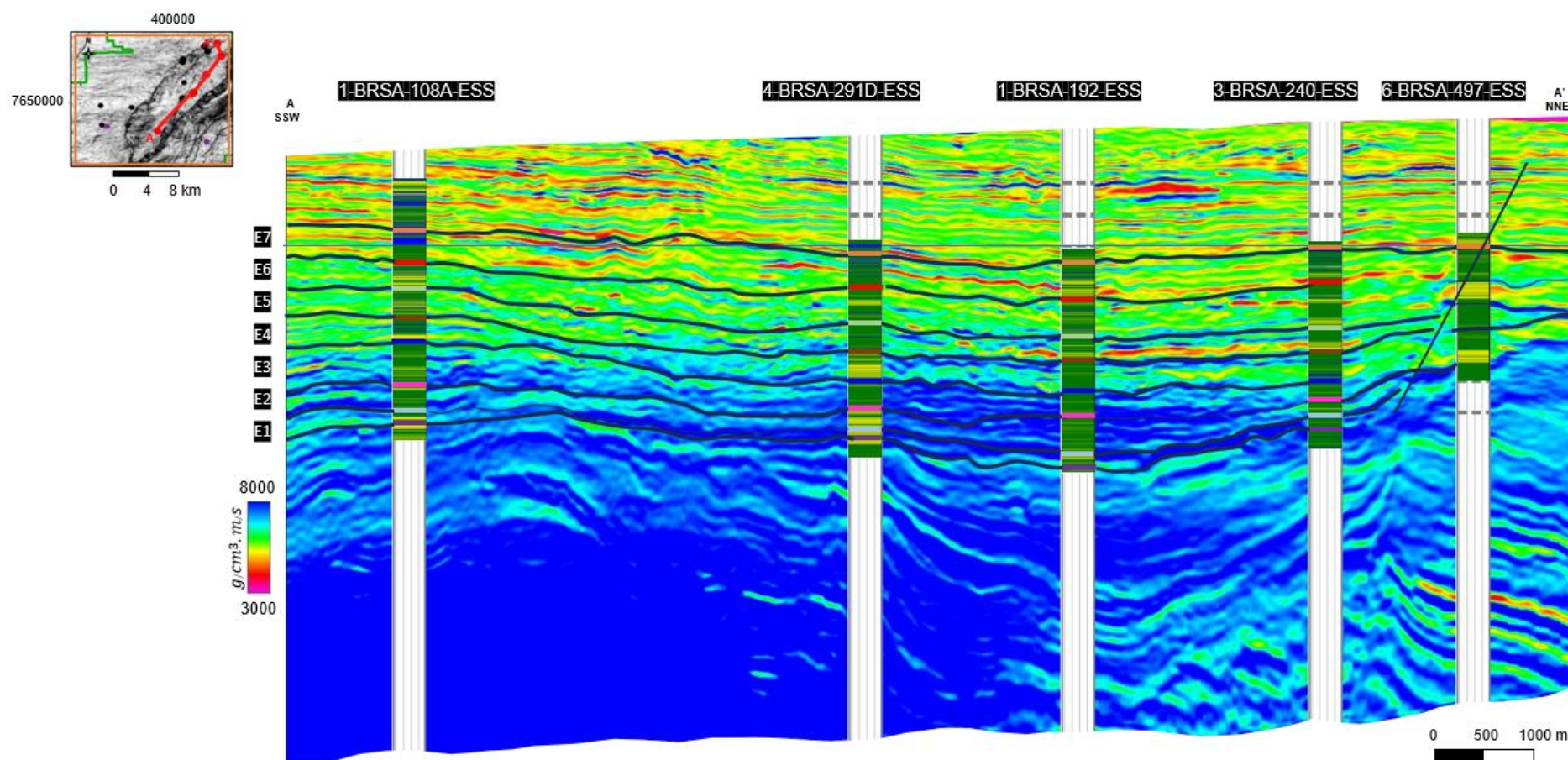


Figura 37: Seção 1 interpretada com os marcadores, as principais falhas e com os poços 1-BRSA-108A-ESS, 4-BRSA-291D-ESS, 1-BRSA192-ESS, 3-BRSA-240-ESS e 6-BRSA-497-ESS.

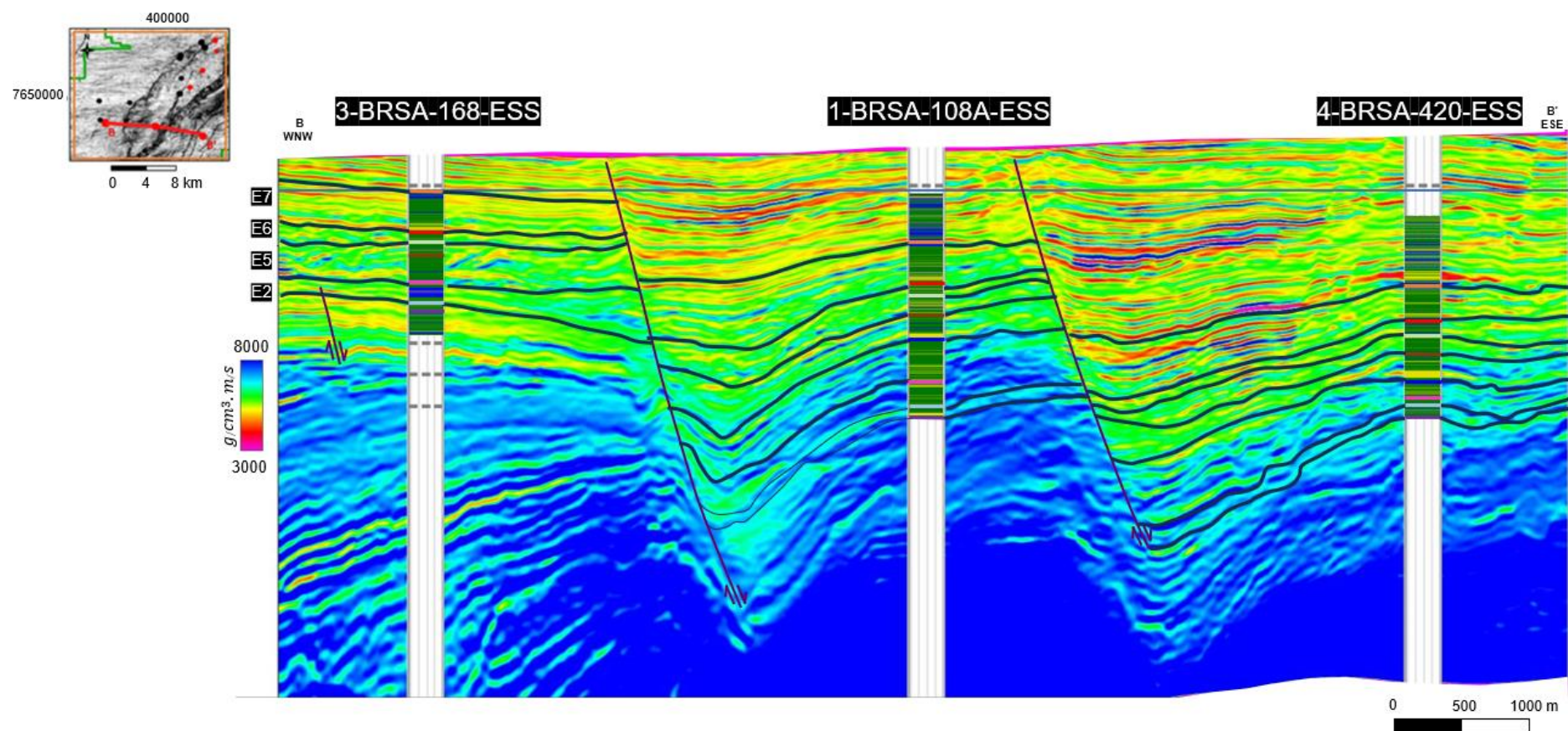


Figura 38: Seção 2 interpretada com os marcadores, as principais falhas e com os poços 3-BRSA-168-ESS, 1-BRSA-108A-ESS e 4-BRSA-420-ESS.

6. Discussão

6.1. Eletrofácies turbidíticas da Formação Carapebus

A sucessão eocênica no Campo de Jubarte, Bacia de Campos, é constituída pela intercalação de folhelhos da Formação Ubatuba e arenitos da Formação Carapebus, objeto de estudo deste trabalho. A partir da integração dos dados de perfis de poços e dados litológicos foi possível dividir esta sucessão em pelo menos sete intervalos turbidíticos (Figuras 35, 36, 37 e 38). Cada intervalo possui proporções diferentes de arenitos, folhelhos e margas, que variam verticalmente e lateralmente, sendo suas geometrias bem observadas nas seções sísmicas (Figuras 37 e 38). Para o melhor entendimento dos dados sísmicos, foi construído um catálogo sumarizando as respostas de volume de argila (*Vshale*), litologia e atributo sísmico para as principais eletrofácies identificadas (Figura 39): (i) arenitos; (ii) folhelhos; e (iii) carbonatos (margas e calcilutitos). O catálogo fornece informações importantes sobre o atributo sísmico de cada conjunto de fácies e suas transições, as expressões visuais mais comuns para a identificação das camadas e as expectativas de predominância de conjuntos de fácies.

A reinterpretação litológica dos perfis a poço aberto e descrição de rocha teve como objetivo refinar a descrição apresentada no perfil composto, tendo como foco a Formação Carapebus. A comparação do perfil composto e a interpretação manual feita neste trabalho, permitiu uma maior resolução nos intervalos de arenitos, indicando suas heterogeneidades internas (Figura 39). Com base na resposta do perfil DRDN e volume de argila, foi possível observar que os corpos areníticos podem apresentar diferentes intercalações com folhelhos, variando de espessos com delgados intervalos de folhelhos à heterolíticos (Figura 39). As seções sísmicas de impedância acústica (Figuras 37 e 38) mostram, de maneira geral, que os reservatórios estão nas áreas de menores valores de IP, concentrados na base dos intervalos E1, E2, E4 e E6. Estes estratos são geralmente lenticulares e apresentam variações laterais de fácies. A predominância de valores altos de IP está associada as fácies lamosas, que constituem intervalos tabulares contínuos lateralmente por vários quilômetros.

O foco deste trabalho foi a classificação de quatro fácies: arenito, folhelhos, margas e calcilutitos. No entanto, um ponto importante a ser destacado é a ocorrência de diamictitos na sucessão, que foram interpretados manualmente como folhelhos, devido à dificuldade de separar estas litologias utilizando os perfis de poços. Porém, foi observado que possuem resposta diferente de impedância acústica (Figura 39).

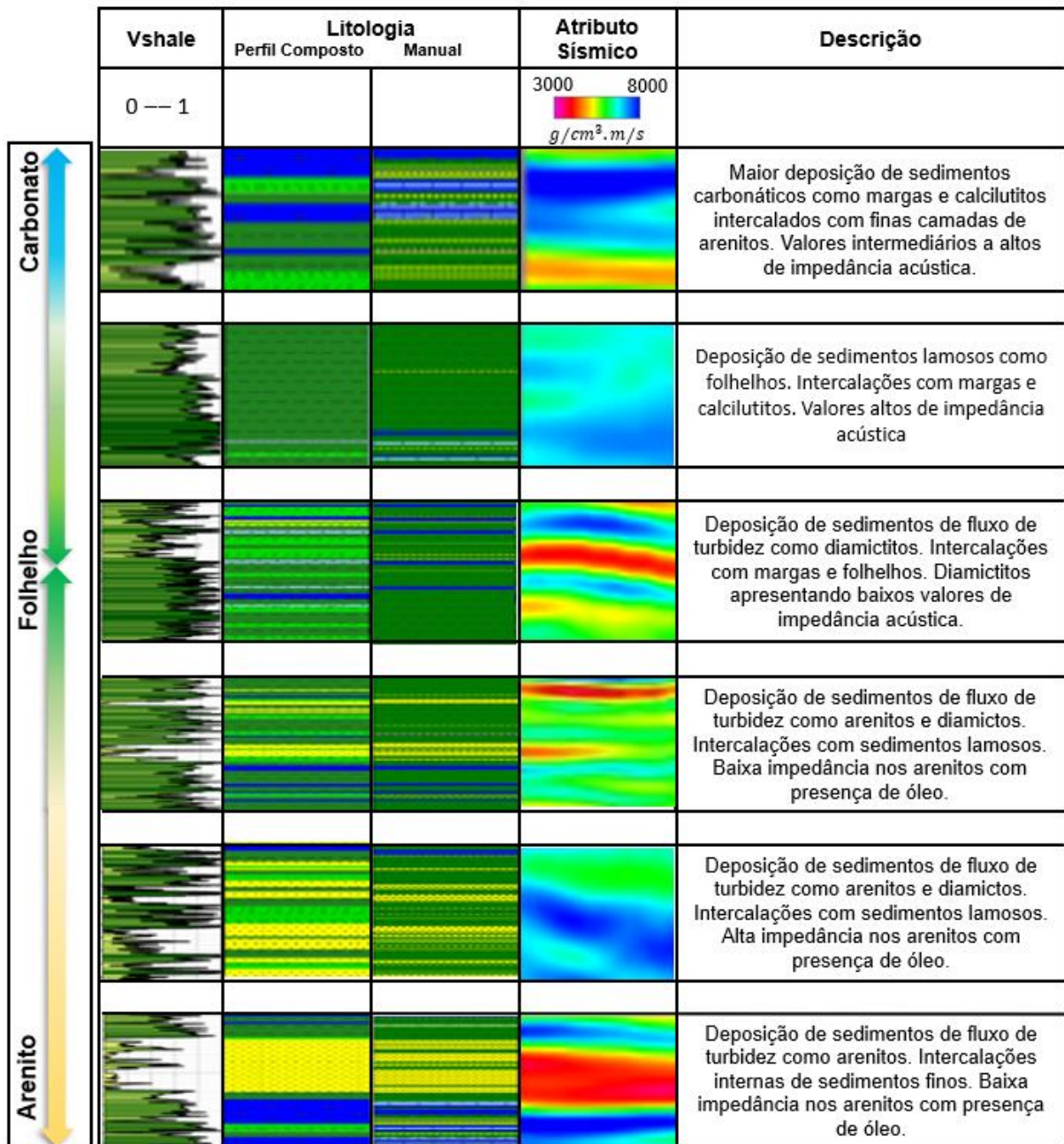


Figura 39: Relação litologia e impedância acústica para diferentes proporções de arenitos, folhelhos e carbonatos na sucessão estudada.

Na seção 1 (SSW-NNE; Figura 37), é possível observar um valor muito baixo de impedância acústica no intervalo E7 do poço 4-BRSA-291D-ESS, que de acordo com a classificação manual, foi correlacionado com folhelho. Após a verificação das descrições litológicas, observou-se que correspondia a um intervalo de diamictitos. Esta constatação insere os diamictitos juntamente aos arenitos como respostas de baixos valores de impedância acústica, além de mostrar uma relação de horizontalidade entre eles: camadas lenticulares com baixos valores de impedância acústica podem ser constituídos de diamictitos nas áreas mais altas topograficamente e por arenitos nas regiões mais baixas, como observado no intervalo E7 (Figura 37).

6.2. Inversão sísmica e sistema deposicional

A análise da impedância acústica desempenhou um papel importante na interpretação dos intervalos eocênicos, proporcionando a compreensão sobre a natureza dos sedimentos, a arquitetura das camadas e o sistema deposicional (Figura 40). A integração dos dados petrofísicos e de inversão sísmica sugerem boa correlação para a caracterização e distribuição de diferentes fácies arenosas em reservatórios turbidíticos, podendo ser integradas, mesmo em pesquisas preliminares, aos modelos conceituais disponíveis na literatura (p.e., Mutti, 1992).

As anomalias de IP dos intervalos E5 e E7 possuem valores baixos de impedância acústica, em torno de $4000 - 5000 \text{ g/cm}^3 \cdot \text{m/s}$. De acordo com a interpretação manual e as descrições litológicas, estes intervalos são constituídos de arenitos e diamictitos, como no intervalo E7 entre os poços 4-BRSA-291D-ESS e 1-BRSA-192-ESS (Figura 37). Os diamictitos estão relacionados com os refletores mais caóticos característicos das áreas à SSW (Figura 37 e Figura 38). De acordo com a classificação de Mutti (1992), esta litologia se enquadraria nas fácies proximais (F1-F2), compostas por paraconglomerados de matriz areno-lamosa, resultado de fluxos hiperconcentrados.

Na região central da seção 1 (poço 1-BRSA-192-ESS), a interpretação manual e as informações do perfil composto mostram um reservatório arenítico (Figura 35 e Figura 37). Conforme os cálculos petrofísicos, esse corpo arenítico possui baixo teor de volume de argila, indicando não ter sedimentos finos/lamosos para obstruir os

poros. Além disso, apresenta alta porosidade efetiva com capacidade de conter fluido e baixa saturação de água, condições favoráveis para um reservatório com óleo. Todas essas características justificam resultados baixos de impedância acústica. Intervalos areníticos com estas características são correspondentes a sedimentação de material mais selecionado, podendo ser classificado como fácies intermediárias (F5-F6-F7), de acordo com a classificação de Mutti (1992), marcando a mudança de um turbidito de alta densidade para um fluxo de baixa densidade.

A camada arenítica observada na base do intervalo E7, caracterizada por baixos valores de IP, termina próximo ao poço 3-BRSA-240-ESS (Figura 40). Na região deste poço, esta camada muda lateralmente para valores mais altos de impedância acústica (tons de verde e azul claro), indicando transição para sedimentos mais finos/lamosos. Segundo a classificação de Mutti (1992), corresponderia as fácies distais (F9) de um depósito turbidítico, sendo compostas basicamente por areia fina a silte, depositados por processos de tração e/ou decantação.

Assim, nota-se um aumento da seleção dos sedimentos do sistema turbidítico estudado em direção do fluxo, tendo a região SSW com características de depósitos mais proximais, representados por sucessões caóticas com valores mais altos de IP, regiões intermediárias com sedimentos bem selecionados e baixos valores de impedância acústica e, por fim, áreas distais, marcadas pela presença de finos e aumento nos valores de IP (Figura 37 e Figura 38).

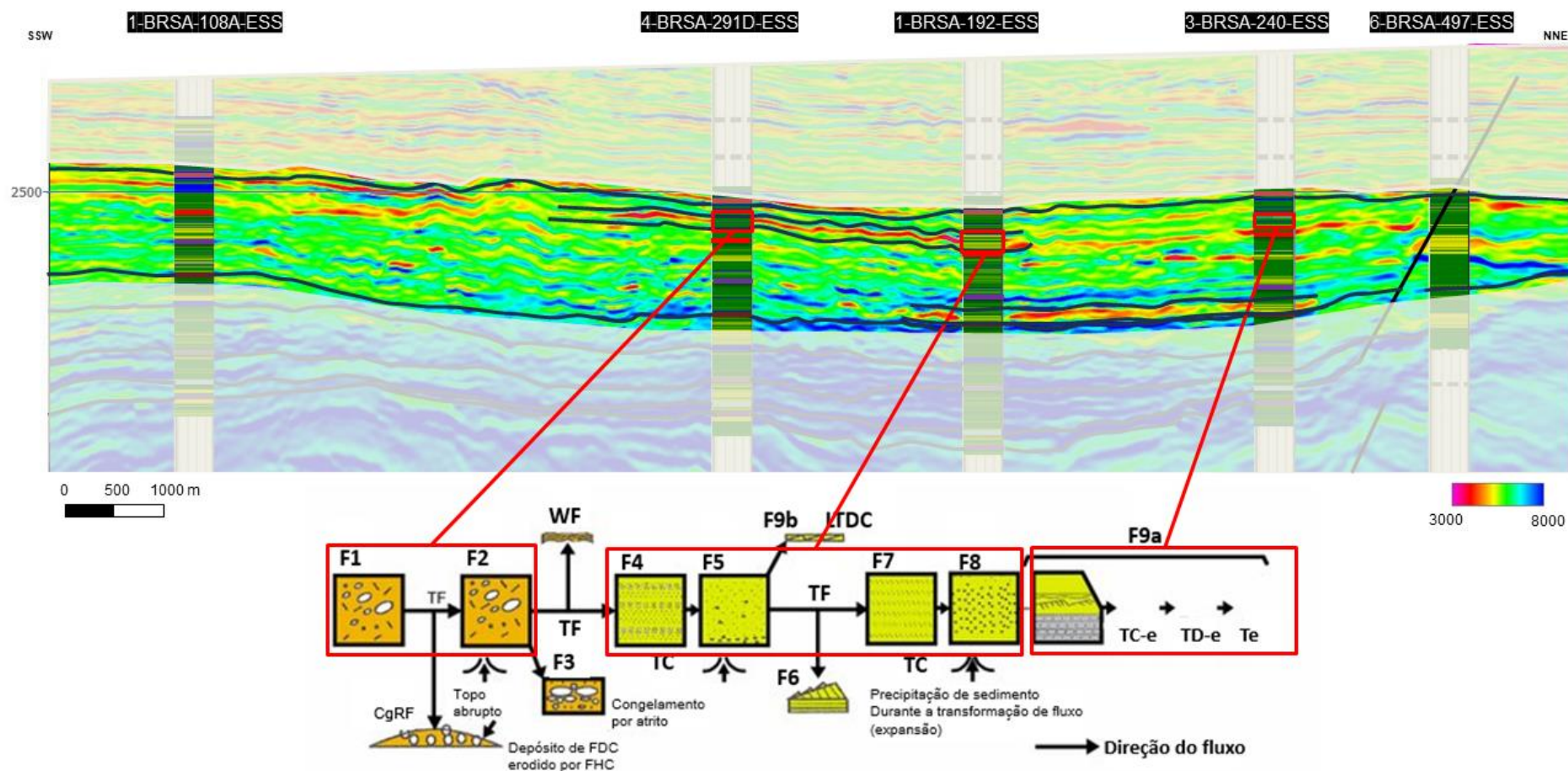


Figura 40: Relação da impedância acústica e o sistema deposicional turbidítico classificado por Mutti (1992).

6.2. Modelo Depositional

Os intervalos estudados no Campo de Jubarte são caracteristicamente marcados pela alternância de folhelhos e arenitos, sendo os fluxos turbidíticos predominantemente arenosos, representados por camadas lenticulares/tabulares restritas que gradam lateralmente de diamictitos, nas áreas proximais, a arenitos limpos a heterolíticos nas regiões intermediárias e distais (Figura 35, Figura 36, Figura 37 e Figura 38). De acordo com as correlações dos poços e distribuição das fácies turbidíticas, foi verificado que a área fonte principal está à SSW em praticamente todos os intervalos, podendo ter contribuições à N/NNE (depósitos mais areníticos no poço 6-BRSA-497-ESS; Figura 35). Por outro lado, os períodos de menor influxo turbidítico são marcados pelos mais expressivos depósitos de folhelho e carbonatos. A partir desta análise, foram verificados dois modelos deposicionais para as correntes de turbidez na área de estudo: (i) Modelo para correntes de turbidez de alta densidade; e (ii) Modelo para correntes de turbidez de moderada/baixa densidade.

O Modelo 1 (Figura 41) corresponde aos depósitos originados por correntes de turbidez de alta densidade, no qual os sedimentos arenosos submarinos depositados por fluxos gravitacionais desenvolvem complexos canais submarinos formados por conjuntos de canais amalgamados. Os canais principais proximais podem ser representados como um complexo *canal-levee* clássico, possuindo sedimentos cascalhosos no canal e argilosos no *levee*. As maiores espessuras de arenitos reservatório ocorrem no preenchimento de calhas e baixos deposicionais, conferindo a esses reservatórios geometria acanalada (Moraes *et al.*, 2006). A presença de diamictitos nos poços indicam proximidade com a área fonte, além de depósitos de movimento de massa. Conforme Machado *et al.* (2004), na Bacia de Campos, os turbiditos que saem de cânions submarinos (p.e., Canyon Almirante Câmara), erodem a camada de detritos lamosos que envolve o talude continental e formam conglomerados matriz-suportados. O transporte de massa por dezenas de quilômetros por fluxo de detritos é insuficiente para fazer o fluxo evoluir a turbulento, onde haveria a separação da fração lamosa da arenosa formando o turbidito. Seguindo uma ideia de trajetória, os canais turbiditos cruzam a calha proximal para terminar em um lobo distal, selecionando os sedimentos ao longo do percurso. Os sedimentos mais grossos tendem a permanecer nas regiões proximais, com a

deposição de diamictitos, seguindo um trajeto por canais sinuosos ricos em areias até a extremidade distal do sistema, marcado por heterolitos e folhelhos. Os intervalos E1, E2, E4, E5 e E6 enquadram-se nesse modelo com fontes provenientes de SSW (Figura 35, Figura 36, Figura 37 e Figura 38).

O Modelo 2 é representativo de correntes de turbidez de moderada a baixa densidade (Figura 42). Os estratos depositados neste sistema tendem a ser mais retilíneos com boa continuidade lateral. Os canais principais proximais também podem ser representados por um sistema *canal-levee* clássico. Arenitos maciços e arenitos laminados com siltitos argilosos são comuns de ocorrerem intercalados a folhelhos e margas. Nesse tipo de depósito, a ocorrência de arenitos é menor, devido à falta de continuidade lateral dos arenitos maciços e/ou intensa sedimentação carbonática. Estes intervalos são marcados por margas e folhelhos que representam um momento mais calmo e propício para a deposição de finos. Os intervalos E3, E5 e E7 correspondem as sucessões com menor influxo de siliciclásticos, sendo dominados por sedimentação de finos e carbonáticos (Figura 35, Figura 36, Figura 37 e Figura 38). A porção superior do intervalo E7 é o mais carbonático de toda a sucessão estudada, sendo um importante marcador para a delimitação do Eoceno.

A

Modelo para correntes de turbidez de alta densidade

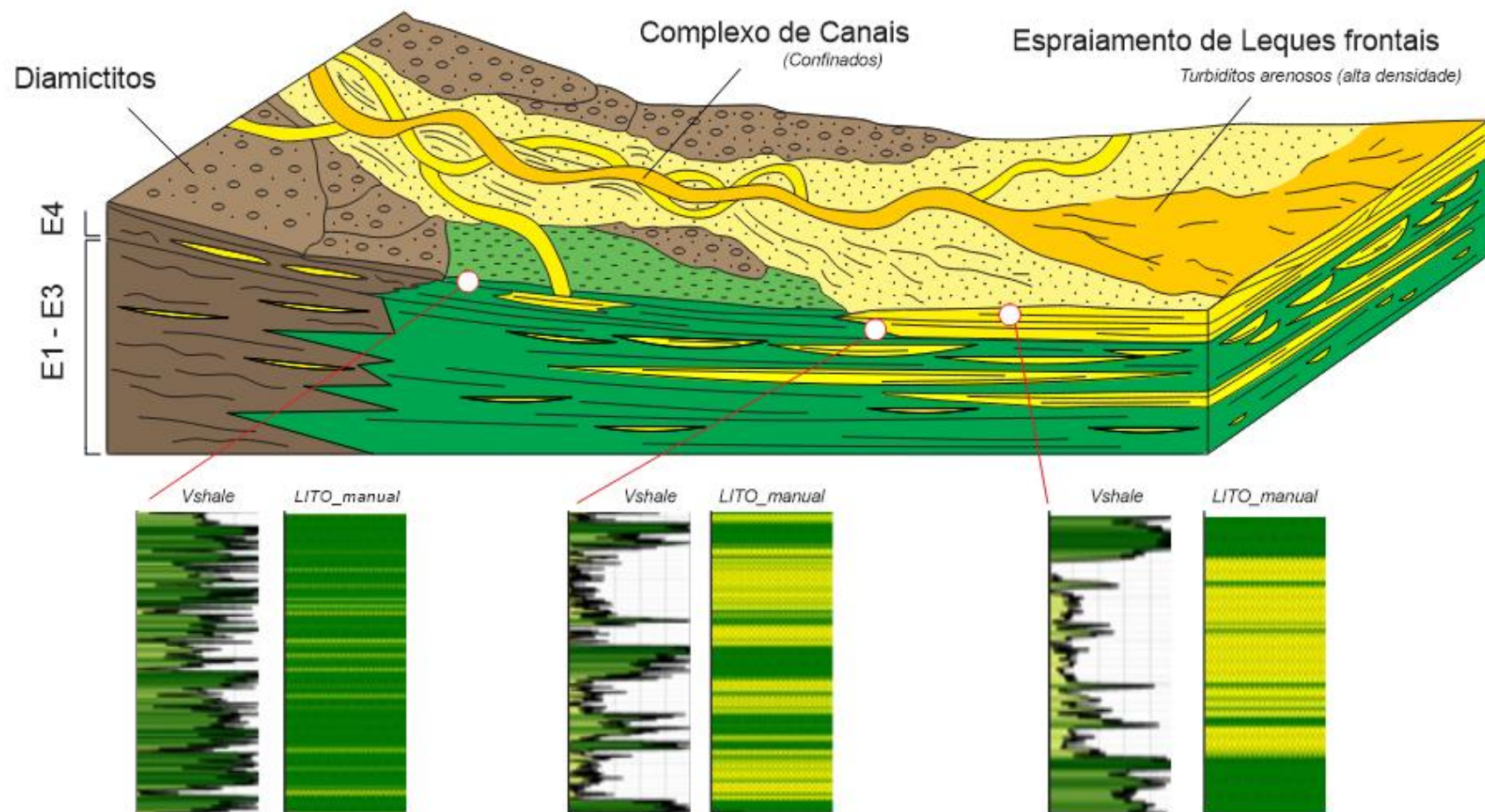


Figura 41: Modelo para corrente de turbidez de alta/moderada densidade representando o intervalo Eoceno 5, onde foi associado o comportamento caótico de IP a complexos canais submarinos formados por conjuntos de canais amalgamados. A NNE observa-se um comportamento retilíneo e contínuo da IP, sendo associada a região de espraimento dos leques.

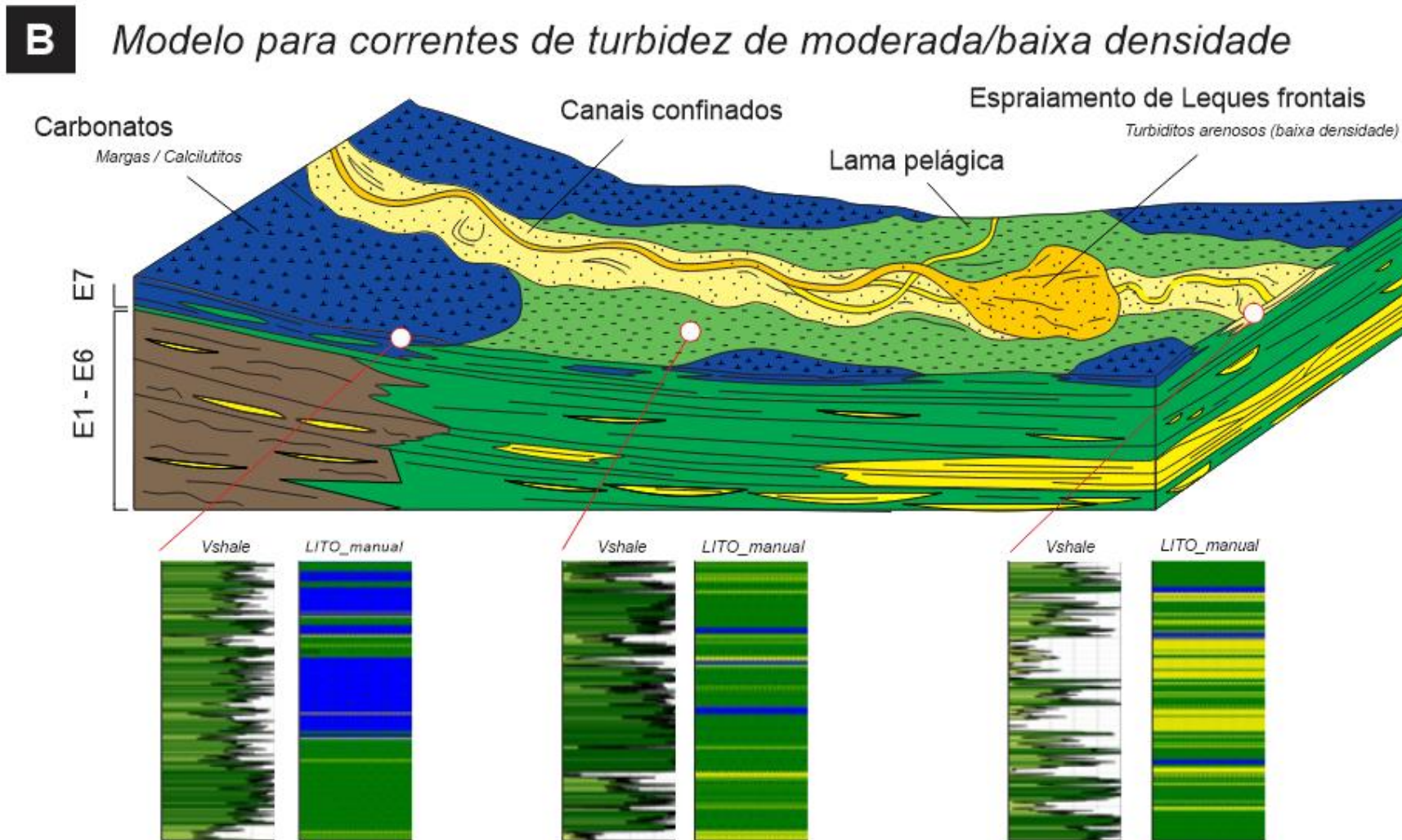


Figura 42: Modelo para corrente de turbidez de moderada/baixa densidade representando o intervalo Eoceno 7, onde o comportamento da IP foi associado com estratos mais retílineos com boa continuidade lateral. Neste modelo, a ocorrência de arenitos é menor, devido a intensa sedimentação carbonática.

7. Conclusões

Este trabalho apresenta um fluxo para a integração de informações nas escalas de poço e sísmica para a interpretação de eletrofácies da Formação Carapebus, do Parque das Baleias, na Bacia de Campos.

O controle de qualidade dos dados auxiliou de forma positiva na organização da base de dados que foram as entradas para a interpretação das eletrofácies e das seções de impedância acústica.

A correlação rocha-perfil foi decisiva para a calibração dos perfis de poços. A presença de feldspato nos arenitos justificou os altos valores de raios gama e ajudou a definir o melhor cenário para sua classificação e cálculo de volume de argila, utilizando os perfis de densidade, porosidade neutrão e DRDN. Além disso, a razão dos baixos valores de densidade e altos de porosidade neutrônica foi verificada devido à baixa compactação das rochas, gerando arenitos de coesão friável a semi-friável. Outra questão foi a dificuldade da classificação dos diamictitos utilizando os perfis de poço aberto, o que se fez necessário verificar a descrição de amostra de calha.

Para a interpretação das margas e os calcilutitos, a combinação do fotoelétrico e raios gama foi significativa, visto que o GR possuía baixos valores, enquanto picos consideráveis eram observados no fotoelétrico.

Avaliando as propriedades de reservatório, os arenitos do poço 1-BRSA-192-ESS têm volume de argila médio de 20% e porosidade efetiva média de 23%. Já os do poço 3-BRSA-240-ESS possuem um volume de argila médio de 8% e porosidade efetiva média de 26%. O contato óleo-água não foi identificado nos poços. A partir dessa avaliação foi constatado se tratar de reservatórios areníticos com baixo volume de argila, altas porosidades efetivas e alta saturação de óleo.

A impedância acústica obtida pela inversão sísmica usando o Método *Model-Based* produziu resultados que possibilitaram o mapeamento de sete horizontes. Somente através do resultado da inversão foi possível dividir os intervalos com maior confiabilidade. As fácies lamosas apresentaram altos valores de impedância acústica, enquanto os reservatórios areníticos mostraram os menores resultados. Além disso, os diamictitos também apresentaram respostas semelhantes. Os arenitos saturados com água revelaram resultados intermediários. Também foi analisada a IP com o

sistema deposicional, onde foi possível observar uma evolução do sistema turbidítico com a direção do fluxo, tendo em áreas proximais características de depósitos caóticos com valores mais altos de IP, enquanto em regiões distais, sedimentos bem selecionados com baixas impedâncias acústicas.

8. Referências

- Alves, F. Inversão estocástica de sísmica 3d post-stack e dados de poço para a caracterização de reservatórios e modelação de propriedades. Dissertação de mestrado, unl, lisboa, 2012.
- ANP, 2022. Anuário estatístico da indústria brasileira do petróleo e gás natural. Rio de Janeiro.
- Asquith, G. B. Basic Well Log Analysis for Geologists: AAPG Methods in Exploration Series, no. 3, 216 p., 1999.
- Avseth, P., Mukerji, T., & Mavko, G. (2010). Quantitative seismic interpretation: Applying rock physics tools to reduce interpretation risk. Cambridge university press.
- Barclay, F., Brunn, A., Rasmussen, K., Alfaro, J., Cooke, A., Cooke, D., Salter, d., Godfrey, R., Lowden, D., Mchugo, s., 2008. *Seismic inversion: reading between the lines*. Oil review, spring 2008.
- Bassiouni, Z. Theory, Measurement, and Interpretation Of Well Logs. Richardson, Texas, 1994, SPE Textbook Series, Vol. 4.
- Becquey M., Lavergne, M., Willm, C. Acoustic impedance logs computed [periódico] // geophysics, vol. 44, 1485-1501, 1979.
- Castro, R. D. de; Picolini, J. P., 2015. Caracterização Ambiental Regional Da Bacia de Campos, Atlântico Sudoeste, p.1-12.
- Chang, H. K.; Kowsmann, R. O.; Figueiredo, A. M. F.; Bender, A. A. (1992). *Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift System: An Overview*. Tectonophysics, 213 (1-2): 97- 138.
- Cooke, D., Cant, J. Model-based seismic inversion: comparing deterministic and probabilistic approaches. Canadian society of exploration geophysicists recorder, 2010.
- Cruz, M. M., 2003. Brasil: Aplicação de Perfilagem Geofísica e Sísmica na Caracterização da Faciologia do Reservatório de Namorado. In: Dissertação de

Mestrado, Instituto de Geociências, Laboratório de Geologia e Geofísica Marinha. Universidade Federal Fluminense - UFF. Novembro de 2003.

D'ÁVILA, R., & PAIM, P. (2003). *Mecanismos de transporte e deposição em turbiditos*. Em R. d'Ávila, P. Paim, & R. P.S.G.Paim, U.F.Faccini (Ed.), Geometria, arquitetura e 156 heterogeneidades de corpos sedimentares - Estudo de Casos (1 ed., pp. 93-121). São Leopoldo: Editora Unisino.

Dias, R. Estimativa de Propriedades de Reservatório e Estudo de Sensibilidade à Substituição de Fluidos no Pré-Sal do Parque das Baleias, Bacia de Campos. Universidade Federal Fluminense. Niterói. 2018.

Doveton J. 1994. Geologic log analysis using computer methods. Am. Assoc. Petroleum Geologists, Computer Methods in Geology, n. 2, 169 p.

Ellis, D. V.; Singer, J. M. Well Logging for Earth Scientists. Dordrecht: Springer, 2007.

Fernandes, F.J.D., Teixeira, L., Freire, A.F.M., & Lupinacci, W.M. (2022). Rock physics modeling with mineralogical inversion in sandstone reservoir. Brazilian Journal of Geophysics, 40(2).

Filippova, K., Kozhenkov, A. & Alabushin, A. Seismic inversion techniques: choice and benefits. First break. Eage, 2011

Freire AFM, dos Santos GFR, da Silva CF, Lupinacci WM. 2020. Recognition of turbidite stages in the Massapê oil field, Recôncavo Basin-Brazil, using well logs. Journal of Petroleum Science and Engineering, 107279.

Guimarães MDSB, Denicol PS, Gomes RMR. 2008. Avaliação e caracterização de reservatórios laminados: comparação entre as ferramentas convencionais e o perfil de indução multicomponente. Revista Brasileira de Geociências, 38, 188-206.

Holdaway, K. R.; Irving, D. H. B. Enhance Oil & Gas Exploration with Data-Driven Geophysical and Petrophysical Models. Hoboken: John Wiley & Sons, 2018.

Keary, P.; Brooks, M.; Hill, I. 2009. Geofísica de Prospeção. São Paulo. Oficina de Textos. 438p.

Kemper, M. Rock physics driven inversion: the importance of workflow. First break 28. 69–81, 2010

- Krige, D. G., 1951. "A statistical approach to some basic mine valuation problems on the Witwatersrand". *Journal of the Chemical, Metallurgical and Mining Soc. of South Africa*. 52 (6): 119–139.
- Latimer, R. B., R. Davison, and p. Van riel, 2000, an interpreter's guide to understanding and working with seismic-derived acoustic impedance data: the leading edge, 19, 242–256.
- Lupinacci, W. M. Transformadas tempo-frequência aplicadas na estimativa do fator q e na análise de dados sísmicos time-lapse. Tese de doutorado (lenep-uenf), 2014.
- Machado, L. et al. Geometria da porção proximal do sistema deposicional turbidítico moderno da Formação Carapebus, Bacia de Campos; modelo para heterogeneidades de reservatório. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 12, n. 2, 2004. 287-315.
- Magoon, L. B.; Dow, W. G. The Petroleum System. The Petroleum System- From Source to Trap: AAPG Memoir 60, p. 3-24. 1994.
- Matheron, G, 1971. The Theory of Regionalized Variables and Its Applications. École national supérieure des mines. 211p
- Mckenzie, R. P. (1978). Some Remarks on the Development of Sedimentary Basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40: 25-32.
- Mello, M. R.; Maxwell, R. Organic geochemical and biological marker characterization of source rocks and oils from lacustrine environments in the Brazilian continental margin. B.J. Katz (Ed.), M 50: Lacustrine Basin Exploration: case studies and modern analogs, AAPG, Tulsa pp. 77-97. 1990.
- Moraes, M. A. S., Blaskovisc, P. R., Paraizo, P. L. B., 2006. Arquitetura de reservatórios de águas profundas. *Boletim de Geociências Petrobras* v.14, n.1, p.725, 2006.
- Morais, J. M. (2013). *Uma história tecnológica da PETROBRAS na exploração e produção offshore*. (p. 234).
- Mutti, E. (1992). *Turbidite Sandstones*. Agip, Istituti di geologia, Università di Parma, Milano, 275f.

- Nery, G. G. Perfilagem geofísica em poço aberto - fundamentos básicos com ênfase em petróleo. INCTGP/CNPq - SBGf, 2013.
- Paiva, M. L. C. Modelagem de Sistemas Petrolíferos 1D no poço 4-BRSA-420-ESS, Campo de Jubarte, Bacia de Campos. UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE. Niterói. 2019.
- Pereira, G.B.; Luparelli, A., 2015. Bacia de Campos. Superintendência de Definição de Blocos SDB, ANP.
- Pickett, G.R. (1963). Acoustic character logs and their applications in formation evaluation. *Journal of Petroleum Technology*, 15(06), 659-667. <https://doi.org/10.2118/452-PA>.
- Portella, A. Bacia de Campos Sumário Geológico e Setores em Oferta. Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis. [S.l.]. 2017.
- Portella, A.; Travassos, R.; Vital, J. Bacia de Campos Sumário Geológico e Setores em Oferta. Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis. [S.l.]. 2019.
- Rider, M., 2002. The Geological Interpretation of Well Logs. Rider-French Consulting Ltd, 2.ed., Sutherland, Scotland, 280p.
- Rosa, H. 2006. Estudo de Caracterização de Eletrofácies por meio de Perfis Geofísicos de Poços e de Amostras de Testemunhos Utilizando Estatística Multivariada. Universidade Estadual de Campinas. Campinas.
- Royden, L. & Keen, C.E. 1980. Rifting Processes and Thermal Evolution of the Continental Margin of Eastern Canada Determined from Subsidence Curves. *Earth & Planetary Science Letters*, 51: 343-361.
- Russell, B. H. Introduction to seismic inversion methods. Society of exploration geophysicists, 1988.
- Schön, J.H. Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics. *Handbook of Geophysical Exploration, Seismic Exploration*. Pergamon, Vol. 8, 494 p., 2011
- Serra, O. 1986. Sedimentary environments from wireline logs. Schlumberger, New York, 211p.

- Sheriff, R. E. Encyclopedic dictionary of applied geophysics. Society of exploration geophysicists, 2002
- Technical note earthworks. Coloured, deterministic & stochastic inversion. Earthworks environment & resources ltd., 2008
- Universidade estadual paulista - UNESP. *Caracterização Geológica da Distribuição de Reservatórios Carbonáticos Albianos, Sudoeste de Campos (Brasil)*. São Paulo: UNESP, Geociências, v.37, n.2, p. 279-298, 2018.
- Winter, W.; Jahnert, R.; França, A. Bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobras, 15, n. 2, 2007. 511-529.
- Wyllie, M. R. J.; Gregory, A. R.; & Gardner, G. H. F. An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media. Geophysics, vol. 23, 3, 459-493, 1958.
- Yamamoto, J. K., 1998. A Review of Numerical Methods for the Interpolation of Geological Data: An. Acad. Bras. Ciências, 70(1):91-116.
- Yamamoto, J.K.; LANDIM, P.M.B., 2013. Geoestatística: Conceitos e Aplicações. 1 Ed. São Paulo: Editora Oficina de Textos. 215 p.
- Yi, B. Y., lee, g. H., kim, h. J., jou, h. T., yoo, d.g., ryu, b. J., lee. Comparison of wavelet estimation methods. Geosciences journal, v.17, nº1, 55 –63, 2013.