

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

RICARDO OTTO ROZZA SCHMIDT

CARACTERIZAÇÃO ESPACIAL GEOLÓGICO-GEOFÍSICA DOS
TURBIDITOS EOCÊNICOS NOS CAMPOS DE ENCHOVA E BONITO,
BACIA DE CAMPOS-RJ.

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof^o. Jose Ricardo Sturaro

Rio Claro- SP
2016

RICARDO OTTO ROZZA SCHMIDT

CARACTERIZAÇÃO ESPACIAL GEOLÓGICO-GEOFÍSICA DOS
TURBIDITOS EOCÊNICOS NOS CAMPOS DE ENCHOVA E BONITO,
BACIA DE CAMPOS-RJ.

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Jose Ricardo Sturaro

Prof. Dr. Joel Carneiro de Castro

Dr. Sergio Caceres

Resultado: APROVADO

Rio Claro, 03 de Maio de 2016

551 Schmidt, Ricardo Otto Rozza
S353c Caracterização espacial geológico-geofísica dos turbiditos
eocênicos nos campos de Enchova e Bonito, Bacia de Campos
- RJ / Ricardo Otto Rozza Schmidt. - Rio Claro, 2016
97 f. : il., figs., gráfs., mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Jose Ricardo Sturaro

1. Geofísica. 2. Caracterização de reservatório. 3. Arenitos
de água profunda. 4. Interpretação geofísica. 5. Krigagem. I.
Título.

Agradecimentos

Quero aqui expressar meus agradecimentos a: Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, juntamente ao programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente pela oportunidade de realizar pesquisas relacionadas a Geociências e Geologia, ao Programa de recursos Humanos da Agência Nacional do Petróleo (PRH-05) pelo financiamento da pesquisa; a Landmark Grand Program pelas licenças do software Decision Space Geoscience. Também agradeço as diversas pessoas que participaram de forma direta ou indireta deste trabalho. Agradeço aos meus pais, Ricardo e Adriana, incondicional pelo apoio até o presente momento de minha vida. Sem vocês jamais teria chegado até aqui.

Agradeço à querida Bárbara Farinha por ser tão especial nunca se omitindo em companheirismo, carinho e incentivo em todos os momentos. Obrigado por me acompanhar até aqui. Agradeço ao meu orientador, Prof. Dr. Jose Ricardo Sturaro pela amizade e todos os momentos de diálogo sobre os mais diversos assuntos durante os últimos dois anos, tentando pacientemente mostrar o melhor caminho para que este trabalho fosse concluído.

Agradeço aos colegas da República LBG em especial Dimitri (Saxa), Arianne, Gislaíne, Flávio e Sérgio (Kraka) e demais agregados que por lá passaram pelos momentos de descontração e conversas sobre os mais diversos assuntos, sempre motivo para boas risadas. Agradeço também aos demais colegas, Luana, Milena, Sérgio e Gabi que de alguma maneira contribuíram nesta caminhada ao longo das discussões e conselhos.

Agradeço também, pelos diversos momentos de ajuda, a equipe do Unespetro, Márcia, Zé Maria, Fabiana, Dérik, Rodrigo Goya. E em especial ao coordenador do Obrigado a todos os professores.

Agradeço ao programa de Recursos Humanos da Agência Nacional do Petróleo (PRH- 05) por ter financiado este trabalho e ao coordenador do programa Prof. Dimas Dias Brito por fazer o possível e impossível à melhora geologia do petróleo na Unesp.

RESUMO

Os arenitos de água profunda, designados genericamente como turbiditos, têm enorme relevância energética e econômica para o Brasil. Na Bacia de Campos, a maior parte dos campos produtores contêm níveis turbidíticos da Formação Carapebus (Eoceno), focalizados neste estudo. É o caso dos campos de Enchova e Bonito. Nesta dissertação propõe-se a caracterização geológica-petrofísica dos reservatórios turbidíticos (Eoceno) nestes campos, que mesmo descobertos há 30 anos detém poucas informações publicadas no que se refere à sua disposição espacial litológica e petrofísica. A integração de metodologias e ferramentas possibilita a melhor compreensão dos reservatórios e de suas heterogeneidades. Neste trabalho foram integrados dados oriundos de testemunhos, perfis de poços, sísmica 3-D (40 km²) por meio dos métodos geoestatísticos Krigagem Indicativa e Krigagem Ordinária, de forma a contribuir com o entendimento da distribuição das principais unidades do reservatório. A análise litológica teve como enfoque os métodos qualitativos, apoiada na descrição de testemunhos apresentadas na pasta de poço, e quantitativo, baseado nas análises dos perfis geofísicos de 20 poços. Com base nesta correlação rocha-perfil, os litotipos arenito, carbonato e folhelho foram definidos e extrapolados para os intervalos não testemunhados. A interpretação e correlação dos perfis geofísicos identificaram dois níveis arenosos principais, o inferior com 10 a 15 m e superior com 70 a 100 m, separados por uma camada de folhelho de 5 a 20 m. Salienta-se o controle deposicional de uma feição erosiva de idade Maastrichiano-Eoceno Médio, a qual concentra as maiores espessuras de areia a oeste dos campos. A caracterização estrutural do reservatório, definida por três feições dômicas alinhadas a NE, foi definida pela interpretação sísmica 3-D. A análise de atributos sísmicos de amplitude, realizada no intervalo definido entre os horizontes topo e base do reservatório, revelou geometrias associadas a complexos de canais discretos, em Enchova, e lobos canalizados, em Bonito. O modelo litológico do reservatório obtido pela aplicação da Krigagem indicativa representou satisfatoriamente os níveis turbidíticos quando comparados aos dados de poços e mapas atributos sísmicos, que indica as maiores espessuras dos turbiditos a oeste das áreas. O modelo da porosidade obtido pela Krigagem Ordinária (Krigagem Indicativa) indicou melhores condições porosas na porção oeste dos campos, correlacionando-se com o modelo litológico carbonatos fechados e folhelhos no modelo litológico. Ambos, os mapas de atributos sísmicos e modelos obtidos apresentam uma área com potencial exploratório a sul de Bonito, ainda não perfurada segundo a ANP.

Palavras Chave: Caracterização de Reservatório, Turbiditos, Krigagem, Sísmica-3D

ABSTRACT

Deep-water sandstones, known as turbidites, play an important role in Brazil's energy and economic scenario. In the Campos Basin, Carapebus Formation's Eocene turbidites produce in most oil fields of the basin. Enchova and Bonito oil fields, focused in this study, represent Eocene sandstone production areas. Discovered 30 years ago, Eocene reservoirs have a lack of information regarding its lithological and petrophysical distribution. This master thesis proposes a geological-geophysical reservoir characterization of Eocene turbidites on Enchova and Bonito fields. The integration of methodologies and tools enables a better understanding of the reservoir geometry and heterogeneity. This work integrates core descriptions from well reports, well logs and 3-D seismic through Indicator Kriging (lithology) and Ordinary Kriging (porosity) resulting in 3-D solid models. The models possibly a better understand of lithologic and petrophysical reservoir distribution. The lithological analysis is supported by qualitative methods, supported by the 70m core description provided with well log data, and quantitative, based on the analysis of 20 well logs. Based on this correlation between logs and rocks, the lithology classes, sandstone, carbonate and shale, were defined. The well-logs interpretation and correlation identified two main turbidite intervals, the lower 5 to 15 m and upper 70 to 100 m, separated by a shale layer 5 to 20 m. These intervals were depositionally controlled by an erosive feature associated with Maastrichtian-Middle Eocene unconformity, defining the distribution pattern of turbidites sands concentrated on the western portion of the fields. The reservoir structural characterization, performed through 3-D seismic interpretation, is defined by three domal features separated by normal faults aligned to NE-SW. Seismic amplitude attributes calculated under the reservoir interval revealed channelized geometries on Enchova field and lobate architecture on Bonito field. The reservoir lithological model obtained through Indicator Kriging demonstrate coherence when compared to well data distribution and seismic attributes maps that indicate turbidite greatest thicknesses in western areas. The model of porosity obtained by Ordinary Kriging revealed best porosity conditions in the western portion of the fields, corresponding to the seismic attributes responses and lithological model. Both geostatistical models and seismic attributes maps revealed an interesting non drilled area located on south of Bonito field.

Key Words: Reservoir Characterization, Turbidite, Kriging, 3D-seismic.

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	12
1.1 Aspectos gerais:	12
1.2 Localização da área:	14
1.3 Objetivo:	15
1.3.1 Objetivos Complementares:	15
CAPÍTULO 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO	16
2.1 Evolução tectono - sedimentar da Bacia de Campos.....	16
2.1.1 Megassequência Continental (estágio rifte)	20
2.1.2 Megassequência Transicional (golfo - proto-oceano)	20
2.1.3 Megassequência Marinha Carbonática (estágio drifte/oceânico).....	20
2.1.5 Megassequência Marinha Regressiva (estágio drifte/oceânico).....	21
2.1.5.1 Sequências do Eoceno na Bacia de Campos	22
2.2 GEOLOGIA DAS ÁREAS DE ENCHOVA E BONITO	23
2.3 MODELOS DE SEDIMENTAÇÃO TURBIDÍTICA	25
CAPÍTULO 3 - MATERIAIS E MÉTODOS	33
3.1 BASE DE DADOS	33
3.2 MÉTODOS.....	34
3.2 - INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA - GEOFÍSICA	35
3.2.1 Análise Estratigráfica:	35
3.2.2 Correlação rocha perfil e definição das eletrofácies:.....	36
3.2.3 Análise Petrofísica:	38
3.2.4 Calibração Sísmica Poço.	39
3.2.5 Interpretação sísmica:	40
3.2.6 Análises de atributos sísmicos:.....	42
3.3 MODELAGEM GEOESTATÍSTICA.....	43
3.3.1 Estatística básica descritiva	43
3.3.2 Análise Variográfica.....	44
3.3.3 Krigagem:	49
3.3.3.1 Krigagem Ordinária (KO)	50
3.3.3.1 Krigagem Indicativa (KI):	51
CAPÍTULO 4 - RESULTADOS.....	55
4.1 Intepretação Geológica-Geofísica	55
4.1.1 Análise estratigráfica:	55

4.1.2 Interpretação Litológica:.....	61
4.1.3 Caracterização petrofísica:	62
4.1.4 Calibração sísmica-poço:.....	63
4.1.5 Interpretação sísmica:	64
4.1.5.2 Análise estrutural:.....	69
4.1.5.3 Análise de atributos sísmicos:	71
4.2 Modelagem Geoestatística:	74
4.2.1 Definição do <i>Grid</i> :.....	74
4.2.2 Regularização dos dados	75
4.2.3 Modelagem Litológica:.....	76
4.2.4 Modelagem Petrofísica - Porosidade.....	82
CAPÍTULO 5 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	87
CAPÍTULO 6 - CONSIDERAÇÕES FINAIS	91
CAPÍTULO 7 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	93

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Número de campos produtores de cada tipo de reservatório presente na Bacia de Campos.	12
Figura 2: Localização dos campos de Enchova e Bonito e dos campos produtores na Bacia de Campos.	14
Figura 3: Curva de subsidência composta e seu relacionamento com as megassequências estratigráficas de Chang et al.,(1988) e as unidades correspondente de Dias et al., (1990).	17
Figura 4: Seção sísmica interpretada da Bacia de Campos ilustrando as unidades evolutivas propostas por Dias et al., (1990).	17
Figura 5: Carta Estratigráfica da Bacia de Campos, segundo Winter et al. 2007, em destaque o turbiditos eocênicos.	19
Figura 6: Seção geológica NW-SE, exibindo o arcabouço estrutural-estratigráfico ao longo dos compartimentos proximal, intermediário e distal.	23
Figura 7: Arcabouço estrutural da seção Rifte da Bacia de Campos, ilustrando os altos e baixos estruturais regionais.	24
Figura 8: Seção geológica ao longo do campo de Bonito e Bicudo, ilustrando os principais reservatórios.	25
Figura 9: Sequência de Bouma e seus mecanismos de deposição inferidos segundo Bouma (1962) ; Lowe (1982) e Mutti (1992)	25
Figura 10: Seção esquemática ilustrando os tipos de sistemas turbidíticos de Mutti et al., 1985.	27
Figura 11: Sequências ideais de fácies produzidas em sistemas turbidíticos mistos Tipo-A e Tipo-B.	28
Figura 12: Seção geológica esquemática das bacias da margem leste brasileira Os principais tipos de depósitos de água profunda estão marcados em amarelo.	28
Figura 13: Características geométricas e litofaciológicas complexo de canais discretos.	30
Figura 14: Características geométricas e litofaciológicas dos complexos de canais amalgamados/ lobos canalizados ricos em areia.	31
Figura 15: Características geométricas e litofaciológicas dos complexos de lobos não confinados ricos em areia.	32
Figura 16: Localização dos poços e volume sísmico 3-D a serem utilizados neste trabalho. ..	33
Figura 17: Fluxograma das etapas de trabalho.	34
Figura 18: Perfis petrofísicos interpretados mostrando a características referentes às Formações Geológicas delimitadas ao longo da análise estratigráfica.	35

Figura 19: Exemplo de como se procedeu à correlação rocha perfil e definição das eletrofácies no poço 3 RJS 0240 RJ.....	37
Figura 20: Exemplo ilustrando a geração e calibração de um sismograma sintético	40
Figura 21: Exemplo de mapa de contorno estrutural com falhas interpretadas, resultantes da interpretação sísmica tridimensional.	41
Figura 22: Horizontes e modelo de velocidades utilizados na conversão tempo profundidade do dado sísmico.	42
Figura 23: Diagrama de dispersão da variável $Z(x)$ para uma determinada distancia h.	44
Figura 24: Parâmetros para do semivariograma direcional.	46
Figura 25: A) Semivariograma experimental e B) Semivariograma experimental com o modelo teórico (azul) ajustado. Fonte: Monteiro, 2003.	47
Figura 26: Parâmetros do semivariograma.	47
Figura 27: Principais modelos do semivariograma com patamar (A) e sem patamar (B).....	49
Figura 28: Localização das seções estratigráficas.	55
Figura 29: Seção estrutural ao longo das áreas de Enchova e Bonito	58
Figura 30: Seção estratigráfica ao longo da área de Enchova, datum: topo R2.	59
Figura 31: Seção estratigráfica ao longo da área de Bonito, datum: topo R2.	60
Figura 32: Comparação entre a litologia interpretada pela aplicação da função lógica e a descrição de testemunho para poço 1RJS 0116 RJ.....	61
Figura 33: Comparação entre as proporções litológicas dos descritas nos testemunhos e interpretadas.....	61
Figura 34: Características petrofísicas dos principais intervalos turbidíticos localizados na área de Enchova.....	62
Figura 35: Características petrofísicas dos principais intervalos turbidíticos localizados na área de Bonito.....	63
Figura 36: Sismograma sintético do poço 1 RJS 0116 RJ.....	64
Figura 37: Linha Sísmica (<i>dip</i>) ilustrando a interpretação das principais unidades estratigráficas da bacia, definindo o arcabouço sismoestratigráfico de modo a conduzir a interpretação detalhada dos reservatórios turbidíticos.....	66
Figura 38: Seção sísmica ilustrando o espessamento de seção dos sedimentos cretáceos nas bordas das falhas lítricas critério para a interpretação da discordância Maastrichiano-Eoceno Médio.....	68

Figura 39: <i>Crossline</i> interpretada ilustrando o canyon de Enchova, caracterizado pelos refletores em <i>onlap</i> sobre a superfície erosiva, e pelo truncamento dos refletores pré Oligoceno-Superior.	69
Figura 40: Mapa de contorno estrutural do topo e base da Fm. Carapebus, em profundidade.	70
Figura 41: A) Feições canalizadas e lobulares interpretadas sobre o mapa do atributo <i>RMS Amplitude</i> B) Comparação entre o mapa de <i>RMS Amplitude</i> e as isópacas da Fm. Carapebus eocênica, mostrando a correspondência espacial entre as maiores espessuras e as anomalias positivas (amarelo) do atributo).....	72
Figura 42: A) Feições canalizadas e lobulares interpretadas sobre o mapa do atributo <i>Sum Neg Amplitude</i> B) Comparação entre o mapa de <i>Sum Neg Amplitude</i> e as isópacas da Fm. Carapebus eocênica, mostrando a correspondência espacial entre as maiores espessuras e as anomalias negativas (amarelo) do atributo.	73
Figura 43: Grid confeccionado para a modelagem geoestatística.	74
Figura 44: Proporções litológicas do dado original (esquerda) e regularizadas (direita).	75
Figura 45: Comparação entre os histogramas da porosidade efetiva original e regularizada. .	75
Figura 46: Parâmetros utilizados no cálculo dos semivariogramas dos litotipos e os mapas de anisotropia utilizados na definição da direção principal.	76
Figura 47: Semivariograma indicativo experimental e teórico ajustado do litotipo Arenito. ..	77
Figura 48: Semivariograma indicativo experimental e teórico ajustado do litotipo carbonato.	78
Figura 49: Semivariograma indicativo experimental e teórico ajustado do litotipo folhelho. .	78
Figura 50: Proporções litológicas regularizadas (esquerda) e modeladas pela (KI) (direita). .	79
Figura 51: Distribuição litológica da porção superior do intervalo arenoso R2.....	80
Figura 52: Modelo litológico da porção intermediária do intervalo arenosos R2.	80
Figura 53: Seção correspondente à porção central de Enchova.	81
Figura 54: Seção correspondente a porção central do campo de Bonito.....	81
Figura 55: Seção correspondente ao bloco sul do campo de Bonito.	82
Figura 56: Semivariograma experimental e teórico ajustado para a porosidade no intervalo arenoso (R2).	83
Figura 57: Semivariograma experimental e teórico ajustado para a porosidade no intervalo pelítico.	83
Figura 58: Semivariograma experimental e teórico ajustado para a porosidade no intervalo arenoso (R1).	84

Figura 59: Comparação entre a porosidade original e a modelada pela KO.	84
Figura 60: Corte do modelo de porosidade região centro-oeste de Enchova.	85
Figura 61: Modelo de porosidade região central de Bonito.	85
Figura 62: Modelo de porosidade região Sul de Bonito.	86
Figura 63: Mapa da média da porosidade efetiva modelada para o intervalo arenoso (R2). ...	86
Figura 64: Correlação entre o empilhamento dos níveis R1 e R2 com idades biocronológicas de Antunes et al.,(1988) e dados eustáticos de Haq et al., (1987).	88
Figura 65: Modelo esquemático deposicional dos turbiditos (Eoceno) de Enchova e Bonito.	90

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Tipos de depósitos turbiditos da Bacia de Campos e suas características geológicas-petrofísicas.....	29
Tabela 2: Função lógica utilizada para extrapolação das eletrofácies para os intervalos não testemunhados.	37
Tabela 3: Exemplo do <i>pseudocheckshot</i> confeccionado para poço 3BO 0004 RJS.....	39
Tabela 4: Parâmetros dos semivariogramas teóricos ajustados para cada litologia	79
Tabela 5: Parâmetros dos semivariogramas teóricos ajustados da porosidade efetiva.....	82

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

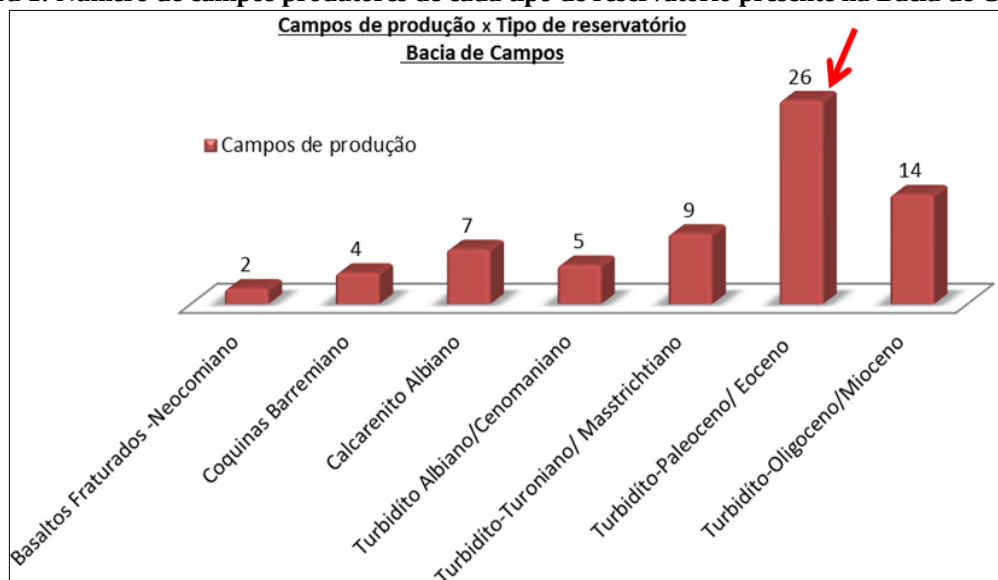
1.1 Aspectos gerais:

Os arenitos de água profunda, designados genericamente como turbiditos, em função de seu processo deposicional dominado por correntes de turbidez, representam grande relevância nacional econômica e energética por constituírem excelentes reservatórios de hidrocarbonetos. A Bacia de Campos, a maior produtora de petróleo do Brasil, produz 75% de suas reservas a partir de reservatórios turbidíticos (ANP, 2015)

O primeiro campo gigante do Brasil, isto é, com volume recuperável superior a 628 milhões de barris de petróleo *in place*, descoberto em 1974, está localizado na Bacia de Campo. Denominado campo de Namorado, este produz hidrocarbonetos a partir de arenitos turbidíticos (Albo-Cenomanianos) (BRUHN ET AL.,2003).

Em 1991, o campo de Marlim inicia sua produção a partir de turbiditos oligocênicos, tornando-se o maior produtor da Bacia de Campos, consolidando a grande importância dos turbiditos a produção nacional de hidrocarbonetos. Dentre as rochas reservatórios presentes na Bacia de Campos, os turbiditos do Paleoceno/Eoceno correspondem pelo maior número de campos produtores, totalizando 26 dentre os 37 campos presentes na bacia (BRUHN ET AL.,2003) (Figura 1)

Figura 1: Número de campos produtores de cada tipo de reservatório presente na Bacia de Campos.



Fonte: Bruhn et al.,2003

No contexto das áreas com produção proveniente dos turbiditos (Eoceno), se inserem os campos de Enchova e Bonito. O primeiro, produtor desde 1977, representa o início da produção de hidrocarbonetos neste tipo de oportunidade exploratória (*play*), e o segundo iniciou a produção no mesmo *play* desde 1985. Os reservatórios turbidíticos do Eoceno, presentes nestas áreas, são constituídos por arenitos médios a grosseiros com porosidades da ordem de 25% e

permeabilidades superiores a 1 Darcy. A espessura destes níveis atinge cerca de 90 metros e sua extensão, considerando ambas as áreas, supera os trinta quilômetros quadrados, (GUARDADO et al., 1989).

Descobertos há 35 anos estes campos, estão com a produção em declínio e, portanto, são considerados maduros. Em relação aos turbiditos do Eoceno há poucas informações publicadas no que se refere a sua variabilidade litológica e petrofísica, o que estimula um estudo focado na caracterização espacial geológica-petrofísica de tais reservatórios, isto é, definição da geometria de corpos arenosos e distribuição de suas propriedades petrofísicas (porosidade, volume de argila, saturação de água).

De acordo com BANKHEAD (1999), o processo de caracterização de reservatórios pode ser definido como a determinação tridimensional e quantitativa do reservatório incluindo seus limites, seu arcabouço estrutural, suas heterogeneidades internas e correspondente distribuição das propriedades de rocha e fluido. Estes fatores controlam, significativamente, o deslocamento de fluídos no interior do reservatório, sendo sua caracterização espacial indispensável ao gerenciamento do campo petrolífero durante seu ciclo de vida (desenvolvimento, produção e abandono).

A geoestatística e suas técnicas têm um importante papel dentro do processo de caracterização e modelagem de reservatórios. Consagrada na mineração ao longo da década de 50, esta ferramenta passa a ser aplicada a modelagem de reservatórios a partir da década de 80, sendo definitivamente consagrada nos anos 90. O sucesso da geoestatística dentro do processo de caracterização de reservatórios está ligado ao fato desta metodologia se provar eficaz nas seguintes aplicações: trabalhar com poucas informações pontuais (poços), integrar diferentes informações e gerar modelos numéricos onde é possível avaliar as incertezas envolvidas (SANCEVERO, 2007).

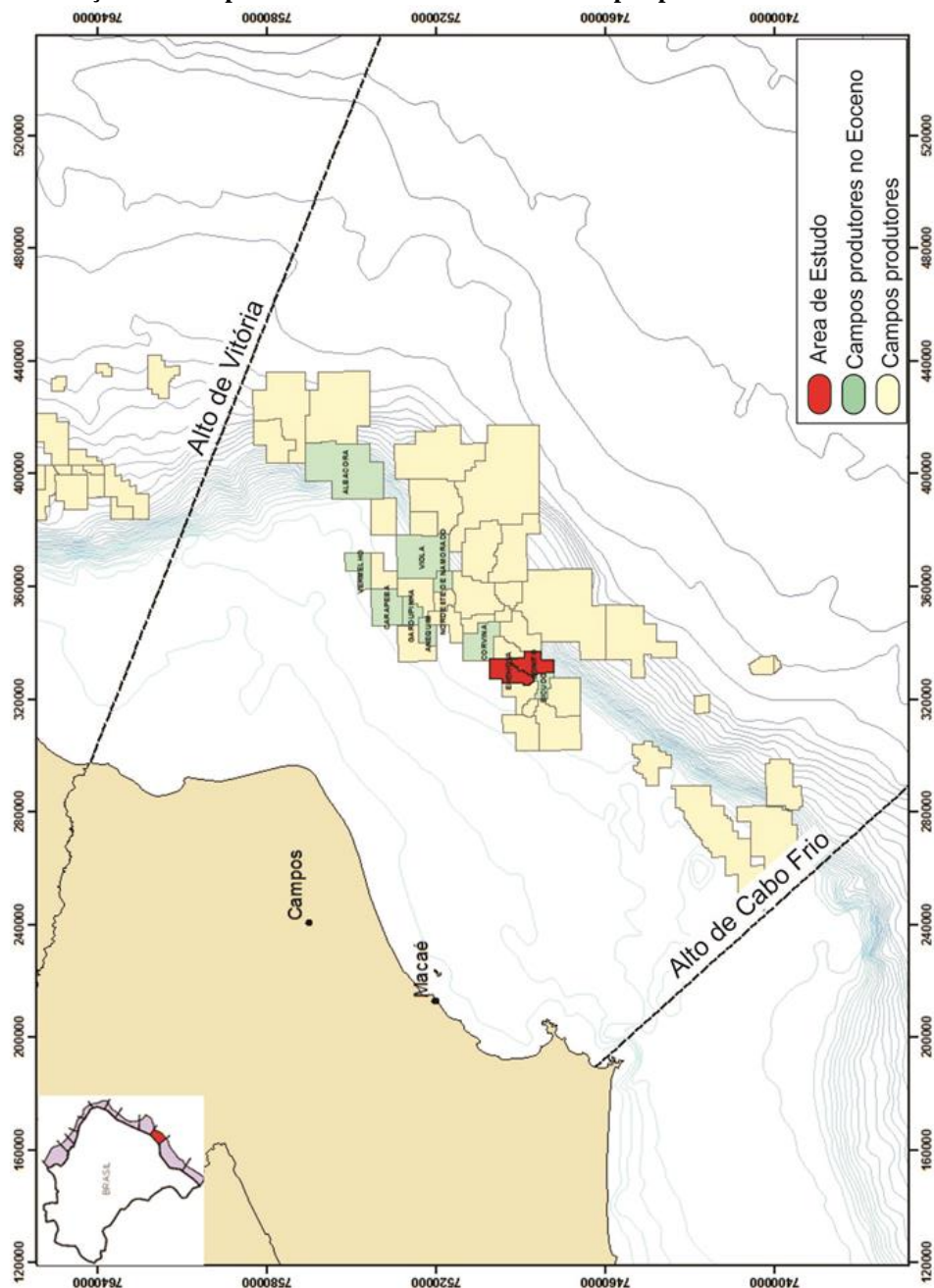
Esta dissertação apresenta uma caracterização espacial de reservatórios petrolíferos dos turbiditos (Eoceno), nos campos de Enchova e Bonito, baseada na interpretação de dados geológico-geofísicos que incluem: descrições de testemunhos provenientes da pasta de poço, perfis geofísicos e dados sísmicos 3-D integrados pela aplicação dos métodos geoestatísticos Krigagem Indicativa e Krigagem Ordinária. Com isso, busca-se o detalhamento e compreensão da distribuição geológica-petrofísica destes reservatórios, não publicadas na literatura até o presente momento.

1.2 Localização da área:

A Bacia de Campos, localizada no litoral do Rio de Janeiro, limita-se a norte com a Bacia do Espírito Santo pelo Alto de Vitória e a sul pelo Alto de Cabo Frio com a Bacia de Santos. Possui uma área aproximada de 100.000 Km² dos quais apenas 500 Km² são emersos, a porção submersa apresenta lâmina da água atingindo até 3000 metros (Figura 2).

Os campos de Enchova e Bonito situam-se, na plataforma continental do estado do Rio de Janeiro a 120 quilômetros do município de Macaé, na porção sudoeste do alinhamento de campos petrolíferos da bacia de Campos com lâmina da água variando entre 100-250 metros.

Figura 2: Localização dos campos de Enchova e Bonito e dos campos produtores na Bacia de Campos.



Fonte: Figura do autor.

1.3 Objetivo:

O objetivo principal desta dissertação consiste na elaboração do modelo tridimensional geológico-petrofísico dos arenitos turbidíticos (Eoceno), nos campos de Enchova e Bonito, Bacia de Campos, com o fim de caracterizar os reservatórios turbidíticos.

1.3.1 Objetivos Complementares:

- a) Definição do arcabouço estrutural e estratigráfico dos campos estudados e da geometria externa dos corpos turbidíticos e limites do reservatório.
- b) Análise da variação lateral e vertical litológica (reservatório e não reservatório) e petrofísicas, buscando correlacioná-los com os elementos arquiteturais de depósitos turbidíticos.
- c) Comparar as características dos turbiditos estudados com a classificação de reservatórios turbidíticos da Bacia de Campos de Bruhn, (1998), Bruhn et al., (2003) e Moraes et al, (2006).

CAPÍTULO 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 Evolução tectono - sedimentar da Bacia de Campos

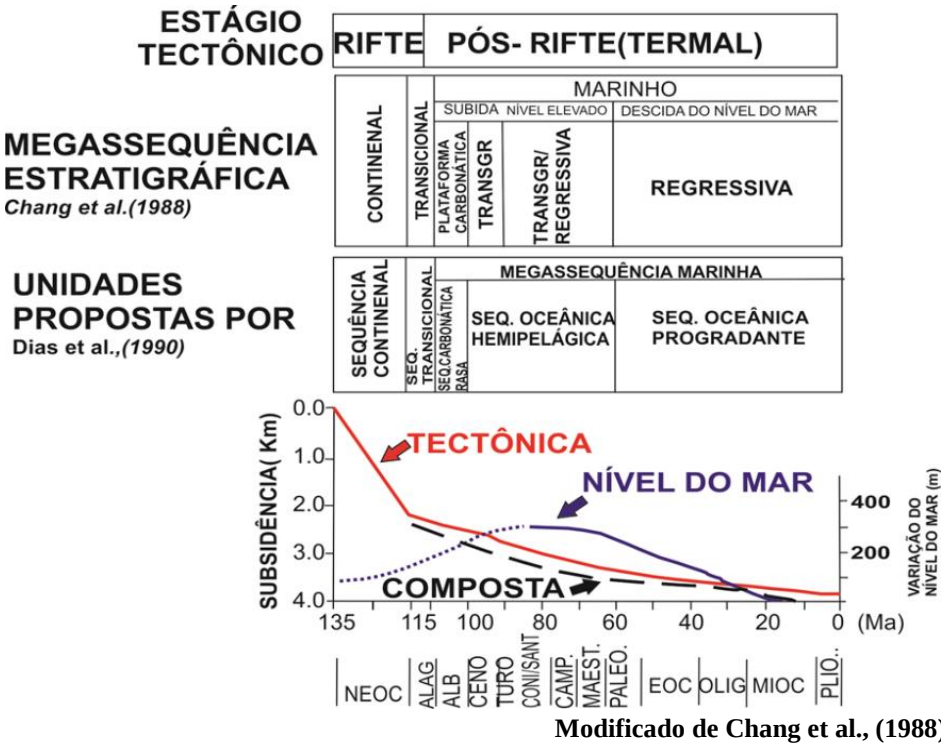
A origem e evolução da Bacia de Campos, assim como as demais bacias da margem continental brasileira, estão relacionadas aos processos de ruptura crustal e consequente fragmentação do Gondawna. A evolução destes processos e consequente formação do Atlântico - Sul ocorreu segundo o modelo de margem continental do tipo Atlântica, considerando quatro estágios evolutivos para as bacias da margem leste brasileira: pré - rifte, rifte, evaporítico e marinho. Cada estágio reflete característica tectono-estratigráficas intrínsecas (ASMUS & PORTO, 1972; ASMUS & PONTE, 1973).

Os trabalhos futuros: (PONTE, 1978; ASMUS e BAISH, 1983; CHANG e KOWNSMANN, 1987; CHANG et al., 1988; CHANG et al., 1990; DIAS et al., 1990), mantiveram a concepção inicial proposta por Asmus & Porto, 1972 e apresentaram um maior detalhamento entre a correlação das unidades litoestratigráficas e os estágios evolutivos das bacias da margem leste.

Segundo os trabalhos de Chang e Kownsmann (1987); Chang et al., (1988) e Chang et al., (1992), cada estágio evolutivo é resultante da combinação de três fatores ao longo do tempo geológico: subsidência tectônica; variação eustática do nível do mar e um componente paleogeográfico que engloba, entre outros fenômenos, taxa de suprimento sedimentar e condições climáticas. Estes autores dividiram as unidades estratigráficas das bacias da margem leste brasileira em seis megassequências, conferindo uma conotação genética e evolutiva para cada unidade (Figura 3).

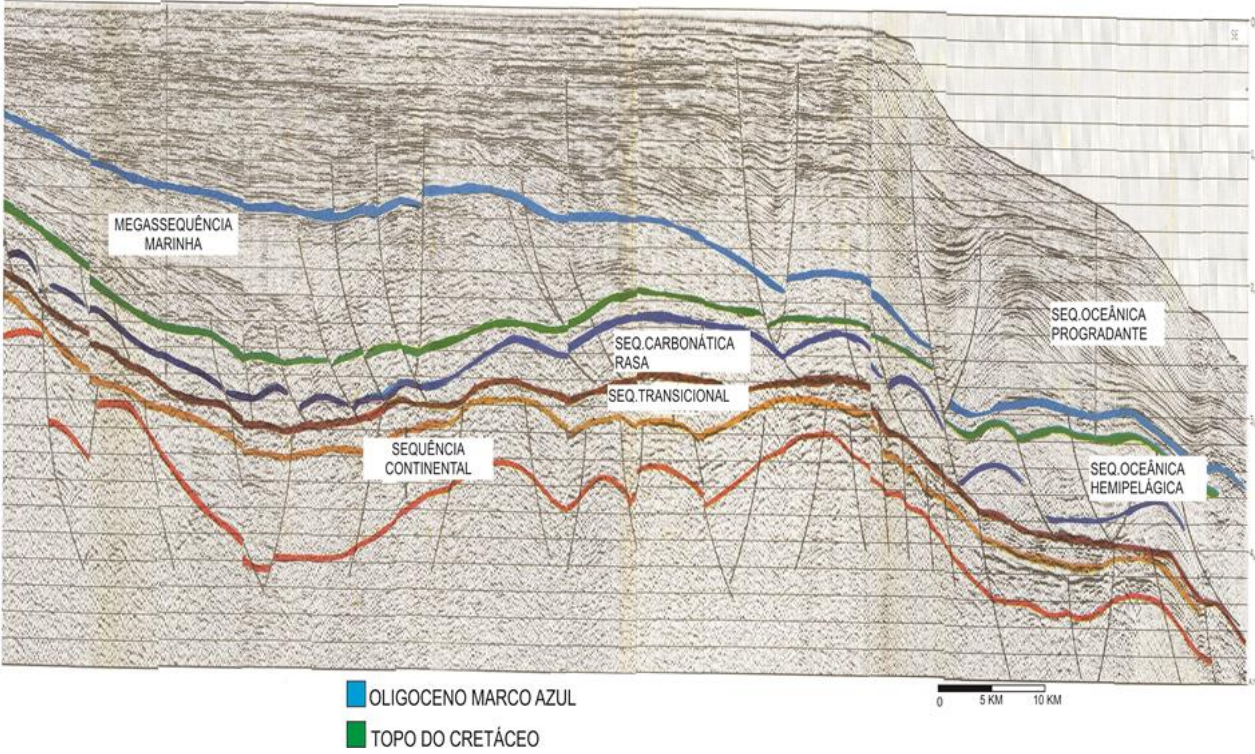
No contexto evolutivo da Bacia de Campos, Dias et al., (1990) descreve a evolução da bacia segundo três estágios tectônicos evolutivos: rifte, transicional (golfo proto-oceano) e drifte (oceânico), nestes períodos depositaram-se as sequências Continental, Transicional e a Megassequência Marinha, respectivamente (Figura 3; 4). Estas unidades apresentam correspondência com as megassequências propostas por Chang et al., (1988) (Figura 3). O presente trabalho considera nomenclatura de Chang e Kownsmann (1987) para explicar a sucessão de eventos ocorridos na Bacia de Campos.

Figura 3: Curva de subsidência composta e seu relacionamento com as megassequências estratigráficas de Chang et al.,(1988) e as unidades correspondente de Dias et al., (1990).



Modificado de Chang et al., (1988)

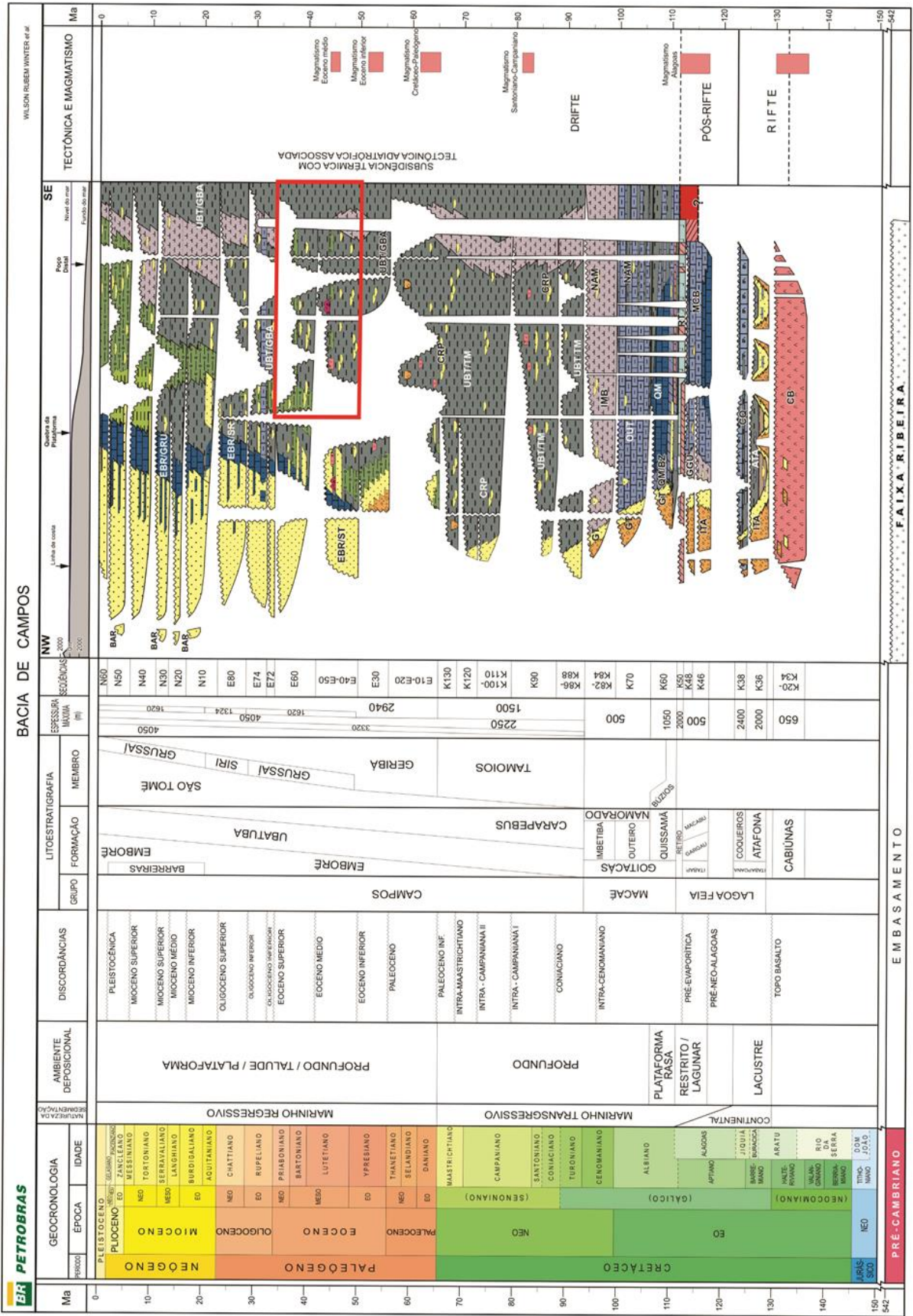
Figura 4: Seção sísmica interpretada da Bacia de Campos ilustrando as unidades evolutivas propostas por Dias et al., (1990).



O empilhamento estratigráfico da Bacia de Campos foi inicialmente descrito por Shaller (1973), a partir de dados da Petrobras provenientes de poucos poços exploratórios. Posteriormente Rangel et al., (1994) apresentaram uma carta estratigráfica mais detalhada

devido a maior disponibilidade de dados (mais de 1000 poços). A carta estratigráfica mais recente da Bacia de Campos consiste na compilação de dados realizada por Winter et al., (2007), os autores elevaram as Formações de Rangel et al., (1997) a Grupos e os Membros à Formações, resultando nos Grupos: Lagoa Feia (Rifte/Pós Rifte); Macaé (Drifte) e Campos (Drifte) e respectivas subdivisões, descritas sucintamente, neste capítulo de modo a contextualizar o empilhamento estratigráfico da Bacia de Campos (Figura 5).

Figura 5: Carta Estratigráfica da Bacia de Campos, segundo Winter et al. 2007, em destaque o turbiditos eocênicos.



2.1.1 Megassequência Continental (estágio rifte)

O estágio rifte, na Bacia de Campos, iniciou-se no Neocomiano e é caracterizado tectonicamente por distensão crustal e afinamento litosférico, resultando em alta taxa de subsidência e atividade tectônica intensa. Este período é marcado pelo falhamentos normais (NE-SW) que formaram sucessivos grabéns, hemigrabéns e horsts, resultando em uma paleogeografia caracterizada por fossas tectônicas do tipo *riftvalley* (DIAS et al. 1990).

A intensa distensão crustal deste período foi acompanhada de extensos derrames basálticos datados de 130-120 Ma (PONTE e ASMUS, 1978), intercalados com rochas vulcanoclásticas e sedimentares que constituem a Formação Cabiúnas, presente na Bacia de Campos.

Sobrejacentes aos depósitos vulcânicos, duas sequências deltaico-lacustres foram depositadas, representando a porção inferior do Grupo Lagoa Feia. A sequência basal, depositada no Barremiano Inferior, denominada Formação Itapaboana é constituída por sedimentos siliciclásticos grosseiros proximais. A sequência, em sua porção distal, passa a sedimentos pelíticos denominados Formação Atafona.

A sequência superior de idade Barremiano Superior é composta por depósitos proximais aluviais da Formação Itapaboana e carbonatos coquinoídes da Formação Coqueiros. Estes carbonatos apresentam-se a folhelhos ricos em matéria orgânica que representam principais geradores da bacia (SHALLER, 1973; RANGEL et al., 1994).

2.1.2 Megassequência Transicional (golfo - proto-oceano)

Os sedimentos da sequência transicional foram depositados sobre uma discordância regional responsável pela peneplanização da topografia da fase rifte. Esta fase é caracterizada por relativa quiescência tectônica e progressiva subsidência térmica (OJEDA, 1982). A subsidência somada ao aumento do nível eustático resultou na formação de um golfo (mar restrito) durante o Aptiano Superior (CHANG & KOWNSMANN, 1987).

O golfo aptiano recebeu os sedimentos superiores do Grupo Lagoa Feios representados, nas porções proximais, pelos depósitos aluviais da Formação Itapaboana e, nas porções intermediárias e distais, pelas Formações Gargau e Macabu constituídas por carbonatos. Estas unidades foram sobrepostas por um pacote evaporítico composto majoritariamente por halita e anidrita denominado Formação Retiro que representa as primeiras incursões de águas marinhas na bacia (DIAS et al., 1990; WINTER et al., 2007).

2.1.3 Megassequência Marinha Carbonática (estágio drifte/oceânico)

O progressivo basculamento da Bacia de Campos, resultante da contração térmica crustal, e o aumento progressivo do nível eustático resultaram em uma maior influência marinha

sobre a bacia ao longo do Albiano-Inferior (CHANG et al. 1988). A deposição evaporítica foi interrompida e substituída pela sedimentação carbonática em ambiente marinho raso, durante o Albiano Inferior/Médio (DIAS-BRITO, 1996). Este período é representado pelo Grupo Macaé que é dividido entre a Formação Quissamã, informalmente conhecida como "Macaé Água Rasa", sedimentar é composta principalmente por calcarenitos oncolíticos e oolíticos (DIAS BRITO e AZEVEDO, 1986)".

Na transição entre o Albiano Inferior/Médio, têm-se o primeiro registro da tectônica salífera, na Bacia de Campos, resultante da sobrecarga dos sedimentos carbonáticos sobre os evaporitos e o contínuo basculamento da bacia. A movimentação do pacote evaporítico, para porções distais da bacia, resultou em estruturas como almofadas de sal, falhas de crescimento e dobras em *rollover*.

2.1.4 Megassequência Marinha Transgressiva (estágio drifte/oceânico)

Ao longo do Albiano Médio/Superior, o aumento relativo do nível do mar associado à eustasia e subsidência térmica resultou no gradativo afogamento da plataforma carbonática rasa (Macaé Inferior). Consequentemente, deu-se início a sedimentação de uma sequência composta, em sua base, por calcilutitos e margas da Formação Outeiros ou, informalmente, Macaé Superior. A Fm. Outeiros é sotoposta pela Formação Imbetiba representada por uma sucessão de margas e folhelhos depositada em resposta a contínua elevação do nível do mar ao longo do Cenomaniano-Turoniano (AZEVEDO et al., 1987; SPADINI, 1982).

A sedimentação do Grupo Campos (Turoniano – Maastrichtiano) caracterizado pelas formações: Embôre, Ubatuba (Membros Tamoios) e Carapebus (Cretáceo Superior) marcam definitivamente a fase oceânica na bacia e o estabelecimento dos ambientes profundo a batial (DIAS et al. 1990). Litologicamente o intervalo é integrado por clásticos proximais da Formação Emborê, folhelhos e margas pertencentes à Formação Ubatuba (Membro - Tamoios) intercalados por arenitos turbidíticos da Formação Carapebus (Cretáceo).

É importante ressaltar que são poucos os registros da sedimentação Paleocênica na Bacia de Campos, visto o desenvolvimento de uma superfície erosional desenvolvida durante o Paleoceno Superior – Eoceno (DIAS et al., 1990).

2.1.5 Megassequência Marinha Regressiva (estágio drifte/oceânico)

A sedimentação a partir do Eoceno na Bacia de Campos é caracterizada por uma mudança no estilo sedimentar que passa a ter um caráter progradante. Dias et al., (1990) observaram, no dado sísmico, feições *offlap* sobre os sedimentos da Megassequência Marinha Transgressiva sotoposta.

Os sedimentos desta fase são representados pelas Formações Emborê, Ubatuba (Membro Geribá) e Carapebus (Paleoceno- Mioceno). A Formação Emborê foi subdivida por Rangel (1994) em três membros: Membro São Tomé; Membro Siri e Membro Grussaí. O Membro São Tomé é caracterizado por clásticos grosseiros de plataforma interna que ocorrem ao longo da borda oeste da bacia. Os Membros Siri e Graussaí designam calcarenitos bioclásticos depositados na plataforma externa. A Formação Ubatuba (Geribá) corresponde a uma espessa sucessão de folhelhos argilitos, margas e, secundariamente, calcilutitos.

A Formação Carapebus é caracterizada por arenitos finos a conglomeráticos depositados por correntes de turbidez. Estes sedimentos ocorrem intercalados com os pelitos da Formação Ubatuba, distribuindo-se desde o Turoniano ao Holoceno. É comum observar-se na literatura a designação informal desta unidade relacionada à sua idade ou a campos produtores (ex. Carapebus Eoceno, Arenito Namorado, Arenito Marlim) (RANGEL et al., 1994; WINTER et al., 2007).

2.1.5.1 Sequências do Eoceno na Bacia de Campos

Segundo Winter et al., 2007, os turbiditos do Eoceno da Bacia de Campos pertencem a três seqüências: E30; E40-E50; E60. A primeira seqüência compreende os sedimentos depositados durante o Eoceno inferior e tem como limite inferior a discordância da passagem do Paleoceno para o Eoceno e o limite superior à discordância do Eoceno inferior, de 50 Ma. A porção proximal é caracterizada por depósitos de fandeltas da Fm. Emborê (Mb. São Tomé). A porção dista é marcada pela Fm. Ubatuba e turbiditos da Fm. Carapebus depositados em calhas halocinéticas e, principalmente, tectônicas, relacionadas à reativação de sistemas transcorrentes NW-SE.

A seqüência E40-E50 compreende os sedimentos depositados entre o final do Eoceno Inferior e Eoceno Médio tendo como limite inferior a discordância do Eoceno Inferior (50 Ma) e limite superior à discordância do Eoceno Médio 41,8 Ma. A seqüência compreende os carbonatos plataformais da Fm. Emborê (Membro Grussaí), Fm. Ubatuba e os depósitos da Fm. Carapebus representados por fluxos hiperpicinais arenosos definidos por Mutti et al., (2003) como Sistemas Turbidíticos Marginais Mistos.

As areias turbidíticas foram depositadas interdigitadas ao sistema pelítico da Fm. Ubatuba (Membro Geribá). Adicionalmente esta unidade contém pacotes de diamictitos rodolíticos que gradam a calcirruditos rodolíticos, depositados a partir de fluxo de detritos (debris flow) oriundos da plataforma carbonática adjacente (WINTER et al., 2007).

A seqüência E60 compreende os sedimentos da porção superior do Eoceno Médio parte superior e Eoceno Superior (34,4 Ma). Em termos litológicos esta sequência se assemelha as

anteriores, com ocorrência de pacotes espessos de diamictitos (*pebbly*) com ampla distribuição regional. As maiores espessuras de arenitos reservatório ocorrem no preenchimento de calhas e baixos deposicionais, conferindo a esses reservatórios geometria acanalada. Nesta sequência a ocorrência de reservatórios turbidíticos é menor, devido à falta de continuidade lateral dos arenitos e/ou intensa diagênese carbonática.

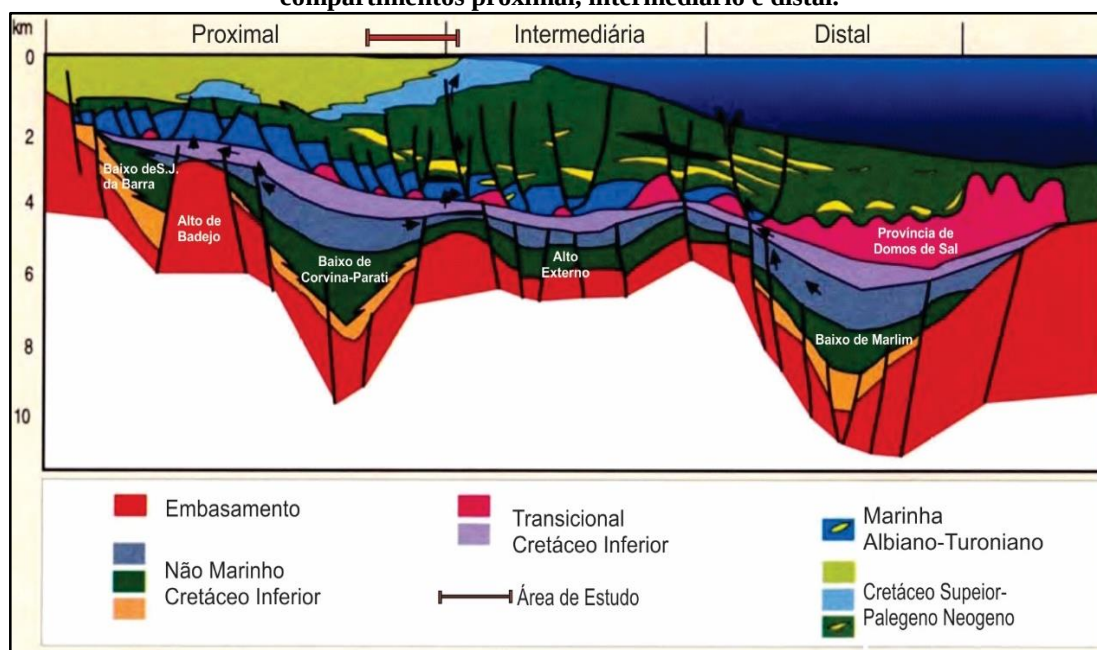
2.2 GEOLOGIA DAS ÁREAS DE ENCHOVA E BONITO

Os campos de Enchova e Bonito estão localizados no limite entre os domínios proximal e intermediário segundo a compartimentação exploratória de Rangel e Martins (1998) (Figura 6). Os campos ocupam uma área de 184 Km² onde foram perfurados 44 poços sendo 20 deles de desenvolvimento.

Em relação ao contexto estrutural regional, as áreas de Enchova e Bonito estão posicionadas sobre o Baixo de Corvina – Parati o qual é limitado a noroeste pelo alto de Badejo e a sudeste pelo Alto Externo (Figura 6, 7). Localmente, os campos de Enchova e Bonito apresentam a forma de estruturas dômicas alongadas na direção NE-SW, separadas por uma falha normal halocínética NE-SW com rejeito de 40 a 300 metros, sendo o campo de Bonito localizado no bloco baixo da estrutura (Baumgarten, 1986).

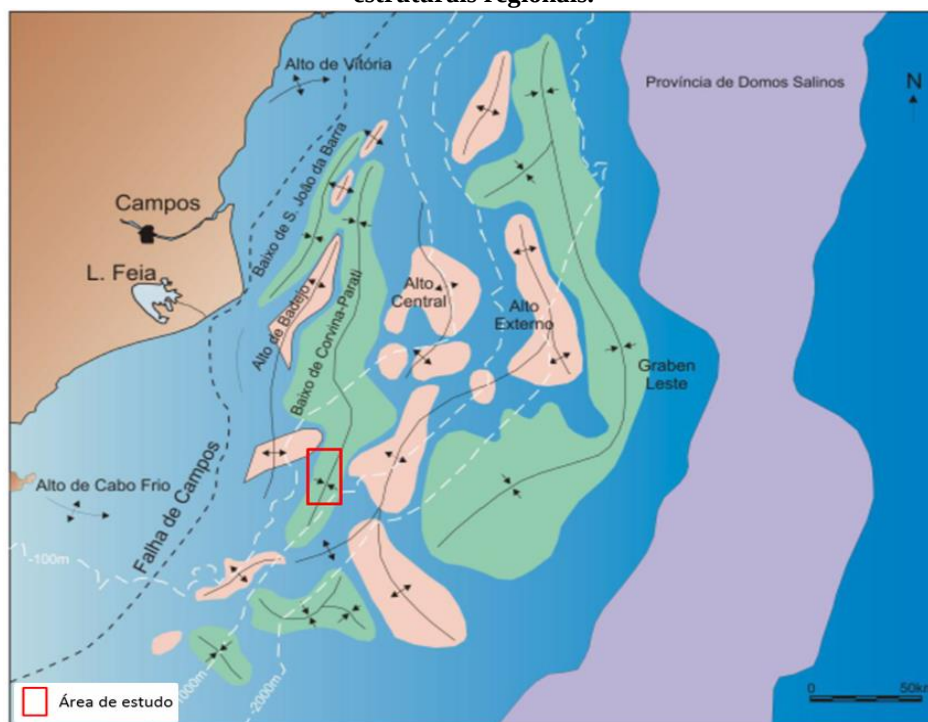
As rochas reservatórios de ambos os campos são representadas por carbonatos albianos (Gr.Macaé), turbiditos cretáceos (Formação Carapebus) e turbiditos eocênicos e oligocênicos (Formação Carapebus) (Figura 8).

Figura 6: Seção geológica NW-SE, exibindo o arcabouço estrutural-estratigráfico ao longo dos compartimentos proximal, intermediário e distal.



Fonte: Rangel e Martins, 1998.

Figura 7: Arcabouço estrutural da seção Rifte da Bacia de Campos, ilustrando os altos e baixos estruturais regionais.



Fonte: Rangel e Martins, (1998).

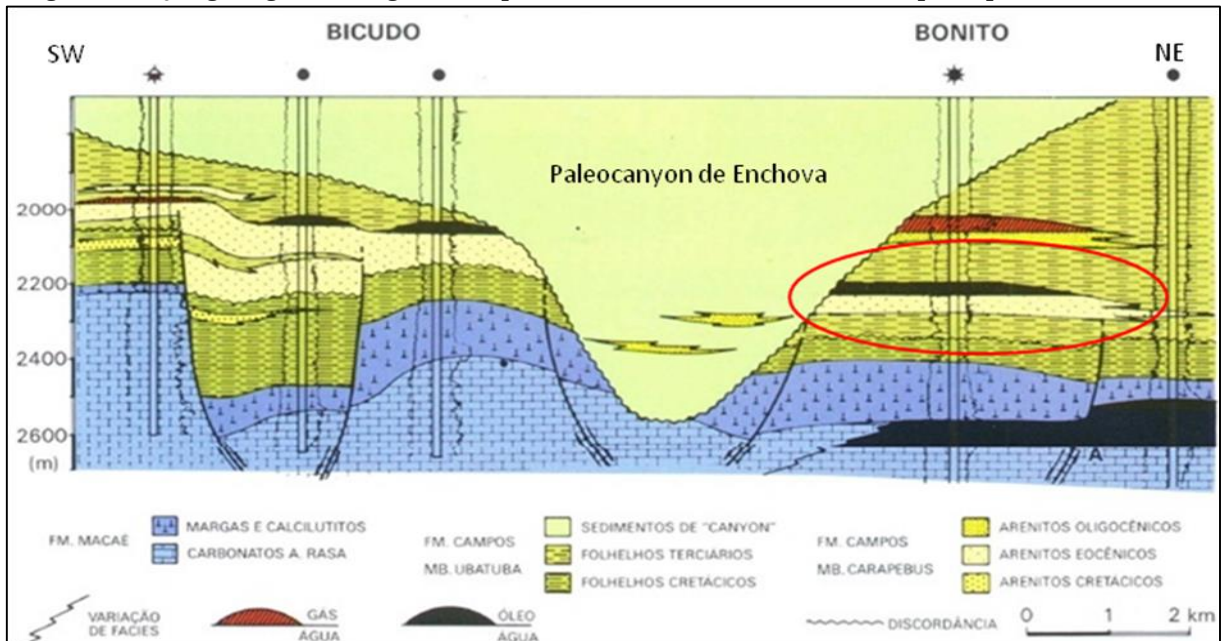
Segundo Guardado et al., (1989), as reservas óleo *in place* dos turbiditos eocênicos de Enchova e Bonito eram da ordem de 497 milhões de barris de óleo (18° API). O mesmo autor afirma que, segundo os dados de pressão estática, os reservatórios de Enchova e Bonito apresentam-se conectados e são muito semelhantes em termos petrofísicos. Considerando o exposto interpreta-se que os turbiditos referidos de ambas as áreas foram depositadas pelo mesmo evento deposicional.

Os turbiditos (Eoceno), nestes campos, são constituídos por arenitos de granulometria média a grossa, friáveis, com porosidades da ordem de 25% a 30% e permeabilidades superiores a 1 Darcy. Os níveis arenosos atingem espessuras de 90 metros com extensão superior a 30 Km² (GUARDADO et al., 1989). O intervalo apresenta-se inserido na Formação Carapebus, limitada na base por folhelhos da Formação Ubatuba (Membro Geribá-Eoceno Médio), sobreposta discordantemente aos folhelhos da Formação Ubatuba (Membro Tamoios- Cretáceo Superior) (Figura 8).

Os arenitos eocênicos de Enchova e Bonito são limitados lateralmente por uma importante feição paleogeográfica denominada canyon de Enchova. Esta feição foi formada durante o Oligoceno Superior em resposta a uma abrupta queda eustática, que expôs e erodiu sedimentos plataformais do Oligoceno Inferior ao Cretáceo Superior (ANTUNES et al., 1988). Os sedimentos de preenchimento do canyon são constituídos, majoritariamente, por pelitos

(folhelhos e margas) que exercem função de selantes dos reservatórios eocênicos caracterizando uma trapa estratigráfica (Figura 8).

Figura 8: Seção geológica ao longo do campo de Bonito e Bicudo, ilustrando os principais reservatórios.



Fonte: Guardado e Arso (1990).

2.3 MODELOS DE SEDIMENTAÇÃO TURBIDÍTICA

A primeira formalização do modelo genético-descritivo dos turbiditos foi proposta por Bouma (1962), que propôs uma sucessão ideal de camadas e estruturas sedimentares depositadas sequencialmente por uma corrente de turbidítica. Esta sucessão ficou conhecida como "Sequência de Bouma" (Figura 9).

Figura 9: Sequência de Bouma e seus mecanismos de deposição inferidos segundo Bouma (1962) ; Lowe (1982) e Mutti (1992) .

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

Fonte: D'Ávila et al.,(2008) modificado de Pickering et al. (1986).

Bouma (1962) constatou que as camadas turbidíticas apresentavam uma sucessão vertical de estruturas sedimentares característica, decorrente da desaceleração contínua da corrente de turbidez. Esta deposita seus sedimentos diretamente da suspensão, em fases sequenciais, com ou sem ação conjunta de processos trativos, resultando em uma gradação normal (Figura 9).

Um novo paradigma foi proposto por Middleton e Hampton (1973) que concluíram que sequência de estratos, definida por Bouma (1962), representava uma fração de um conjunto amplo de processos, denominados fluxos gravitacionais. Estes integram: 1- fluxo de detritos; 2- fluxo de grãos; 3- fluxo fluidizado 4- corrente de turbidez.

Segundo Lowe (1982) os fluxos gravitacionais ocorrem segundo uma série contínua de processos bacia adentro, iniciando como um fluxo de detritos, passando a fluxo de grãos, correntes de turbidez de alta densidade (HDC) e, por fim, correntes de turbidez de baixa densidade (LDC), resultando em depósitos com características intrínsecas relacionadas a cada processo deposicional.

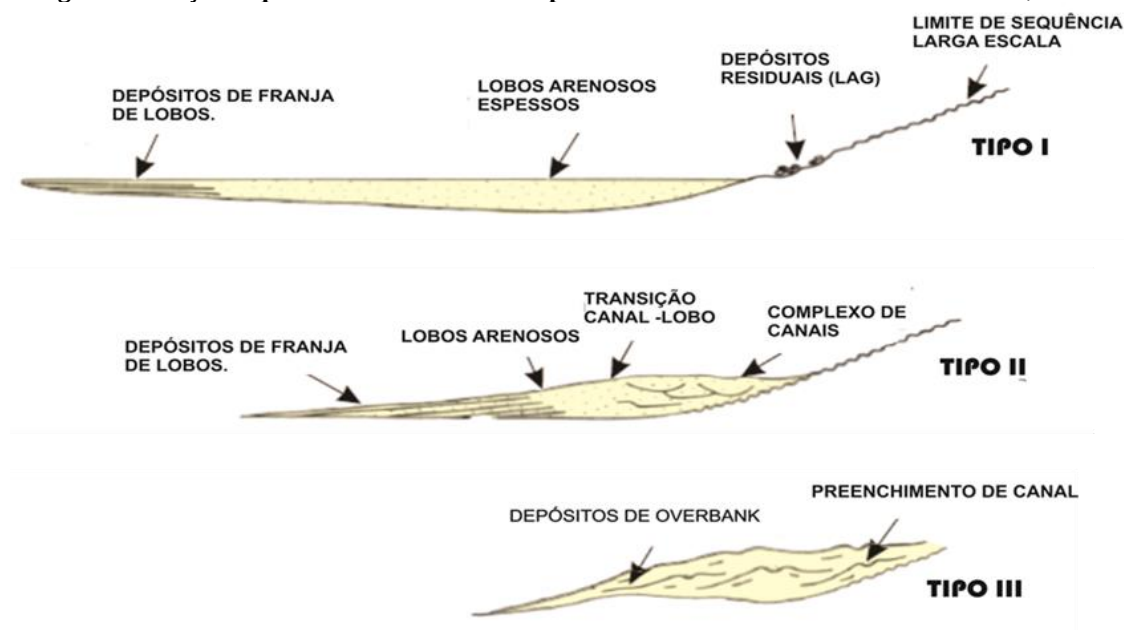
Mutti (1985), baseado em interpretações de afloramentos Cenozoicos dos Apeninos (Itália) e Pirineus (Espanha) propôs um modelo deposicional turbidítico relacionado às variações reativas eustáticas. O modelo considera três tipos de sistemas turbidíticos I, II, III, os quais ocorrem em posições correlacionáveis com a curva de variação eustática compondo, cada um, um sistema turbidítico característico (Figura 10).

Tipo I: Composto por depósitos lobulares com geometria tabular e espessuras que variam de metros a centena de metros, boa continuidade lateral. Espessas camadas arenosas são predominantes na sua porção proximal, enquanto intercalações areno-lamosas são predominantes, na porção distal. Depositado durante um período de queda relativa do nível eustático.

Tipo II: Consiste da transição entre canal e lobo, formado por extensos depósitos de arenitos limpos localmente e arenitos cascalhosos canalizados. Estes depósitos gradam para depósitos lobulares de granulometria mais fina bacia adentro. Depositados durante o início de subida eustática reativa.

Tipo III: Caracterizam-se por camadas arenosas pouco espessas dentro de uma sequência argilosa. Estas areias são interpretadas como canais dos complexos canais-levee. Este sistema está associado ao estágio final de subida eustática relativa.

Figura 10: Seção esquemática ilustrando os tipos de sistemas turbidíticos de Mutti et al., 1985.



Na proposta apresentada por Mutti et al., (2003) o tectonismo, clima, fisiografia da bacia, flutuação do nível do mar e natureza dos processos sedimentares condicionam a formação de cinco principais sistemas turbidíticos: **1)** Sistemas turbidíticos de *foreedep* (distais); **2)** Sistemas turbidíticos de prodelta; **3)** Sistemas turbidíticos mistos; **4)** Sistemas turbidíticos de canais meandantes; e **5)** Sistemas turbidíticos de canal-levee.

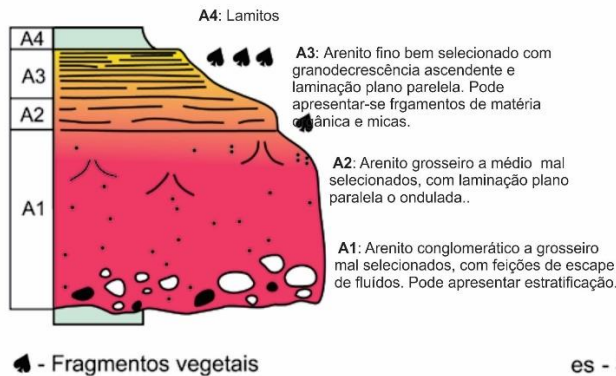
Os turbiditos do Eoceno, na Bacia de Campos, compreendem os Sistemas Turbidíticos marginais mistos. Este sistema, geralmente, é depositado, entre as porções medianas da plataforma e talude proximal, por correntes de turbidez de alta densidade (WINTER et al., 2007).

Em termos faciológicos o Sistema turbidítico misto foi dividido em duas categorias, (A) e (B) (figura 11). O tipo A é depositado por uma corrente de turbidez de alta densidade de pouca duração devido à limitada quantidade de finos incorporados.

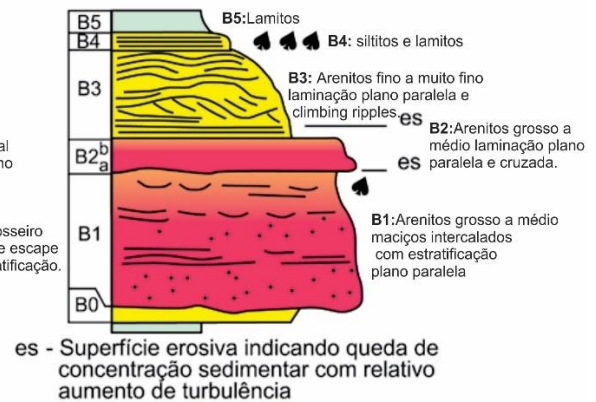
O subsistema tipo A é representado por uma camada basal composta por arenitos grossos a conglomeráticos (divisão A1), sotoposta por arenitos médios a grossos (divisão A2) esta por arenitos finos bem selecionados (divisão A3), a qual grada para lamitos sem estruturas de tração (divisão A4). O subsistema tipo B é originado a partir de um corrente de turbidez com longa duração resultando no desenvolvimento de estruturas trativas (laminação plano-paralela, *climbing ripples*). O subsistema foi dividido em cinco níveis característicos (B1 a B5) representando um fluxo turbulento desacelerante (*waning flow*) Mutti et al., (2003).

Figura 11: Sequências ideais de fácies produzidas em sistemas turbidíticos mistos Tipo-A e Tipo-B.

Sistema turbidítico misto Tipo - A



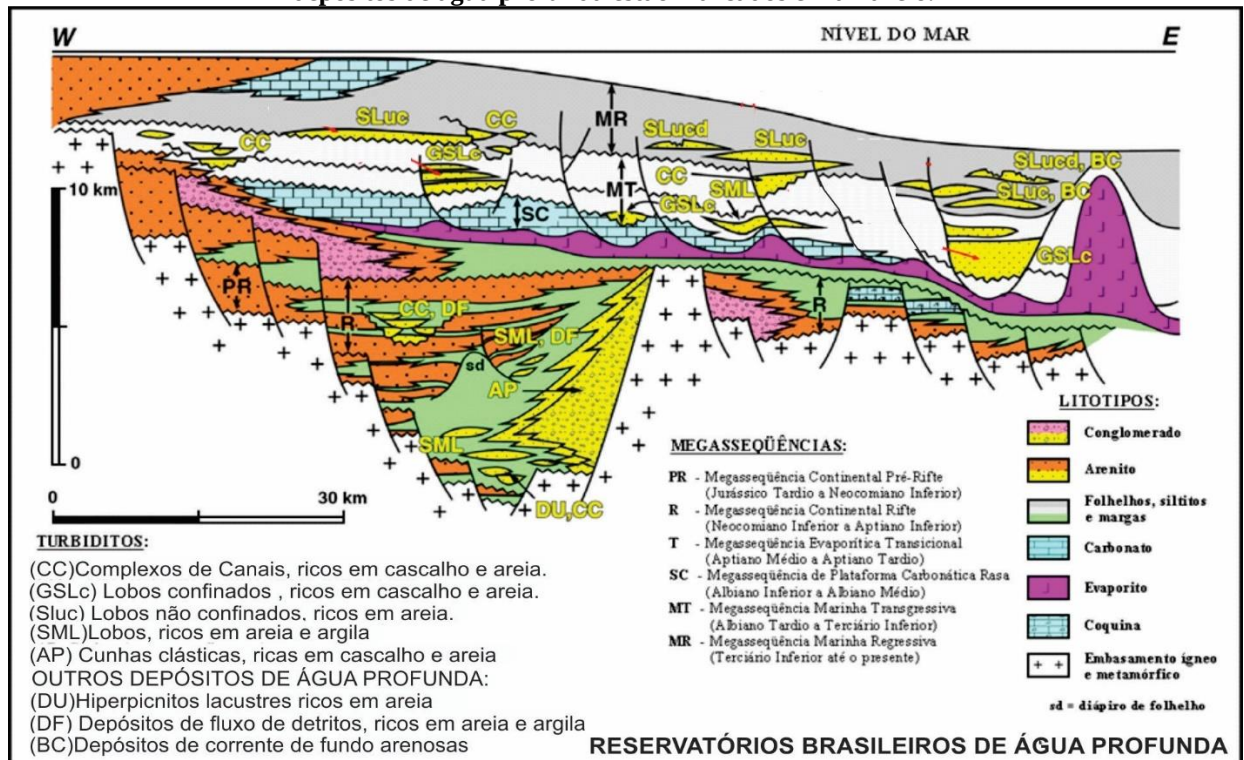
Sistema turbidítico misto Tipo - B



Traduzido de Mutti et al., 2003

Bruhn et al., (1998) classificaram, com base em análises de afloramentos, descrições testemunho, perfis elétricos e radioativos, dados de pressão estática e sísmicos, os depósitos arenosos de águas profundas presentes nas bacias da margem continental brasileira. Estes autores definiram nove tipos distintos de turbiditos (Figura 12). Bruhn et al., (2003), utilizando-se da classificação de 1998, apresentaram as características geológico-petrofísicas dos depósitos turbidíticos suas na Bacia de Campos (Tabela 1).

Figura 12: Seção geológica esquemática das bacias da margem leste brasileira Os principais tipos de depósitos de água profunda estão marcados em amarelo.



Fonte: Traduzido de Bruhn et al., (2003).

Segundo Bruhn et al., (2003) os turbiditos do Eoceno são ,predominantemente, representados por Complexo de canais, ricos em cascalho areia (CC) (Figura 13) e/ou Lobos não confinados ricos em areia (Sluc) (Tabela 1).

Tabela 1: Tipos de depósitos turbiditos da Bacia de Campos e suas características geológicas-petrofísicas.

TIPOS	CONTEXTO GEOLÓGICO	GEOMETRIA DO RESERVATÓRIO	QUALIDADE DO RESERVATÓRIO
1. Complexos de Canais, ricos em cascalho e areia (CC)	Calhas no talude em áreas com aumento da declividade devido ao intenso falhamento e movimentação ascendente dos evaporitos Aptianos subjacentes <i>Megassequência Marinha Transgressiva</i> Paleoceno Superior Eoceno Médio <i>Megassequência Marinha Regressiva</i> Eoceno Médio, Oligoceno Inferior, Oligoceno Superior Oligoceno Superior/Mioceno Inferior, Mioceno Inferior.	<u>Preenchimento de canais:</u> <i>Espessura:</i> 10 - 50 m. <i>Largura:</i> 200-2.000m (>90% 200-800m) <i>Comprimento:</i> 0,5->10km Canais apresentam perfil assimétrico, presença de fácies de extravasamento. <u>Complexos de canais:</u> <i>Espessura:</i> 20-100m <i>Largura:</i> 1-6 Km <i>Comprimento:</i> 1-> 10 Km Complexo de canais com geometrias complexas, resultantes da amalgamação de muitos preenchimentos de canais com a preservação dos depósitos de overbank/levee e/ou dos depósitos de "background" entre os depósitos de preenchimento de canais.	Porosidade (Phi) e Permeabilidade (K) , controlada na maioria das vezes pela seleção e tamanho do grão. Valores médios típicos: Phi = 21% / K=400 mD.
2. Lobos confinados em calhas, ricos em cascalho e areia (GSLC)	Calhas no talude definidas pela subsidência associada a falhas listricas condicionadas por evaporitos Aptianos, e erosão por turbiditos de alta densidade (Albiano/Cenomaniano, Turoniano/Coniaciano, Santoniano, Campaniano/Maastrichtiano – <i>Megassequências Marinha Transgressiva</i>)	<u>Corpos de arenitos (maciços) tabulares e lobos:</u> <i>Espessura:</i> 10- 140 m , <i>Largura :</i> 1-12 km <i>Comprimento:</i> 3->20 Km de. NTG >70%. <u>Complexos de lobos</u> <i>Espessuras:</i> > 350 m. Gradação Normal com frequente erosão do topo de um ciclo deposicional, em função da migração dos canais. Menores proporções de intraclastos argilosos e depósitos de extravasamento.	Porosidade (Phi) e Permeabilidade (K) , contralada na maioria das vezes pela seleção e tamanho do grão: Conglomerados e arenitos granulares); Phi= 15-20%/ K=100-800 mD Arenitos muito grossos; Phi = 18-22% / K = 300-1000 mD Arenitos finos a médios; Phi = 24-32% / K = 100-900 mD
3. Lobos não confinados, ricos em areia (Sluc)	Amplas depressões em regiões com baixo gradiente (<1°), desenvolvidos pela movimentação das camadas evaporíticas Aptianas subjacentes. Eoceno Médio, Oligoceno Inferior, Oligoceno Superior, Oligoceno Sup/Mioceno Inferior, Mioceno Inferior (Megassequência Marinha Regressiva)	<u>Lobos:</u> <i>Espessura:</i> 5-60m , <i>Largura:</i> 1-8 km <i>Comprimento:</i> 2-12 km . NTG >70%. <u>Complexos de Lobos:</u> <i>Espessuras:</i> > a 500m (Eoceno Médio), > 150m (Oligoceno Superior/ Mioceno Inferior) <i>Áreas:</i> 500km2 .	Porosidade (Phi) e Permeabilidade (K), relativamente homogênea, com uma pequena variação controlada principalmente pelo tamanho do grão e pela seleção: Phi= 27-32%/ K=1,000-2,500 mD
4. Lobos, ricos em areia e argila (SML)	Amplas depressões em regiões com baixo gradiente (<1°), desenvolvidos pela movimentação das camadas evaporíticas Aptianas subjacentes. (Albiano Superior – <i>Megassequência Marinha Transgressiva</i> ; Oligoceno Inferior, Oligoceno Superior, transição do Oligoceno Superior/Mioceno Inferior –	<u>Lobos:</u> <i>Espessura:</i> 2-20m , <i>Largura:</i> 1-20 km <i>Comprimento:</i> 2-20 km . NTG >70%. <u>Complexos de Lobos:</u> <i>Espessuras:</i> > a 120m	Albiano Superior: grande variação na porosidade (Phi) e na permeabilidade (K), devido ao contrastante conteúdo de matriz argilosa e diagênese (história de soterramento e cimentação): Phi= 2- 32%, K = <0.1-1.600 mD. Oligoceno Inferior, Oligoceno Superior e Oligoceno Superior/Mioceno Inferior: porosidade (Phi) e permeabilidade (K) relativamente homogênea com pequena variação controlada principalmente pelo tamanho do grão e seleção: Phi = 27-32% /K = 1.000- 2500 mD.

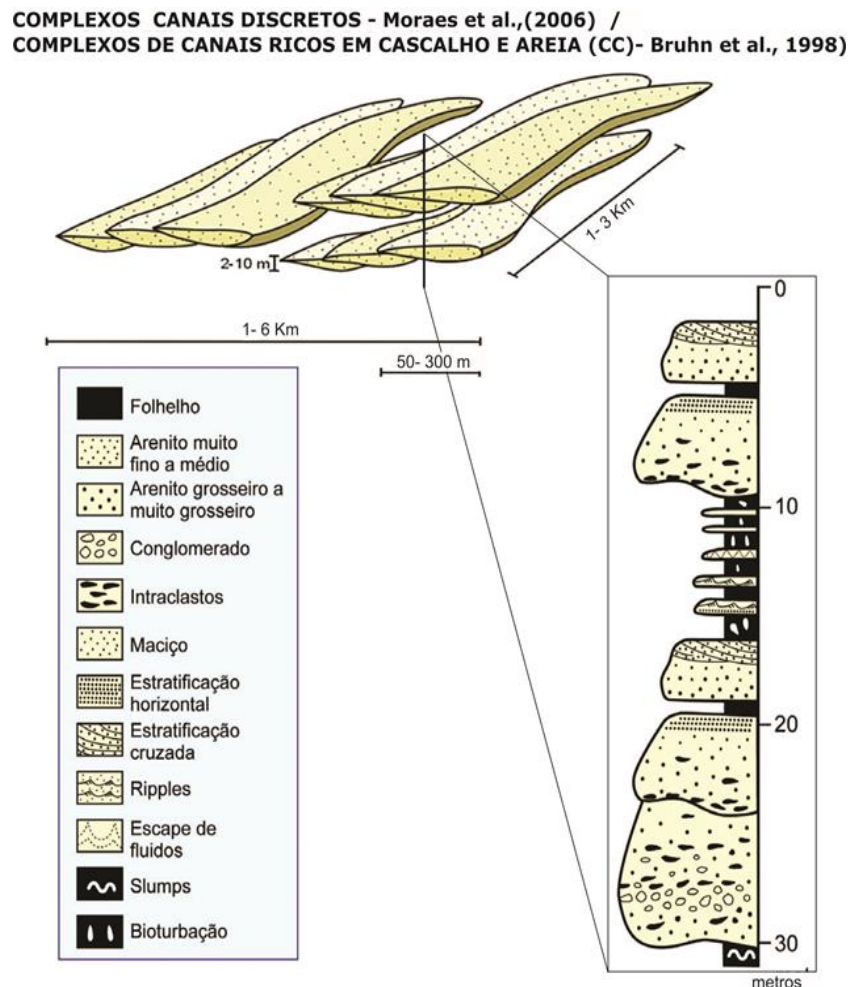
Fonte: Traduzido de Bruhn et al., (2003)

Moraes et al., (2006) apresentaram uma classificação descritiva dos reservatórios de águas, a partir da integração de dados de subsuperfície e observações de sistemas análogos profundas, resultando em três tipos arquiteturais: (1) complexos de canais discretos; (2) complexos de canais amalgamados; e (3) complexos de canais distributários e lobos.

Os Complexos de Canais Discretos, correspondentes aos Complexos de canais ricos em cascalho e areia de Bruhn et al., (2003), são caracterizados pelo empilhamento vertical ou oblíquo de corpos de preenchimento de canal, resultando em corpos parcialmente segregados, mas conectados no espaço tridimensional.

As fácies deste sistema são constituídas por depósitos grossos de preenchimento de canal dominados por arenitos e/ou conglomerados maciços, com significativa presença intraclastos de folhelho. Níveis heterolíticos onde ocorrem corpos delgados de arenitos com estratificação horizontal e ripples (divisões B e C da Sequência de Bouma), lamitos, representam os depósitos de overbanks (MORAES ET AL., 2006) (Figura 13).

Figura 13: Características geométricas e litofaciológicas complexo de canais discretos.

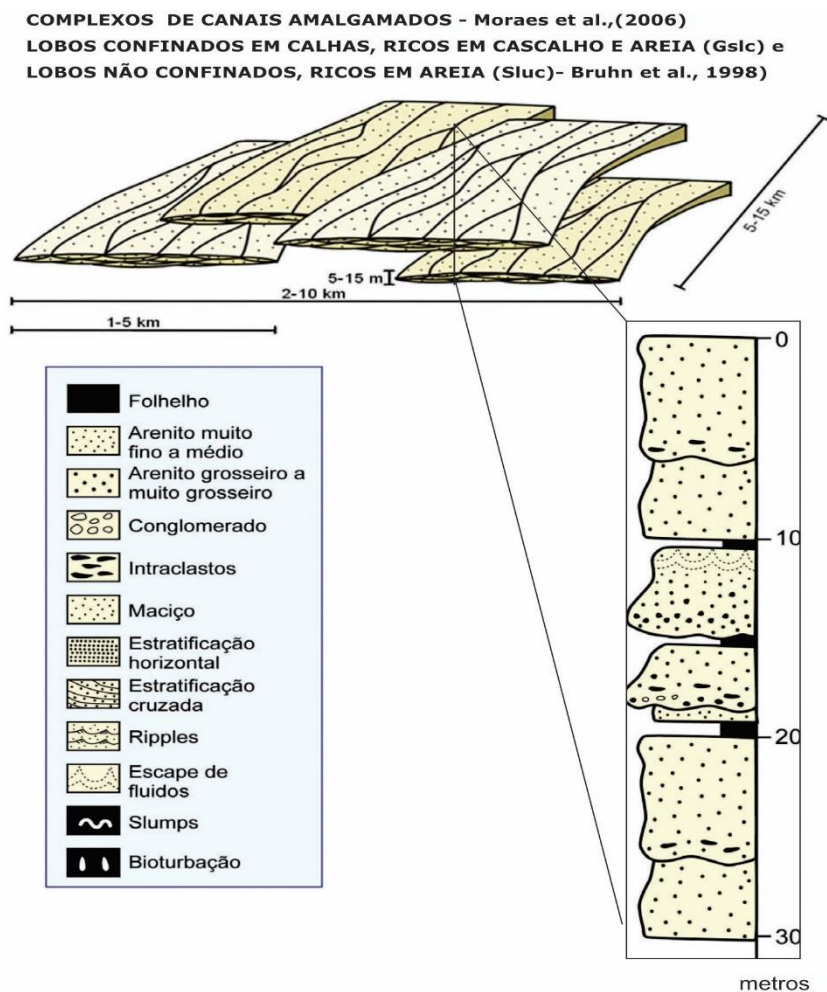


Fonte: Modificado de Moraes et al., 2006.

Os Complexos de Canais Amalgamados ou Lobos Confinados ricos em cascalho e areia segundo (Bruhn et al., 2006) são depositados pela amalgamação lateral de canais, originando extensos corpos arenosos com geometria externa lobada ou tabular, mas que são internamente canalizados.

Estes depósitos integram espessos pacotes de arenitos pouco estratificados, com poucas intercalações de finos. Sua distinção dos complexos de canais discretos é relativamente fácil em função da maior homogeneidade granulométrica, menor nível de intraclastos e menor desenvolvimento de fácies de granulometria mais fina de *overbank* (Figura 14).

Figura 14: Características geométricas e litofaciológicas dos complexos de canais amalgamados/ lobos canalizados ricos em areia.



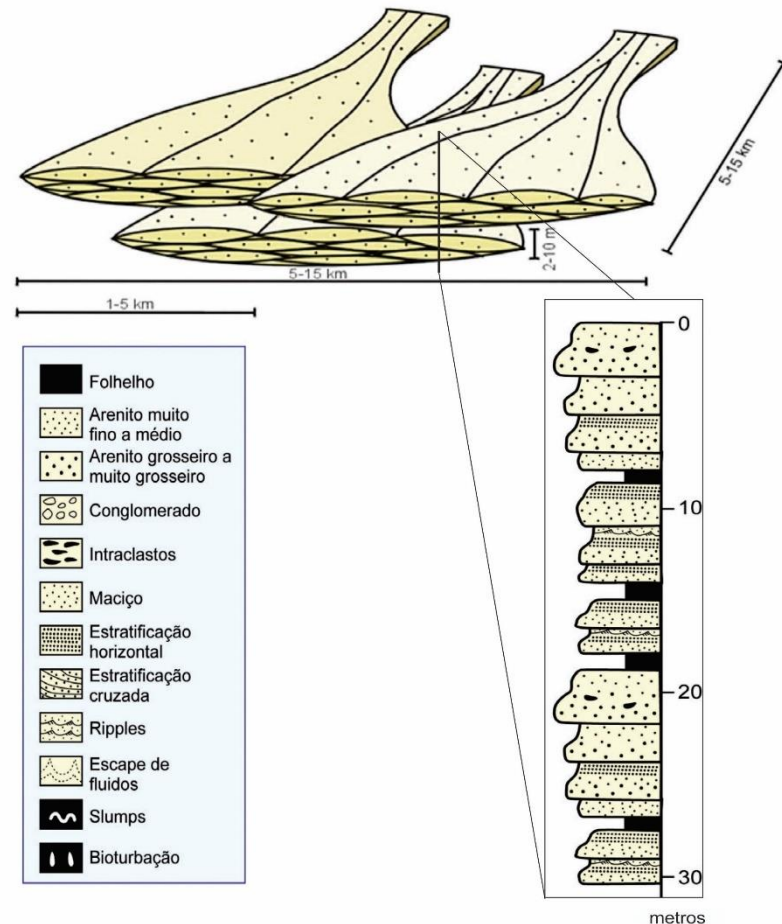
Fonte: Modificado de Moraes et al., 2006.

Os Complexos de Canais Distributários e Lobos são formados por uma rede de canais distributários rasos associados a lobos laterais (spills) e frontais (terminais). Nestes depósitos é frequente a preservação do topo estratificado das camadas arenosas e dos sedimentos finos intercalados. A associação de fácies classicamente vinculada a depósitos de lobos é a Sequência de Bouma, que é normalmente produzida por fluxos de baixa densidade com carga

relativamente fina (Lowe, 1982). Conjuntamente ocorrem arenitos não estratificados, comumente exibindo gradação normal (Figura 15).

Figura 15: Características geométricas e litofaciológicas dos complexos de lobos não confinados ricos em areia.

**COMPLEXO DE CANAIS DISTRIBUTÁRIO E LOBOS
LOBOS NÃO CONFINADOS, RICOS EM AREIA (Sluc)- Bruhn et al., 1998)**



Fonte: Adaptado de Moraes et al., (2006) e Bruhn (1998).

Os depósitos de lobos se diferenciam dos depósitos de canais amalgamados por apresentarem menores espessuras e granulometria mais fina, pela maior preservação de intercalações de sedimentos finos que, nesse caso, se tratam de depósitos hemipelágicos (folhelhos, margas e calcilutitos).

Deve-se ressaltar, no entanto, que a parte proximal dos complexos de lobos (dominada por canais distributários, e representando a zona de transição canal-lobo), pode ser semelhante, do ponto de vista faciológico, aos complexos de canais amalgamados.

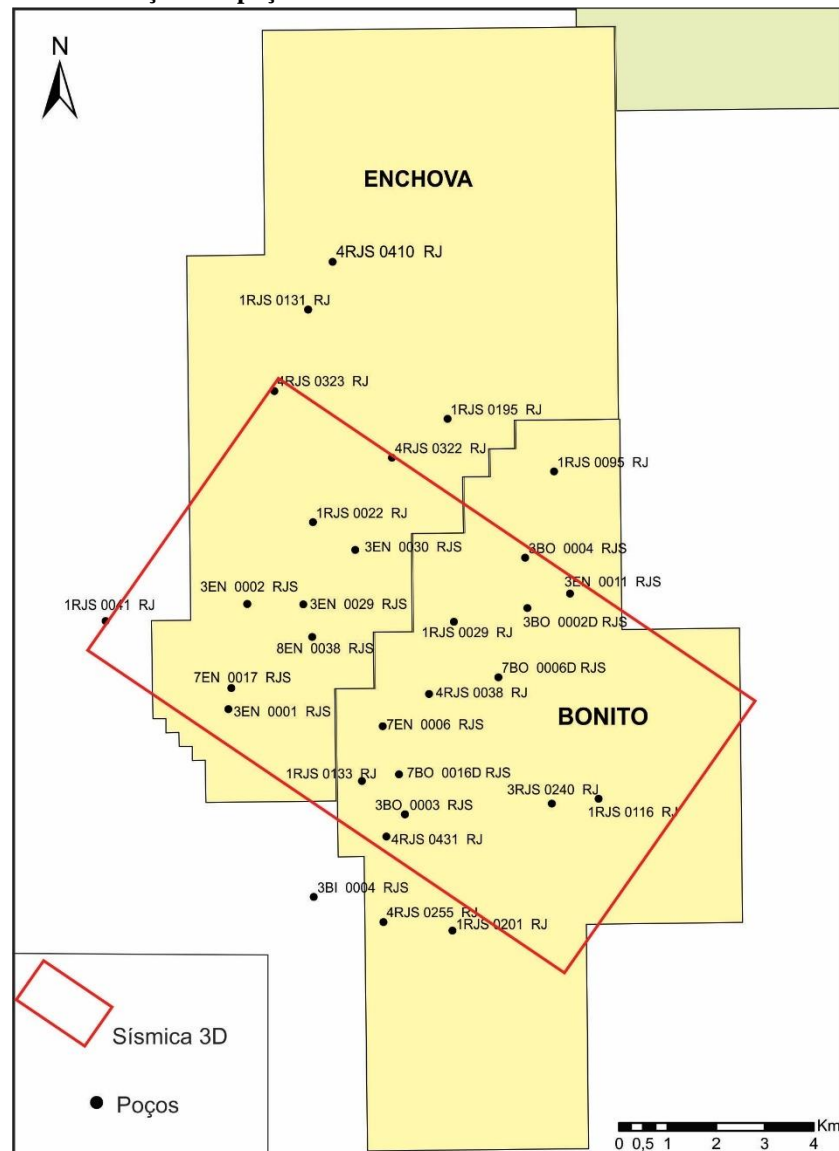
CAPÍTULO 3 - MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 BASE DE DADOS

A base de dados utilizado neste estudo foi fornecida pelo Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP) da Agência Nacional do Petróleo (ANP) sendo gratuito para pesquisa acadêmica. O conjunto de dados é formado por:

- 30 poços com pasta de poço contendo descrições de amostra de calha; perfil composto e perfis geofísicos de raio gama (GR), resistividade (ILD), velocidade sônica (DT) e densidade (RHOB) e porosidade neutrônica (NPHI) e testemunhos (70 m).
- Três volumes sísmicos 3-D totalizando uma área de 50 Km², que abrange grande parte dos campos de Enchova e Bonito (Figura 16).

Figura 16: Localização dos poços e volume sísmico 3-D a serem utilizados neste trabalho.

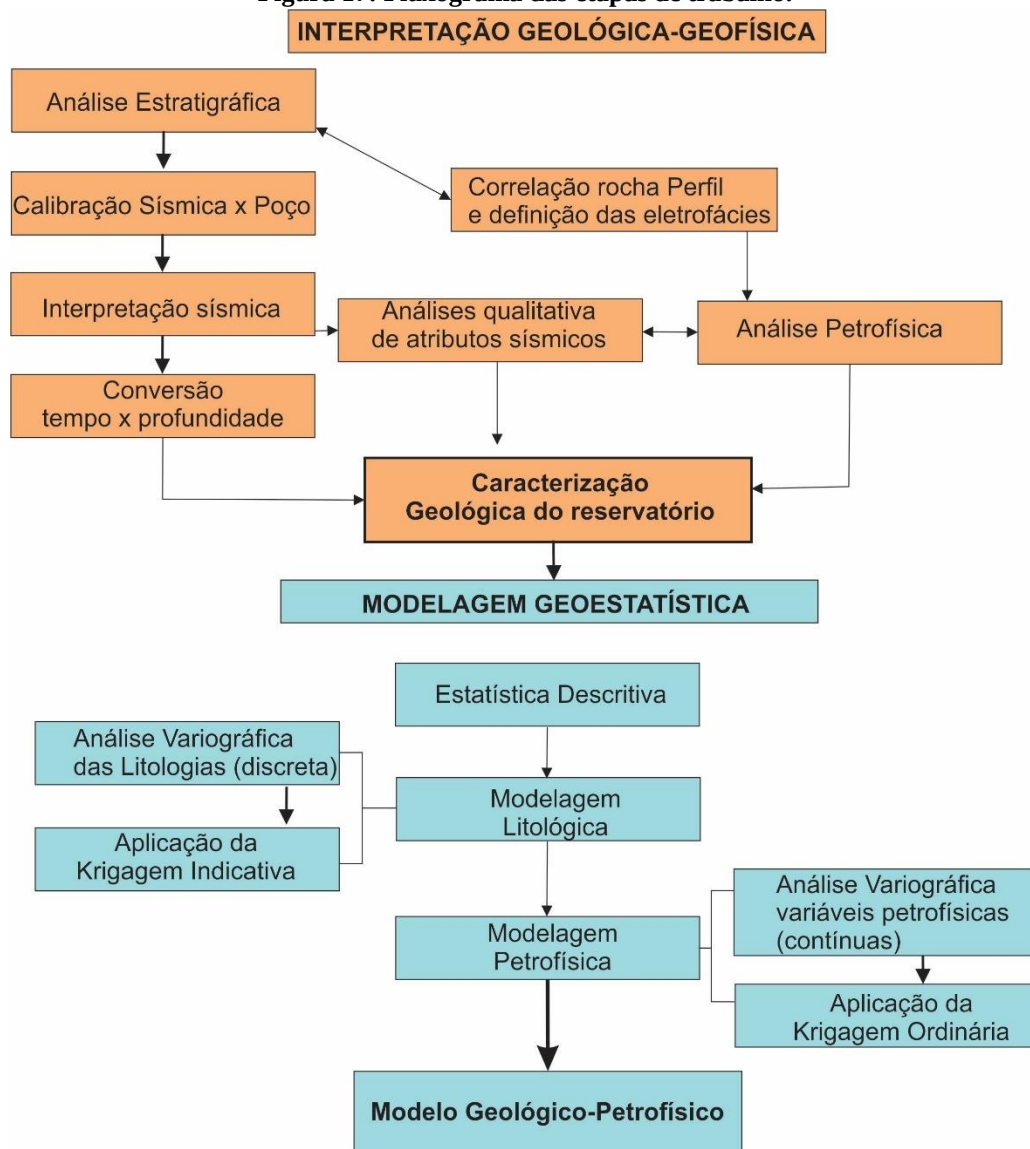


3.2 MÉTODOS

A geração do modelo geológico-petrofísico dos turbiditos (Eoceno), objetivo deste estudo envolveu duas fases: 1- Interpretação geofísico-geológica; 2- Modelagem geoestatística (numérica). Estas fases foram subdivididas em etapas de trabalho realizadas sequencialmente conforme o fluxograma da figura 17.

A sequência de trabalho realizada neste projeto foi baseada nos trabalhos de Pýrcz & Deutsch (2014); Kelkar & Perez (2002); Consantino (2001), que descrevem detalhadamente os processos da modelagem de reservatório. A plataforma base utilizada para realização deste trabalho foi o *Decision Space Geoscience. G1 (Landmark)*, o qual possibilita a integração de dados de poço, sísmico e modelagem geoestatística.

Figura 17: Fluxograma das etapas de trabalho.



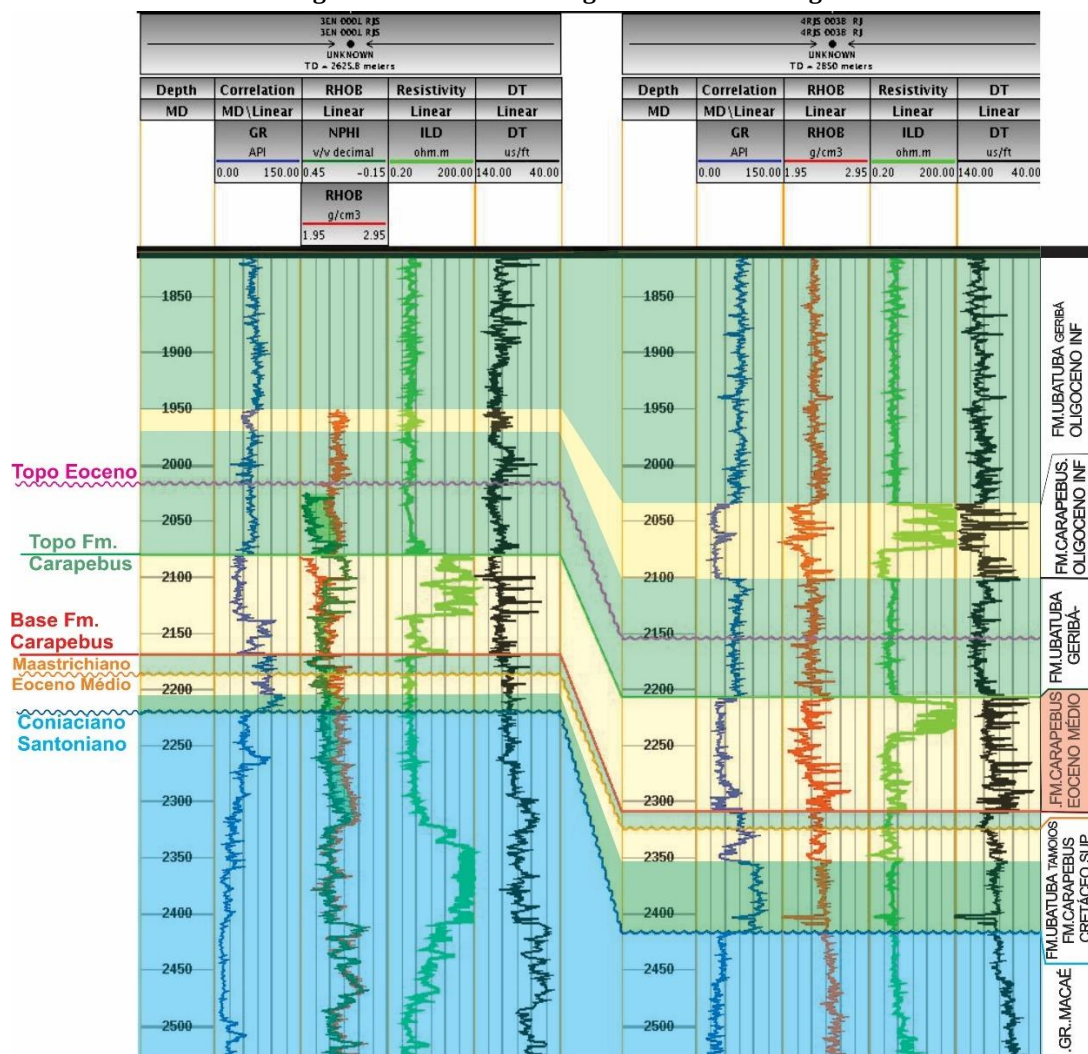
3.2 - INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA - GEOFÍSICA

3.2.1 Análise Estratigráfica:

A análise estratigráfica compreende a interpretação e correlação, nos perfis geofísicos, de superfícies cronoestratigráficas (discordâncias e conformidades) que delimitam o intervalo que contém os níveis turbiditos (Eoceno). Este processo permite caracterizar a variação lateral de espessura e profundidade do intervalo reservatório auxiliando a determinação do topo estratigráfico no dado sísmico (em tempo) e orientando a interpretação sísmica.

A interpretação e correlação das superfícies cronoestratigráficas basearam-se na análise da geometria das curvas dos perfis geofísicos (GR, ILD, DT, RHOB e NPHI) buscando correlacionar lateralmente padrões geométricos semelhantes (Figura 18). Estas interpretações tiveram como referência as informações contidas no registro de perfuração de poço (pasta de poço e perfil composto) que, em ocasiões, incluem à profundidade das principais formações geológicas testadas na perfuração.

Figura 18: Perfis petrofísicos interpretados mostrando a características referentes às Formações Geológicas delimitadas ao longo da análise estratigráfica.



3.2.2 Correlação rocha perfil e definição das eletrofácies:

A correlação rocha-perfil utiliza concomitantemente informações originais de rocha (descrições dos litotipos em testemunho) e dos perfis geofísicos de poço (SARZENSKI E TOLEDO, 1990). A partir deste procedimento procura-se definir modelos numéricos, que representem à relação entre as características de um intervalo rochoso testemunhado (litologia, cimentação, granulometria e presença de fluidos) e as respectivas respostas dos perfis geofísicos. Os modelos possibilitam a extrapolação das informações para os intervalos não testemunhados.

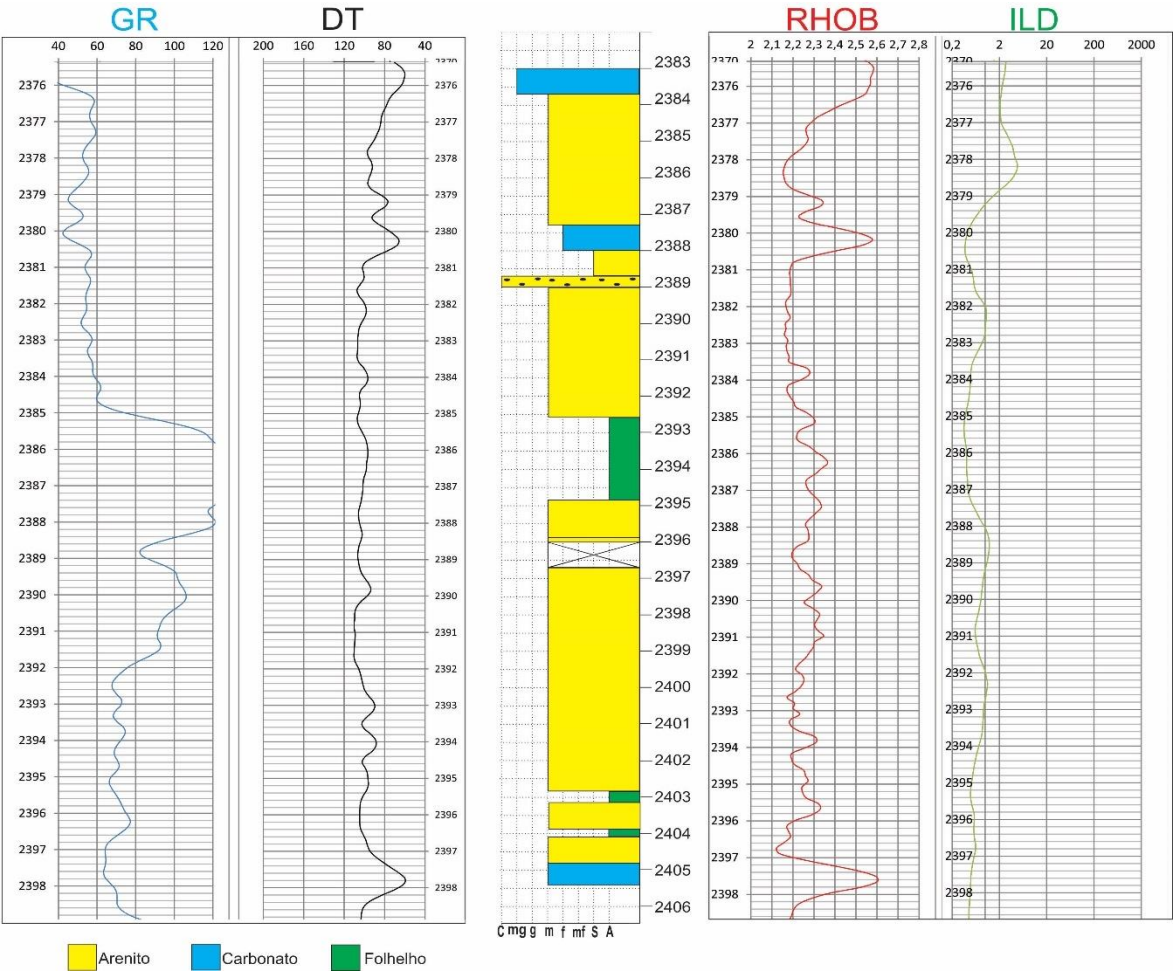
Cosentino (2001) apresenta duas maneiras de realizar a classificação de eletrofácies. A primeira baseia-se nas descrições dos litotipos, estruturas deposicionais e características petrofísicas nos testemunhos e posterior correlação com os perfis geofísicos a partir do reconhecimento de respostas características dos perfis geofísicos para cada litologia identificada, como realizado nesta dissertação. Ou as eletrofácies são definidas unicamente a partir dos registros de perfis e validadas pela comparação com testemunhos por meio de técnicas estatísticas.

O termo eletrofácies pode ser entendido como um conjunto de respostas em perfis geofísicos que individualizam uma camada distinguindo-as das demais, ou seja, é um grupo de litotipos que possuem respostas similares nos perfis elétricos, radioativos e acústicos (SERRA E ABBOT, 1980).

O método utilizado neste trabalho para interpretação litológica do intervalo compreendido pela Fm. Carapebus, Eoceno, baseou-se na associação das litofácies observadas nas descrições de testemunhos anexas as pastas de poço. A partir da observação e agrupamento das litofácies dos testemunhos, os valores, nos perfis geofísicos, correspondentes a cada uma das associações de litofácies foram definidos.

A associação qualitativa das 15 litofácies verificadas nas descrições presentes na pasta de poço dos 7 poços testemunhados foi realizada de acordo com critérios geológicos (granulometria, constituição mineralógica, feições sedimentares etc.) e digenéticos (cimentação), resultando na definição de três grupos litológicos a saber: Arenito, Carbonato e Folhelho. Definidas as três associações de litofácies, a etapa seguinte teve como premissa a análise dos perfis geofísicos para identificar a existência de um comportamento padrão dos dados associado a cada grupo litológico (Figura 19).

Figura 19: Exemplo de como se procedeu à correlação rocha perfil e definição das eletrofácies no poço 3 RJS 0240 RJ



A extrapolação dos intervalos testemunhados para os não testemunhados foi realizada por meio da aplicação de uma função lógica que atribui valores condicionantes para a individualização de cada eletrofácies correspondente a cada grupo litológico (Tabela 2).

Tabela 2: Função lógica utilizada para extrapolação das eletrofácies para os intervalos não testemunhados.

Eletrofácies	Função Lógica	Código
Arenito	Se GR ≤ 65 e RHOB < 2,5	1
Carbonato	Se GR ≤ 65 e RHOB ≥ 2,5	2
Folhelho	Se GR > 65	3

3.2.3 Análise Petrofísica:

A análise petrofísica consiste na avaliação das propriedades físicas da rocha reservatório e da quantificação dos fluidos presentes (gases, óleo e água), tendo como objetivo caracterizar as heterogeneidades internas do reservatório e a distribuição de suas fases fluidas.

Os principais atributos petrofísicos analisados ao longo da caracterização de reservatórios são: volume de argila (**Vsh**), areia total, porosidade total (**Φ, PHI**), porosidade efetiva (**PHIE**), e saturação de água (**Sw**) e óleo, permeabilidades horizontal e vertical (RIDER., 2000). Em função da inexistência de dados de permeabilidade, esta característica não foi calculada vista a impossibilidade de obter-se um controle qualitativo deste parâmetro.

Os cálculos petrofísicos apresentados nesta dissertação tiveram como parâmetros de entrada os valores dos perfis elétricos e radioativos e algumas constantes geológicas observadas e estimadas e, foram realizados utilizando a ferramenta *Log Calculator* do software *Decision Space Geoscience*.

3.2.3.1 Volume de Argila (**Vsh**):

A quantificação do volume de argila (**Vsh**) em reservatórios siliciclásticos é parte fundamental a caracterização faciológica e avaliação do potencial petrolífero da unidade analisada. Este parâmetro influencia na determinação da porosidade efetiva e, conseqüentemente, na saturação de água e óleo do reservatório. O volume de argila permite quantificar a percentagem de argila contida em um intervalo litológico.

O método de quantificação do volume argilosos aplicado neste trabalho prevê a definição de valores, para cada poço, do perfil raio gama, correspondentes a litotipos puramente argilosos (radioatividade alta) e litotipos com baixa argilosidade como arenitos limpos, não arcoseanos, e carbonatos limpos. A partir da determinação destes valores obtém-se o conteúdo de argila conforme a equação:

$$Vsh = \frac{GR_{lido} - GR_{arenito\ limpo}}{GR_{folhelho} - GR_{arenito\ limpo}}$$

3.2.3.2 Porosidade total (**PHI**) e porosidade efetiva (**PHIE**):

A porosidade é definida matematicamente como a razão entre o volume de espaço poroso e o volume total da rocha, esta porcentagem indica a quantidade espaço que pode estar preenchida por fluidos (gás, óleo, água).

Denominamos porosidade total (**Φ; PHI**) o valor numérico que considera todos os espaços vazios existentes na rocha, independe da conectividade entre os mesmos. A porosidade de uma determinada formação pode ser obtida indiretamente através dos perfis de densidade e

sônico e diretamente pelo perfil neutrão (RIDER., 2002). As estimativas da porosidade total foram realizadas utilizando o perfil de densidade (RHOB) a partir da equação:

$$PHID = \frac{(\rho_m - \rho_{RHOB})}{(\rho_m - \rho_{fluido})}$$

ρ_m : densidade da matriz;

ρ_{RHOB} : densidade lida no perfil RHOB;

ρ_{fluido} : densidade do fluido;

Em termos da avaliação petrofísica de um reservatório turbidítico deve-se considerar a presença da porosidade ocupada pela água irreduzível presente na superfície do grão e na micro porosidade das argilas, que não contribui como espaço à acumulação de hidrocarbonetos. Neste sentido recorre-se a uma expressão que considera o volume de argila para o cálculo aproximado da porosidade efetiva (PHIE) aproximada, visto que não serão considerados os poros isolados, a partir dos perfis de densidade (RHOB) e volume de argila (Vsh) conforme:

$$PHIE = PHID \times (1 - Vsh)$$

3.2.4 Calibração Sísmica Poço.

Anteriormente a interpretação, o dado sísmico, adquirido em tempo duplo de viagem da onda acústica (TWT), deve ser calibrado com os poços em profundidade de modo a correlacionar as unidades geológicas aos horizontes sísmicos. Este processo deve garantir que o interprete possa avaliar o evento sísmico que corresponda ao objetivo geológico foco de sua investigação.

No presente trabalho a calibração poço-sísmica foi realizada por meio do cálculo do “*pseudoscheckshot*” e ajuste do sismograma sintético. O “*pseudoscheckshot*” corresponde a uma tabela que relaciona o tempo de trânsito duplo de uma onda acústica com as profundidades do poço. É obtida a partir das velocidades intervalares provenientes do perfil sônico (DT). A velocidade intervalar da lâmina da água é 1500 m/s e para sedimentos inconsolidados 1800 m/s, obtido a partir do perfil sônico (Tabela 3).

Tabela 3: Exemplo do *pseudoscheckshot* confeccionado para poço 3BO 0004 RJS.

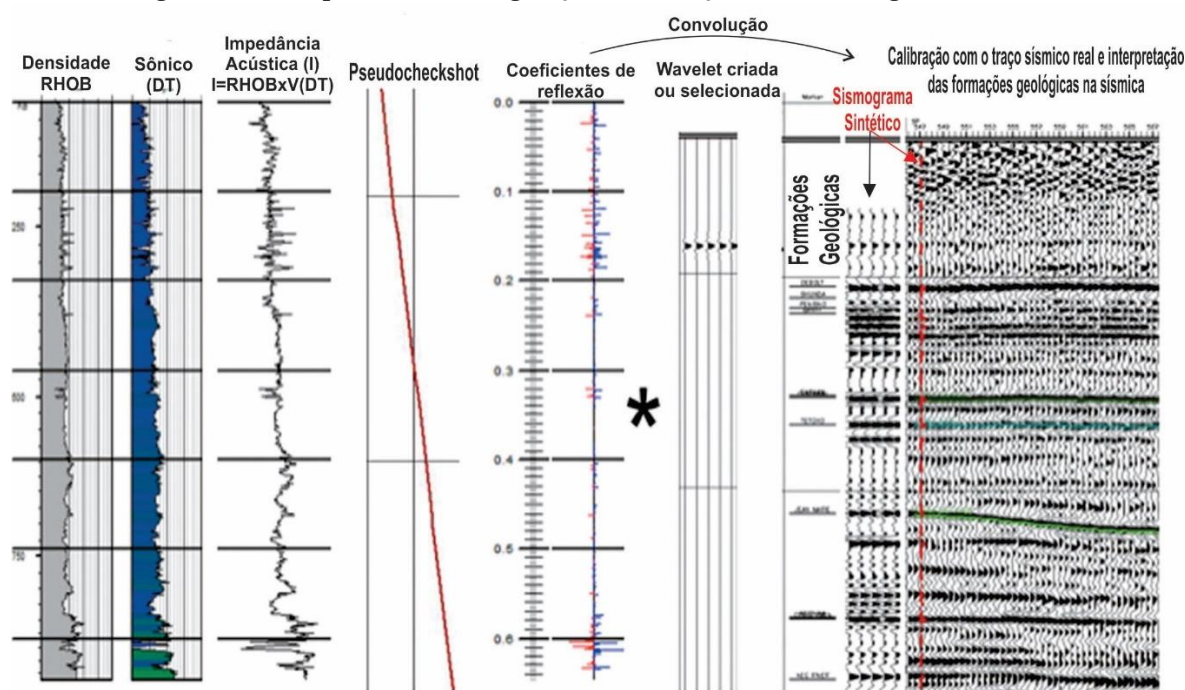
PROFUNDIDADE (m)	PERFIL SÔNICO (DT) us/ft	VELOCIDADES INTERVALARES (m/s)	INTERVALO (m)	TEMPO SIMPLES (seg)	TEMPO DUPLO – TWT- (seg)
Lâmina da água: 208		1500,000	208,000	0,139	-0,277
Sedimentos não perfilados: 389		1800,000	389,457	0,355	-0,710
597,457	174,598	1744,003	0,152	0,355	-0,710
597,609	190,974	1594,459	0,152	0,355	-0,710
597,762	194,281	1567,315	0,152	0,355	-0,711
597,914	195,040	1561,220	0,152	0,355	-0,711
598,066	194,281	1567,315	0,152	0,356	-0,711

Sequencialmente, a calibração realizada pelo *pseudoscheckshot* foi otimizada pelo cálculo e ajuste do sismograma sintético, que consiste na modelagem da resposta sísmica na

localidade do poço. Este modelo é obtido a partir da convolução de uma *wavelet* estimada (ou extraída do dado sísmico) com a refletividade estimada com base nos perfis de poço. Os perfis de densidade (RHOB) e sônico (DT) são combinados para estimativa da função impedância e posterior estimativa dos coeficientes de reflexão (Figura 20).

O traço sísmico sintético obtido é então calibrado com o traço sísmico real na localidade do poço. No presente trabalho os sismogramas sintéticos foram calculados pela convolução da *wavelet* teórica de *Ricker* com frequência 20 Hz, representativa do volume sísmico. O cálculo e ajuste do sismograma sintético foi realizado pela ferramenta *Well-Seismic Fusion* do software *Decison Space Geoscience*.

Figura 20: Exemplo ilustrando a geração e calibração de um sismograma sintético



Fonte: Traduzido de Anderson, P. e Newrick, R., 2008.

3.2.5 Interpretação sísmica:

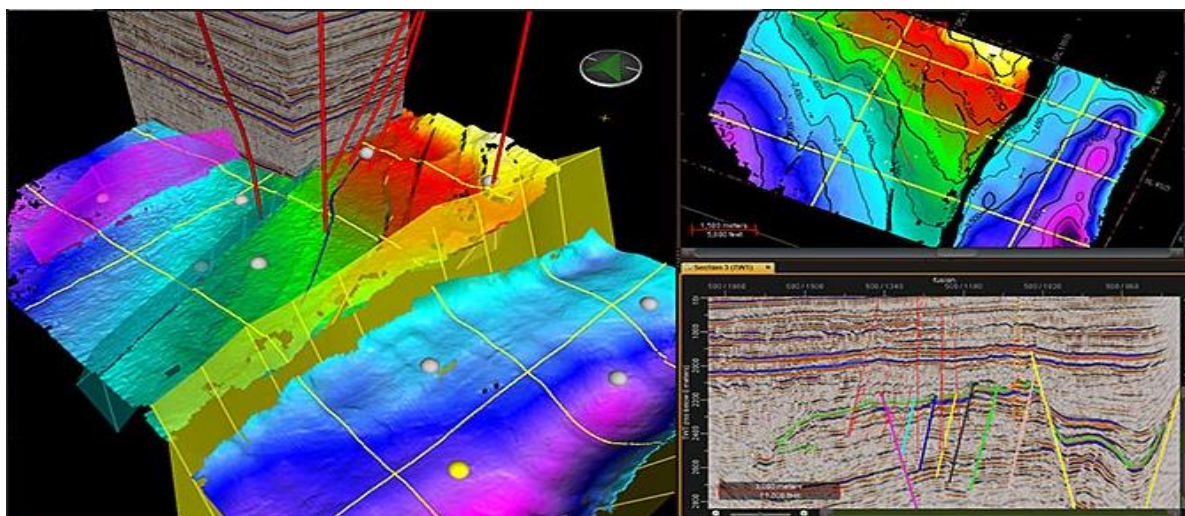
Com o dado sísmico calibrado com o poço realizou-se a interpretação e mapeamento dos horizontes sísmicos. Primeiramente, foram interpretados horizontes de referência, isto é, os limites das principais unidades geológicas, de forma a situar o intérprete quanto ao arcabouço estratigráfico geral da área. Nesta as principais falhas foram interpretadas. Desta forma obteve-se uma visão geral dos elementos estruturais e estratigráficos que controlam a ocorrência dos reservatórios turbidíticos. Os horizontes interpretados nesta etapa foram:

- 1- Fundo do mar
 - 2- Oligoceno Superior (Membro Siri).
 - 3- Topo Formação Carapebus (Oligoceno Inferior)
 - 4-Topo Formação Carapebus (Eoceno Médio);
 - 5- Base Fm. Carapebus - Eoceno Médio;
 - 6- Discordância Maastrichiano- Eoceno Médio;
 - 7- Discordâncias Coniaciano-Santoniano (Topo do Grupo Macaé);
 - 8 -Aptiano superior (topo do Grupo Lagoa Feia);
- } Intervalo reservatório

Os horizontes referentes ao topo e base da Fm. Carapebus (Eoceno) foram mapeados segundo um *grid* de 25 x 25 metros, juntamente com as falhas que os interceptam. A interpolação deste *grid* resultou os mapas de contorno estrutural em tempo (Figura 21). Vale ressaltar sobre o intervalo definido pelos horizontes topo e base da Fm. Carapebus eocênica foram realizados calculo de atributos sísmicos para posterior análise.

Os horizontes correspondentes as principais formações geológicas, sobrejacentes a Fm.Carapebus (Eoceno) também foram interpretados tridimensionalmente, porém segundo um grid de 50 x 50 metros. Como resultado obteve-se mapas de contorno estrutural (em tempo de cada unidade).

Figura 21: Exemplo de mapa de contorno estrutural com falhas interpretadas, resultantes da interpretação sísmica tridimensional.



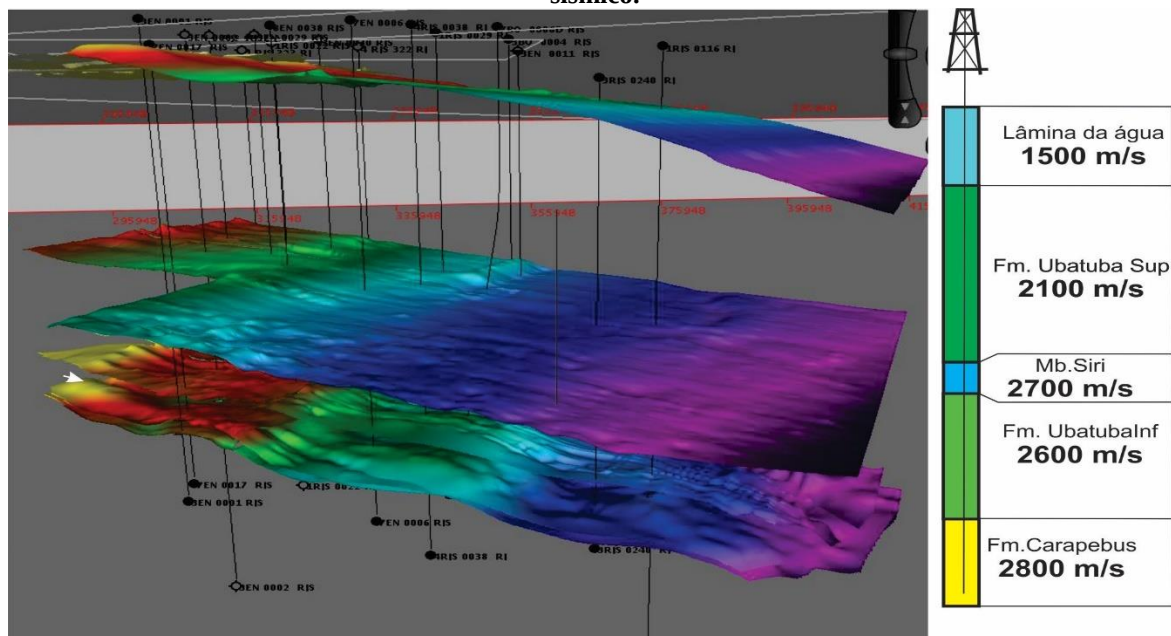
Disponível em: <https://www.landmarksoftware.com/Pages/DecisionSpaceGeology.aspx> > Acesso em dez. 2014.

Os mapas de contorno estrutural destes níveis definiram os limites de cada velocidade intervalar utilizada para a conversão tempo x profundidade. O modelo aplicado considerou a média das velocidades intervalares calculadas a partir do perfil sônico em cada poço como ilustrado pela figura 22.

Os mapas de contorno estrutural destes níveis definiram os limites de cada velocidade intervalar utilizada para a conversão tempo x profundidade. O modelo aplicado considerou a

média das velocidades intervalares calculadas a partir do perfil sônico em cada poço como ilustrado pela figura 22.

Figura 22: Horizontes e modelo de velocidades utilizados na conversão tempo profundidade do dado sísmico.



3.2.6 Análises de atributos sísmicos:

Atributos sísmicos são operações matemáticas aplicadas sobre o dado sísmico de modo a ressaltar variações do traço sísmico imperceptíveis ao dado original. As respostas resultantes podem representar feições estruturais, estratigráficas, variações litológicas e/ou petrofísicas. As características do traço sísmico manipulado pelos atributos são: tempo, amplitude, frequência e atenuação (BROWN, 2004).

Um atributo sísmico pode ser calculado sobre intervalo de tempo fixo (*time slice*), intervalo superior ou inferior ao horizonte de referência interpretado ou sobre uma janela de tempo ou definida por dois horizontes como topo e base de uma unidade geológica. Chen e Sidney (1997) classificaram os atributos sísmicos segundo duas categorias:

- 1- **Atributo baseado em horizontes:** as propriedades médias do traço sísmico entre dois limites, geralmente definidos entre dois horizontes de interesse, tais como aqueles que representam o topo e a base do reservatório.
- 2- **Atributos baseado em amostras:** caracterizados por transformações do traço de entrada de tal forma a produzir um traço de saída com o mesmo número de amostras da entrada.

No presente estudo foram geradas e analisadas as respostas de diferentes atributos de amplitude, calculados sobre o intervalo definido pelo topo e base da Fm. Carapebus (Eoceno). Os atributos calculados analisados foram: *Amplitude Thickness*; *RMS Amplitude*; *Instantaneous*; *MaxPeak*; *Amplitude H*; *Max Absolute*; *Max Positive*; *Max negative*; *Mean*

Absolute; Mean Amplitude; Maximum Amplitude; SumAbs; SumNeg; SumPos; Minimum; Total Energy; Trace Power.

A integração entre os dados sísmicos e os dados geológicos de poço (litotipos, propriedades petrofísicas) foi realizada por diagramas de dispersão (*crossplots*), de forma quantificar a possível relação empírica entre os parâmetros da rocha e as respostas do dado sísmico. Esta análise foi realizada sob os atributos que apresentaram anomalias com padrões geométricos interessantes do ponto de vista dos depósitos turbidíticos, isto é, feições canalizadas ou lobadas.

As informações obtidas pela análise de atributos sísmicos contribuíram a definição da geometria externa dos corpos arenosos e seus elementos deposicionais à análise variográfica posterior, considerando que os atributos indicaram a direção de maior continuidade dos turbiditos.

3.3 MODELAGEM GEOESTATÍSTICA

O uso da Geoestatística neste trabalho compreende aplicação de ferramentas de modo a obter estimativas, nos locais onde as variáveis de interesse são desconhecidas, a melhor estimativa possível, isto é, sob a contingência da variância do erro mínima.

A aplicação da Geoestatística requer algumas suposições como a estacionaridade de primeira e segunda ordem:

Estacionaridade de 1ª Ordem: a esperança matemática de uma função aleatória é constante e independente posição em que se toma no espaço, $E [Z(x)] = E [Z(x+h)] = m$ (média). Pode-se dizer que a média é estatisticamente constante por toda área.

Estacionaridade de 2ª Ordem: Assume a existência de uma função covariância finita e invariável por translação para cada par (x) e $(x+h)$, que implica na estacionaridade da variância e do semivariograma.

Hipótese intrínseca: a variável apresenta uma esperança matemática $E [Z(x)] = m$, independente da posição (x) , para todo h a variância da diferença $Var [Z(x+h)-Z(x)]$ é finita e independente x , só dependendo de h .

3.3.1 Estatística básica descritiva

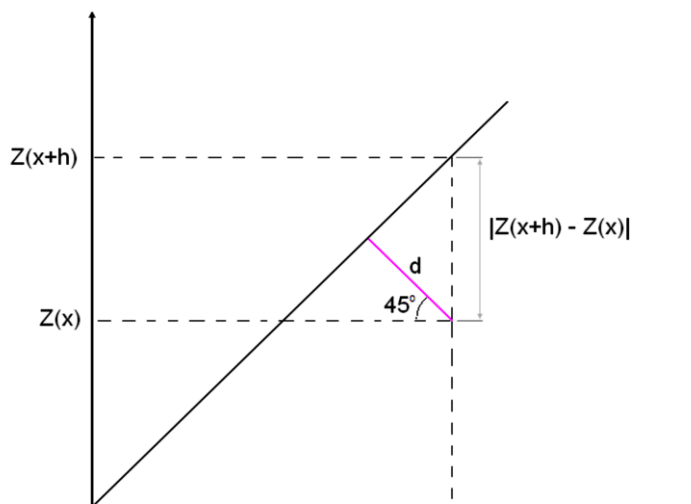
A estatística básica descritiva representa uma importante etapa para a análise dos dados definindo seus padrões de tendência central, dispersão e configuração do histograma. Este processo é fundamental a execução das estimativas Geoestatísticas, visto que o método a ser aplicado é função da distribuição amostral (ISAKS e SRIVASTAVA, 1989).

A estatística descritiva univariada analisa três aspectos principais: medidas de tendência central, medidas de dispersão e medidas de forma (configuração do histograma). O primeiro consiste no cálculo da média, mediana e moda. No segundo são calculados o desvio padrão e variância. Por fim, na medida de forma o histograma é caracterizado quanto a uni, bi ou multimodal.

3.3.2 Análise Variográfica

Os dados geológicos apresentam propagação no espaço, ou seja, possuem **correlação espacial** que pode ser quantificada pela função variograma. Esta função é à base dos processos de estimativas e simulações em geoestatística e, sua expressão matemática é derivada, do momento de inércia do ponto com coordenadas $Z(x)$ e $Z(x+h)$, em relação a 1ª bissetriz ($Z(x)=Z(x+h)$) conforme a figura 23:

Figura 23: Diagrama de dispersão da variável $Z(x)$ para uma determinada distancia h .



Assim, a distância entre o par $(x; x+h)$ e a 1ª bissetriz pode ser medida por $d=|Z(x+h)-Z(x)| \cos 45^\circ$ e a dispersão dos pares em relação a 1ª bissetriz é:

$$d^2 = [Z(x+h) - Z(x)]^2 \times \frac{1}{2}$$

sendo: $\frac{1}{2N} \sum_{i=1}^N [Z(x_i + h) - Z(x_i)]^2$ o momento de inércia para cada distância h .

O gráfico do momento de inércia, referente ao diagrama de dispersão em torno da 1ª bissetriz, para as várias distâncias (h) é denominado semivariograma $\gamma(h)$ e representa a ferramenta básica à análise variográfica.

A análise variográfica consiste na descrição e quantificação da correlação espacial por meio do cálculo do semivariograma experimental e modelagem matemática do semivariograma teórico. Este processo é um pré-requisito a aplicação dos métodos de Krigagem (ISAACS e SRIVASTAVA, 1989).

3.3.2.1 Cálculo do Semivariograma Experimental

Uma variável pode ser representada por três tipos de semivariograma: o semi semivariograma real, que é sempre desconhecido; o experimental, obtido a partir dos dados amostrais e o semivariograma teórico. O último é definido por uma função matemática de forma representar o semivariograma real (OLEA, 1999).

O semivariograma experimental quantifica interdependência espacial entre os pontos amostrais em função **h**. Matematicamente, o semivariograma experimental é definido como pela metade da média quadrática da diferença de valores amostrais, (x) e (x+h), separados por uma distância (h).

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} E \{ [Z(x) - Z(x+h)]^2 \}$$

Adotando-se a hipótese intrínseca que não prevê a média constante e variância finita para função aleatória **Z(x)**, mas requer que os incrementos da função **[Z(x+h)-Z(x)]** sejam estacionários de segunda ordem, ou seja, para todos os vetores **h** a diferença **[Z(x+h)-Z(x)]** apresente uma variância finita sendo independente da localização (GOOVAERTS, 1997). Consequentemente o segundo momento (variância) da função Z(x) corresponde ao variograma $2\gamma(h)$, o que pode ser matematicamente expresso por:

$$\text{Var} [Z(x+h)-Z(x)] = E [Z(x+h)-Z(x)]^2 = 2\gamma(h)$$

No entanto o valor desejado corresponde à metade da variância de **[Z(x+h)-Z(x)]** resultando na expressão do semivariograma **$\gamma(h)$** abaixo:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x) - Z(x+h)]^2$$

$\gamma(h)$: semi - variância;

Z(x): valor da propriedade na posição (x);

Z(x+h): valor da propriedade em (x+h);

N(h): número de pares separados por (h).

Em outras palavras, o semivariograma representa quantitativamente a semi-variabilidade ou correlação espacial de uma propriedade de interesse como: litologia, nível, porosidade, tipo de solo etc... O semivariograma experimental é condicionado pela distribuição amostral e distância (h).

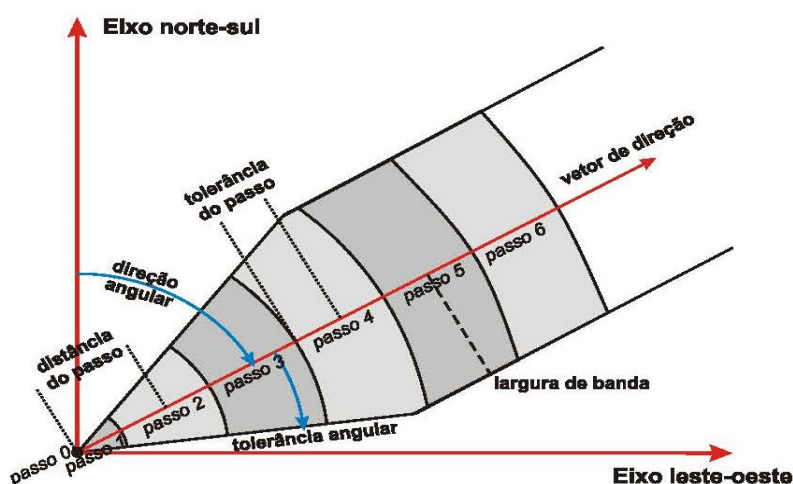
Os elementos geológicos, geralmente, apresentam variabilidades espaciais distintas em função da direção considerada, caracterizando-se o fenômeno **anisotropia**. A anisotropia ocorre segundo três tipos principais: **geométrica**, quando o alcance varia de acordo com as

diversas direções consideradas, mantendo constante a soleira e **zonal**, o alcance permanece constante e a soleira (*sill*) varia conforme a direção e por fim, a anisotropia **mista** quando ambos os parâmetros variam com a direção (GOOVAERTS, 1997).

O cálculo do semivariograma experimental para fenômenos anisotrópicos é realizado a partir dos semivariogramas direcionais, que quantificam a variabilidade espacial na direção de maior continuidade espacial denominada direção principal e na sua normal. Os semivariogramas direcionais obtidos devem ter a anisotropia corrigida de modo a obter-se um único semivariograma representativo da propriedade analisada (SOARES, 2000).

O cálculo do semivariograma experimental direcional, para amostras distribuídas irregularmente, requer a determinação dos parâmetros: tamanho do passo (*lag*) (h); direção do semivariograma; tolerância angular; tolerância do passo e largura da banda (Figura 24). O tamanho do passo (*lag*) é a distância entre os pontos (x) e ($x+h$), definindo-se os pares que terão a semivariância calculada. A direção do semivariograma representa o azimuth em que são tomados os pares (x) e ($x+h$). A tolerância angular considera a variação angular a ser considerada a partir da direção, visto que os pontos x e ($x+h$) podem apresentar desvios direcionais. De modo a evitar desconsideração de pontos, a tolerância do passo é definida, compreendendo a distância adicional ao passo. Por fim, a largura da banda representa a medida perpendicularmente à direção principal, restringe o número de pontos a serem pareados em determinada direção.

Figura 24: Parâmetros para do semivariograma direcional.



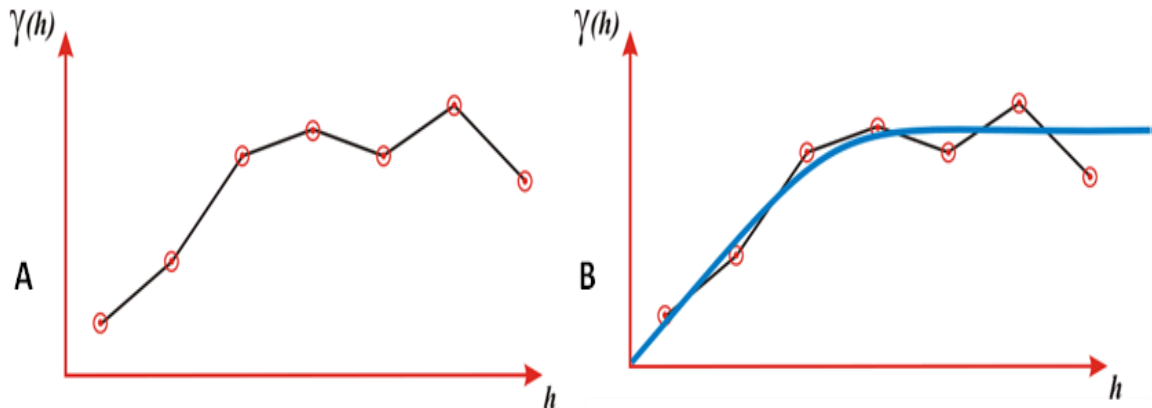
Fonte: Monteiro (2003)

3.3.2.2 Modelagem do Semivariograma teórico:

O principal objetivo da análise variográfica é a definição do modelo teórico que melhor se ajusta ao semivariograma experimental (Figura 26). O semivariograma teórico fornece as

semivariância para quaisquer distâncias(h), que são utilizadas os métodos de estimativas geoestatísticas como Krigagens e Simulações (ISAACS e SRIVASTAVA, 1989).

Figura 25: A) Semivariograma experimental e B) Semivariograma experimental com o modelo teórico (azul) ajustado. Fonte: Monteiro, 2003.

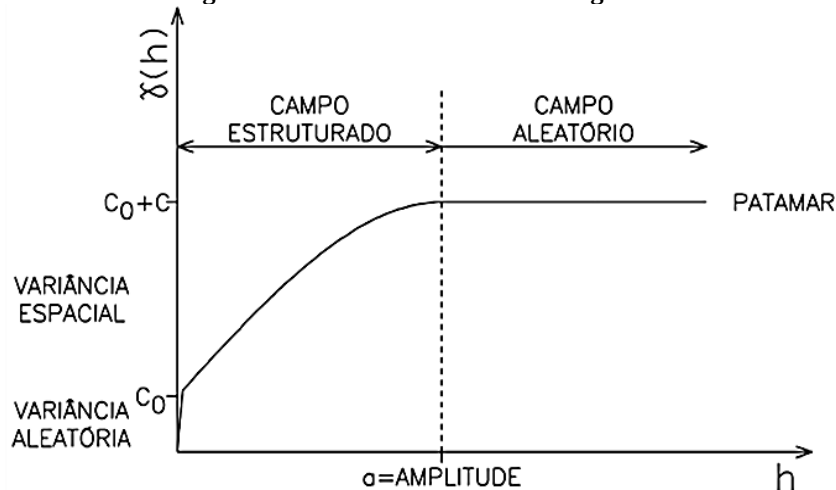


O semivariograma teórico final ajustado é definido pelos seguintes fatores: o modelo do semivariograma; **a**: amplitude variográfica; **C₀**: componente aleatória; **C**: componente estruturada; e aspectos anisotrópicos.

A amplitude **a** (*range*) representa a distância a partir da qual a semivariância amostral passa a ser espacialmente independente, ou seja, a partir da amplitude não há mais correlação espacial entre as amostras, marcando o início de uma zona de aleatoriedade denominado campo aleatório (Figura 26).

As distâncias superiores à amplitude definem o fenômeno de transição, caracterizado pelo valor máximo atingido pelo semivariograma, denominado patamar (soleira, ou *sill*) representa o valor no qual o semivariograma se estabiliza no campo aleatório. No geral, o patamar corresponde à variância estatística amostral ou variância à priori (YAMAMOTO, 2001).

Figura 26: Parâmetros do semivariograma.



Fonte: Yamamoto (2001).

O parâmetro “Co” denominado efeito pepita é o valor da função semivariograma na origem ($h=0$). Em nívelia, este valor deveria ser nulo considerando que duas amostras tomadas na mesma posição deveriam ter o mesmo valor. Quando tal não ocorre, atribui-se esta diferença a erros de amostragem e/ou a variabilidade intrínseca ao fenômeno estudado.

A variância espacial (C) corresponde à diferença entre o patamar (*sill*) (variância a priori) e o efeito pepita. Este valor representa a variação espacial de uma variável tomada a distâncias sucessivamente maiores. Guerra (1988) definiu o efeito pepita relativo ($E=C_0/C$) que quantifica o grau de aleatoriedade da variável analisada, segundo as seguintes classes:

$$\begin{aligned} 0 < E < 0,15 & - \text{componente aleatória pequena;} \\ 0,15 < E < 0,30 & - \text{componente aleatória significativa;} \\ E > 0,30 & - \text{componente aleatória muito significativa.} \end{aligned}$$

Para o caso do efeito pepita relativo se aproximar de um, o modelo é caracterizado como de efeito pepita puro, ou seja, a variável não apresenta correlação espacial, neste caso a análise variográfica não se aplica assim como os métodos de estimas geoestatísticas, os quais devem ser substituídos pelos métodos convencionais de interpolação (LANDIM, 2003).

3.3.2.3 Modelos do Semivariograma teórico:

Os modelos do semivariograma teórico dividem-se em dois grupos principais: 1 - Modelos com patamar; 2 - Modelos sem patamar. Os semivariogramas sem patamar indicam uma variável não estacionária considerando que esta não apresenta variância teórica finita e, portanto, não existe uma função covariância finita. Neste caso a hipótese intrínseca é a única adequada assumindo-se que o modelo desta variável é a somatória de uma tendência e outra variável aleatória. Os principais modelos teóricos com patamar aplicados na modelagem geoestatística são: o gaussiano; esférico e exponencial (Figura 28):

1. Modelo Esférico

$$\gamma(\mathbf{h}) = \begin{cases} 0 & |\mathbf{h}| = 0 \\ C \left[\frac{3}{2} \left(\frac{|\mathbf{h}|}{a} \right) - \frac{1}{2} \left(\frac{|\mathbf{h}|}{a} \right)^3 \right] & 0 < |\mathbf{h}| \leq a \\ C & |\mathbf{h}| > a \end{cases}$$

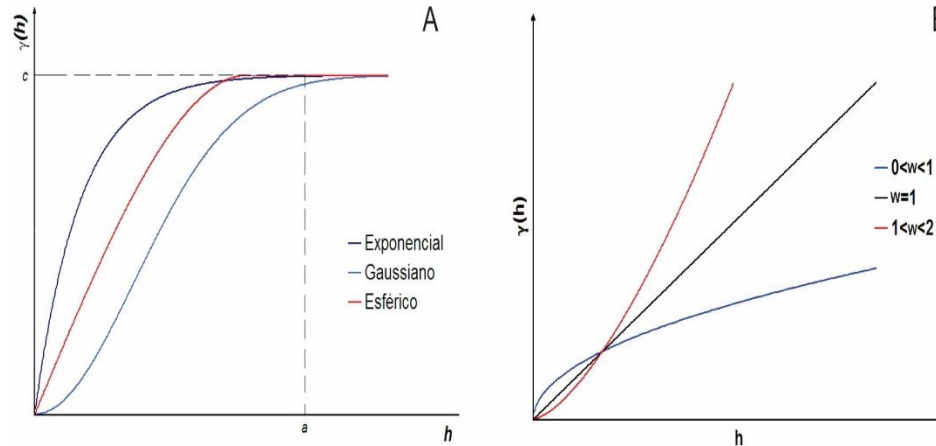
2. Modelo Exponencial:

$$\gamma(\mathbf{h}) = \begin{cases} 0 & |\mathbf{h}| = 0 \\ C \left[1 - \exp \left(-\frac{3|\mathbf{h}|}{a} \right) \right] & |\mathbf{h}| \neq 0 \end{cases}$$

3. Modelo Gaussiano:

$$\gamma(\mathbf{h}) = \begin{cases} 0 & |\mathbf{h}| = 0 \\ C \left[1 - \exp\left(-\frac{3|\mathbf{h}|^2}{a^2}\right) \right] & |\mathbf{h}| \neq 0 \end{cases}$$

Figura 27: Principais modelos do semivariograma com patamar (A) e sem patamar (B).



A depender da escala de trabalho ou espaçamento amostral pode-se ter mais de um modelo teórico para o conjunto dados, neste caso configuram-se as estruturas entrelaçadas, ou seja, um determinado modelo variográfico é válido até uma determinada distância (h) a partir da qual outro modelo passa a ser considerado.

3.3.3 Krigagem:

A Krigagem é a designação genérica adotada em geoestatística para o conjunto de métodos dos mínimos-quadrados baseados na combinação linear $Z^*(x_0)$ dos pontos amostrais, enquanto considerados interdependentes pelas funções covariância ou semivariograma. Dentre as formas mais comuns de krigagem pode-se citar a Krigagem Simples, Krigagem Ordinária, Krigagem Indicativa, Krigagem Universal, entre outras (DEUTSCH E JOURNAL, 1996).

Este método geoestatístico, em função de algumas qualidades intrínsecas, como sua precisão local e confiabilidade é largamente empregado nas mais diversas aplicações onde algum tipo de modelagem espacial é requisitado, a citar: cubagem de jazidas minerais, dimensionamento de reservatórios de petróleo, delimitação de áreas contaminadas, mapeamento litológico entre outras. Em todas as situações a Krigagem fornece além dos valores estimados o erro associado a tal estimativa, distinguindo-o dos métodos de interpolação usuais (YAMAMOTO, 1998).

Os métodos de krigagem garantem a melhor estimativa possível, não enviesada, pela minimização da variância do erro, além de ser um interpolador exato, ou seja, honra os pontos dos dados amostrais (LANDIM & STURARO, 2002). Todavia não há garantia que a estimativa obtida por este método apresente o mesmo semivariograma e variância dos dados amostrais,

resultando muitas vezes em resultados suavizados, ou seja, uma perda no modelo de variabilidade global.

3.3.3.1 Krigagem Ordinária (KO)

A krigagem ordinária (KO) é uma técnica de estimativa aplicada a uma variável regionalizada com média populacional desconhecida que satisfaz a hipótese intrínseca. A krigagem ordinária considera a variável regionalizada com média constante, porém desconhecida. O método fornece a estimativa de um valor desconhecido $Z(x_o)$ associado a um ponto no espaço, como resultado da combinação linear dos n valores vizinhos medidos (amostras) nos pontos $x_i = 1 \dots n$ conforme a expressão:

$$Z_{ko}^*(x_o) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i)$$

Onde:

$Z_{ko}^*(x_o)$ = valor estimado;

λ_i = pesos associados aos n dados amostrais $\{\lambda_i, i=1, n\}$

$Z(x_i)$ = pontos amostrais considerados na estimativa.

A krigagem ordinária garante o não viés da estimativa e a minimização da variância do erro (significando que o erro mínimo de estimação). Segundo Isaaks & Sirivastava (1989) o não viés da estimativa está condicionada a esperança do erro nula, ou seja:

$$E [Z(x_o) - Z^*(x_o)] = 0$$

O desenvolvimento da expressão da esperança do erro resulta na somatória dos pesos ótimos associados a cada ponto amostral que deve se igualar a um:

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1$$

A correspondente variância mínima do erro, chamada variância da krigagem ordinária é dada por:

$$\sigma_{ko}^2 = \text{Var} \{Z(x_o) - Z^*(x_o)\} = C_0 - \sum_{j=1}^{n(x)} \lambda_j C(x_i - x_j) - \mu(x_o)$$

A Substituição da covariância por sua expressão $C(h) = C_0 - \gamma(h)$ resulta no sistema de equações de krigagem e variância do erro em função do modelo semivariográfico $\gamma(h)$

$$\begin{cases} \sum_{j=1}^n \lambda_j \gamma(x_i - x_j) + \mu = \gamma(x_i - x_j) \text{ para } i = 1, n \\ \sum_{j=1}^n \lambda_j = 1 \end{cases}$$

A resolução deste sistema fornece os pesos ótimos, associados a cada ponto amostral. Para isso utiliza-se a técnica dos multiplicadores de *Lagrange* que introduz o multiplicador *Lagrange* μ como incógnita do sistema de equações da Krigagem Ordinária. Em notação matricial o sistema é representado da seguinte forma:

$$\begin{bmatrix} \gamma(x_1 - x_1) & \gamma(x_1 - x_2) & \cdots & \gamma(x_1 - x_n) & 1 \\ \gamma(x_2 - x_1) & \gamma(x_2 - x_2) & \cdots & \gamma(x_2 - x_n) & 1 \\ \vdots & \vdots & \cdots & \vdots & \vdots \\ \gamma(x_n - x_1) & \gamma(x_n - x_2) & \cdots & \gamma(x_n - x_n) & 1 \\ 1 & 1 & \cdots & 1 & 0 \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \vdots \\ \lambda_n \\ \mu \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \gamma(x_0 - x_1) \\ \gamma(x_0 - x_2) \\ \vdots \\ \gamma(x_0 - x_n) \\ 1 \end{bmatrix}$$

$\gamma(x_i - x_j)$ são as semivariâncias provenientes do modelo variográfico ajustado;

$\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_n$ são os pesos ótimos associados a cada valor amostral;

μ o multiplicador de Lagrange.

A krigagem ordinária utiliza-se do modelo correlação espacial para a obtenção dos pesos utilizados pelo estimador linear $Z^*_{xi}V_i$, aplicado a cada ponto a ser estimado. A krigagem fornece não somente uma estimativa da variável em estudo, mas também o erro de variância associado.

3.3.3.1 Krigagem Indicativa (KI):

A krigagem indicativa constitui-se em um método geoestatístico não paramétrico, utilizado para estimar a distribuição de probabilidade acumulada nos locais não amostrados. Este método representa uma alternativa para efetuar estimativas para distribuições com alta assimetria e coeficientes de variação elevados (>100%) (LANDIM & STURARO, 2002).

A aplicação da krigagem indicativa prevê a transformação da variável original contínua ou categórica em uma variável indicativa (binária) referenciada por um determinado nível de corte/*cutoff* (*vc*) isto é:

$$i_j(vc) = \begin{cases} 1 & \text{se } i_j \leq vc \\ 0 & \text{se } i_j > vc \end{cases}$$

Neste tipo de transformação, os maiores valores (1) indicam maior probabilidade de ocorrência de valores abaixo do nível de corte e, os menores valores (0) indicam menor probabilidade de ocorrência de valores inferiores ao nível de corte.

O objetivo da Krigagem Indicativa é estimar a probabilidade de um ponto desconhecido (não amostrado) ser inferior ou superior a determinado nível de corte. Esta estimativa é baseada no modelo de correlação espacial da variável indicativa, em função de v_c e nos pontos amostrais, já discretizados também em função do nível de corte v_c . Neste sentido, faz-se necessário o cálculo do semivariograma experimental indicativo calculado segundo a expressão:

$$\gamma(h, v_c) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [i(x, v_c) - i(x + h, v_c)]^2$$

h : passo (*lag*); v_c : nível de corte; N : número de pares;

O semivariograma experimental obtido em função de v_c é modelado obtendo-se o semivariograma teórico indicativo. Subsequentemente, aplica-se a krigagem ordinária para os indicadores de cada *cutoff*, tendo como base o semivariograma teórico indicativo para o cálculo dos pesos ótimos (λ_i), associados a cada valor amostral (x_i) segundo:

$$I_{ko}^*(x_o; v_c) = \sum_{i=1}^n \lambda_i I(x_i, v_c)$$

$I_{ko}^*(x_o, v_c)$ = valor estimado; λ_i = pesos Krigagem Indicativa;
 $I(x_i, v_c)$ = pontos amostrais V_c = nível de corte.

Como resultado obtém-se as probabilidades estimadas dos pontos desconhecidos serem superiores ao valor de corte ($v_i > v_c$). Desta forma, à medida que se incrementa o nível de corte (v_c), obtém-se valores estimados de uma função de distribuição acumulada, isto é, as probabilidades de um ponto não amostrado ser inferior a $v_{c1}, v_{c2}, \dots, v_{ck}$:

$$P(Z(x_0) \leq v_{c1}), P(Z(x_0) \leq v_{c2}) \dots P(Z(x_0) \leq v_{ck})$$

A curva de distribuição acumulada define as probabilidades da variável aleatória $Z(x)$ serem superiores que os níveis de corte pré-determinados, sendo matematicamente representada por:

$$F(v; v_c/(n)) = E \{i(v; v_c) / (n)\}$$

As probabilidades calculadas devem ser monotônicas crescentes, isto é $P(Z(x_0) \geq v_{c1}) < P(Z(x_0) \geq v_{c2}) \leq \dots \leq P(Z(x_0) \geq v_{ck})$ caso esta condição não seja atingida identifica-se a ocorrência de um problema de ordem, que é comum visto que as probabilidades são estimadas a partir de semivariogramas distintos (HOHN, 1998 *apud* YAMAMOTO E LANDIM, 2013).

Neste caso Deutsch e Journel (1992) sugerem o uso da Krigagem Indicativa da Mediana, para qual se modela apenas o semivariograma indicativo da mediana, isto é, tendo a mediana como nível de corte (v_c). O semivariograma obtido é utilizado nas estimativas das probabilidades de todos os demais níveis de corte $P(Z(x_0) \geq v_{c1}), P(Z(x_0) \geq v_{c2}) \dots P(Z(x_0) \geq v_{ck})$.

Considerando a problemática de se estimar a probabilidade de ocorrência do estado s_k , referente a um atributo categórico s (ex. fácies; litologia; tipo de solos), em um local não amostrado (x), a partir dos (n) valores vizinhos para uma variável regionalizada discreta $S(x)$.

Goovaerts (1997) propõe que a estimativa deve ser obtida a partir da função de distribuição de probabilidade condicional da variável regionalizada discreta $S(x)$:

$$P(x; s_k | (n)) = \text{Prob} \{I(x) = s_k | (n)\} \quad k(\text{classe}) = 1, 2, 3, \dots, K \text{ (número de classes)}$$

A informação condicional desta função é constituída pelos n valores categóricos vizinhos $i(x_\alpha)$ e, cada probabilidade condicional resultante $p(x; s_k | (n))$ corresponde ao valor esperado condicional da classe indicadora $I(x; s_k)$, dado os (n) valores vizinhos:

$$P(x; s_k | (n)) = E \{ I(u; s_k) | (n) \}$$

Neste sentido a função densidade de probabilidade condicional da variável categórica $S(x)$ pode ser modelada a partir da transformação da variável categórica original em uma variável indicadora (binária) e aplicação da Krigagem Indicativa da Mediana. Este processo é similar ao apresentado para modelagem da função de probabilidade de variáveis contínuas $Z(x)$. Para tal a variável categórica com K (classes) deve ser transformada para uma variável binária (indicativa) conforme:

$$i_j(x; s_k) = \begin{cases} 1 & \text{se } i_j(x) = s_k \\ 0 & \text{se } i_j(x) \neq s_k \end{cases}$$

Para cada variável binária resultante da transformação indicadora, em função de s_k , os semivariogramas experimentais são calculados segundo:

$$\gamma(h, s_k) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [i(x, s_k) - i(x+h; s_k)]^2$$

h: passo (lag); **s_k**: classe analisada ; **N**: número de pares;

Sequencialmente os semivariogramas teóricos são ajustados quantificando o quanto duas amostras separadas por uma distância (h) pertencem a classes distintas. O modelo teórico e amplitude (*range*) ajustados refletem o padrão geométrico de cada classe analisada.

Para estimação das probabilidades de ocorrência de cada classe s_k pela aplicação da krigagem indicativa é necessário o cálculo do semivariograma indicador comum (Y_{ml}), isto é, o semivariograma resultante da média ponderada dos variogramas de cada classe, tendo como ponderadores as proporções globais de cada classe s_k . (GOOVAERTS, 1997). O semivariograma indicador comum é expresso por:

$$Y_{ml} = \frac{1}{K} \sum_{k=1}^K \frac{Y_I(h; s_k)}{p_k^*(1 - p_k^*)}$$

h: passo (lag); **K**: número de classes; **s_k**: classe analisada; **p^{*}_k**: proporção global da classe.

Posteriormente, as probabilidades da variável categórica $S(x)$, pertencer à classe s_k , nos locais não amostrados, são estimadas pelo sistema da Krigagem Indicativa da Mediana:

$$\left\{ \begin{array}{l} \sum_{\beta=1}^{n(\mathbf{x})} \lambda^{\text{ok}}_{\beta}(\mathbf{x}) Y_{\text{ml}}(X_i - X_j) + \mu_{\text{ok}}(\mathbf{x}) = Y_{\text{ml}}(X_{\alpha} - \mathbf{x}) \\ \sum_{\beta=1}^{n(\mathbf{x})} \lambda^{\text{ok}}_{\beta}(\mathbf{x}) = 1 \end{array} \right.$$

A resolução do sistema acima resulta nos pesos ótimos, associados a cada ponto amostral, utilizados na combinação linear para a obtenção da probabilidade de ocorrência da classe s_k no local estimado, conforme a expressão:

$$I_{ko}^*(x_o; k) = \sum_{i=1}^n \lambda_i I(x_i, k)$$

$I_{ko}^*(x_o, k)$ = valor estimado; k = classe analisada; λ_i = pesos Krigagem Indicativa; $I(x_i, k)$ = pontos amostrais

O resultado da aplicação da Krigagem Indicativa consiste no modelo probabilístico do atributo categórico analisado. A classe estimada, em cada célula do grid, representa na realidade, a classe com maior probabilidade de ocorrência segundo o estimador da krigagem indicativa.

No presente trabalho a krigagem Indicativa foi aplicada para modelagem litológica do reservatório, como este é um método baseado em pixel, os parâmetros geológicos não possuem formas nem tamanhos pré-definidos, sendo as estimativas controladas pelos valores amostrais e pelos modelos variográficos de cada litologia conforme proposto por Kelkar e Perez (2002) e Cosentino (2001). As litologias interpretadas nos perfis de poço consistiram à base de dados para a aplicação da krigagem indicativa. Como resultado obteve-se a distribuição discreta das litologias do reservatório.

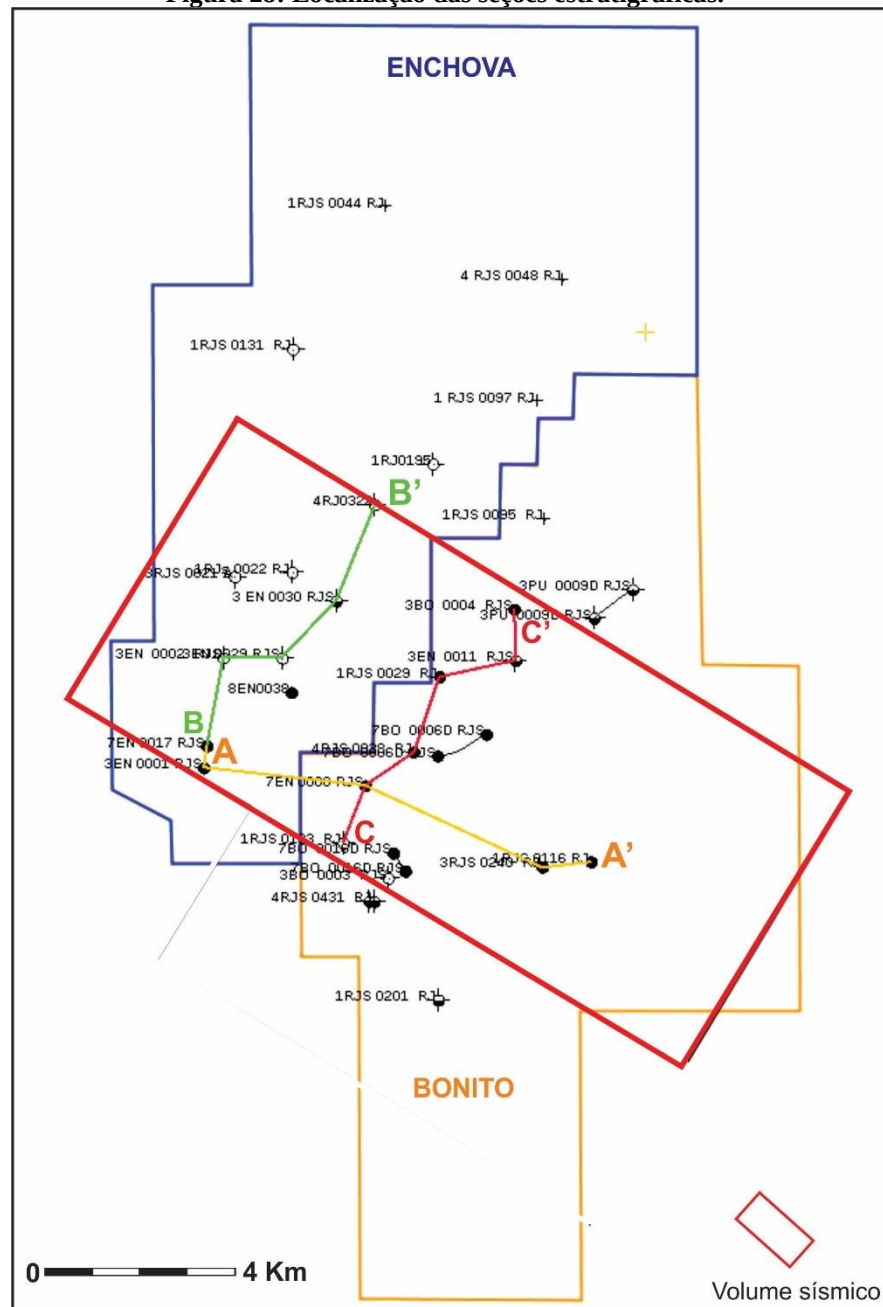
CAPÍTULO 4 - RESULTADOS

4.1 Interpretação Geológica-Geofísica

4.1.1 Análise Estratigráfica:

Nesta seção serão apresentadas três seções estratigráficas: A-A' estrutural e paralela ao mergulho deposicional (*dip*), C-C' e D-D' paralelas à linha de costa (*strike*) referenciada ao *datum* correspondente ao topo do reservatório, para representar o arcabouço estratigráfico no período de deposição dos turbiditos, a localização de cada seção está representado na figura 28.

Figura 28: Localização das seções estratigráficas.



As superfícies interpretadas nesta etapa incluem: Topo do Grupo Macaé; Discordância Maastrichiano-Eoceno Médio; Base Formação Carapebus (Eoceno); Topo Formação Carapebus (Eoceno); Topo do Eoceno; Discordância Oligoceno Superior. Inserido no intervalo correspondente a Formação Carapebus eocênica foram identificados dois intervalos turbidíticos denominados R1 e R2.

A superfície que marca o topo do Grupo Macaé é caracterizada por um aumento nos valores do perfil de raio gama de 45 API para 80-100 API (Figura 30). Esta variação positiva caracteriza a transição da sedimentação carbonática do Grupo Macaé para a sedimentação pelítica da Fm. Ubatuba - Membro Tamoios (Cretáceo Superior), em resposta a contínua subida eustática relativa característica do período.

Os folhelhos do cretáceo pertencentes a Fm. Ubatuba – Membro Tamoios são expressos por valores de 80-100 API do perfil raio gama. Dentro deste pacote observam-se valores de até 120 API, este pico radioativo é denominado marco verde e representa a superfície de inundação máxima Sequência Oceânica Hemipelágica depositada ao longo Cretáceo Superior conforme o observado por Souza Jr(1997).

Os folhelhos da Fm. Ubatuba - Membro Geribá de idade Eoceno Médio apresentam valores de 65-70 API, significativamente inferiores aos cretáceos. Esta diferença no perfil de raio gama reflete a maior influência de clásticos grosseiros na bacia, a partir do Eoceno Inferior, marcando a passagem da Sequência Oceânica Hemipelágica para a Sequência Oceânica Progradante. A sobreposição destes dois níveis caracteriza a discordância Maastrichiano – Eoceno Médio (Figura 29;30).

Sobrejacentes a esta desconformidade, situam-se os níveis turbidíticos que caracterizam a Fm. Carapebus eocênica. Este intervalo foi identificado a partir dos valores de 35 - 65 API do perfil raio gama e pelos valores 2,15-2,55 do perfil densidade (RHOB) que incluem principalmente arenitos maciços, arenitos cimentados e alguns níveis conglomeráticos de pouca expressividade. No geral, os intervalos arenosos apresentam curvas do perfil raio gama em padrão caixa, comuns a arenitos turbidíticos limitados por rochas pelíticas (SERRA, 1985) (Figura 29;30).

O limite superior da Formação Carapebus, correspondente ao topo do reservatório em análise, é representado por um espesso pacote de folhelhos identificado pelos 60-65 API do perfil de raio gama, valores superiores a 2,5 g/cm³ do perfil RHOB com pouca variabilidade. Verifica-se, no intervalo, que as curvas do perfil neutrão e densidade apresentam maior separação, indicando o intervalo argiloso que capeia os arenitos reservatórios (Figura 29; 30).

Na seção A-A', verifica-se a correlação entre os intervalos turbidíticos (**R1**, **R2**) ao longo das áreas de Enchova e Bonito, verifica-se que a Fm. Carapebus encontra-se em um alto estrutural na área de Enchova em relação à área de Bonito. O intervalo basal **R1** apresenta espessuras que variam de 5 - 30 metros, enquanto o nível superior **R2** atinge espessuras de 70-90 metros. Os intervalos estão separados por uma camada de folhelho da ordem de dezenas de metros com boa correlação ao longo dos campos (Figura 29).

Ao analisar a seção *strike* B-B' verifica-se que as maiores espessuras do intervalo (**R2**) estão limitadas a porção sudoeste de Enchova (**3 EN 001 RJS; 7 EM 0017 RJS; 8 EN 0038 RJS**). Na porção nordeste, os níveis arenosos adelgaçam-se expressivamente configurando um acunhamento dando lugar a um intervalo constituído por intercalações de delgadas camadas arenitos e folhelhos (Figura 30).

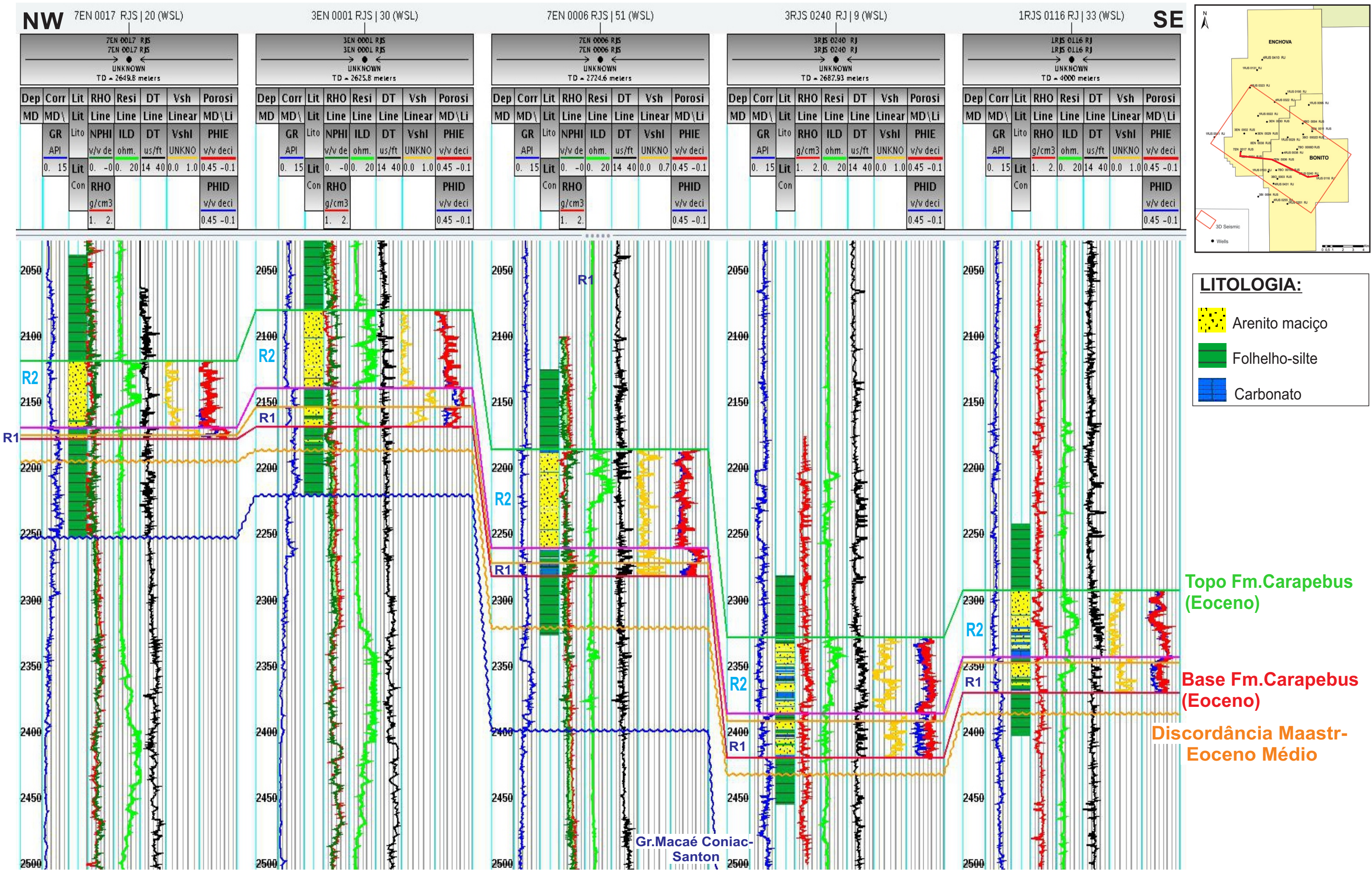
Na área de Bonito, também foram constatadas maiores espessuras do intervalo **R2** na uma porção centro-oeste do campo (7 EN 006 RJS; 4 RJS 0038 RJ) (Figura 32). O nível **R2** na localidade do poço 4 RJS 0038 RJ apresenta com 73 metros de espessura, enquanto no poço 1 RJS 0029 RJ, 1,6 km a nordeste, verifica-se **R2** com espessuras 35 metros caracterizando novamente a gradativa diminuição de espessura deste nível para oeste. Em ambas as seções *strikes* B-B' e C-C' constata-se que a discordância Maastrichiano-Eoceno Médio configura uma calha deposicional nas porções sudoeste de ambos os campos. Esta feição condicionou a deposição dos turbiditos na porção sudoeste dos campos.

Na seção B-B', não foi verificada a presença da Formação Carapebus eocênica, na localidade do poço **1RJS 0133 RJ**. A ausência deste intervalo deve-se a erosão pela implantação do canyon de Enchova, no Oligoceno Superior. O canyon apresenta-se preenchido por folhelhos caracterizado valores de 65 API do perfil raio gama, e que são selantes das areias eocênicas (Figura 30).

SEÇÃO A-A'

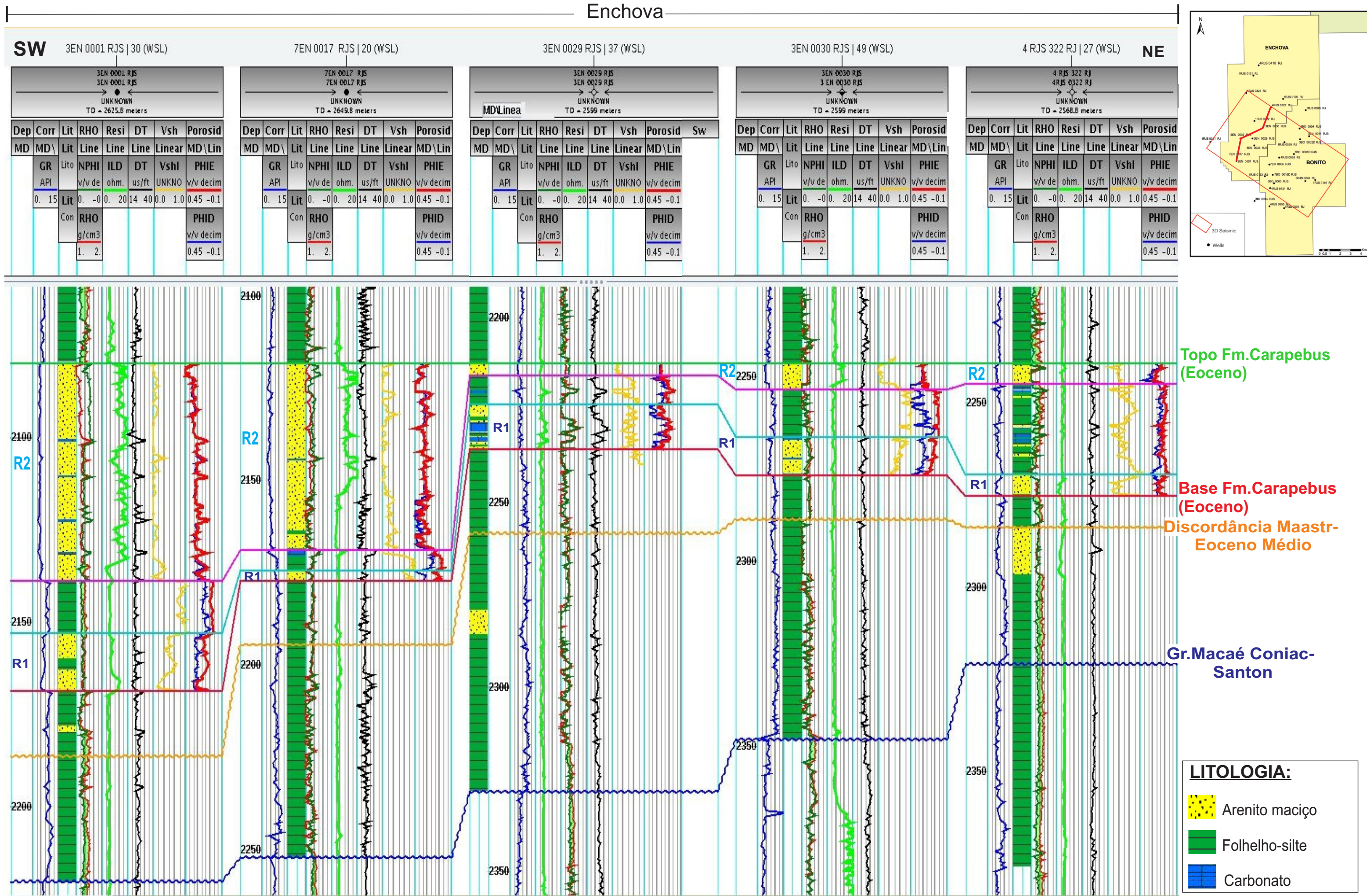
Enchova

Bonito



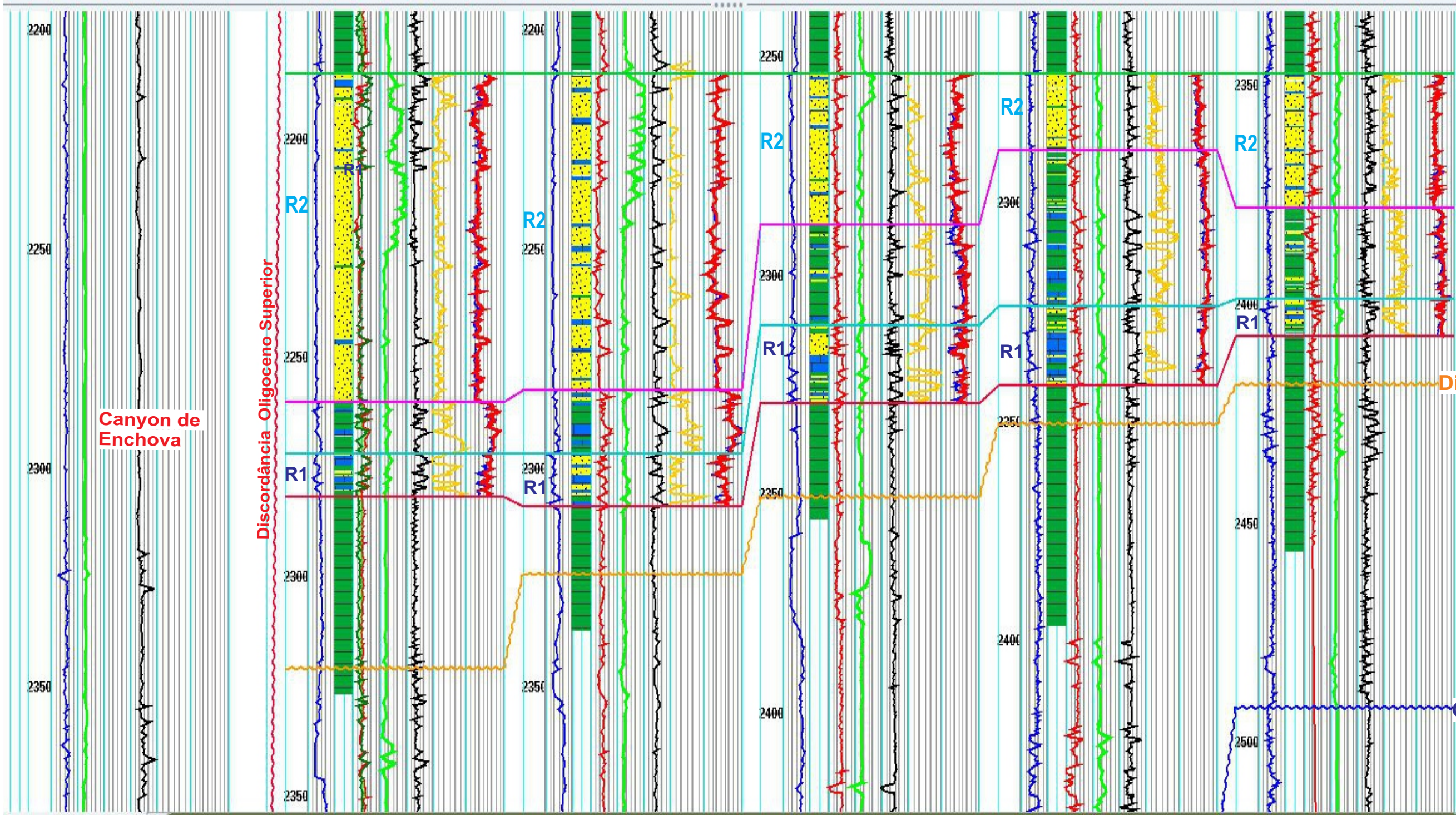
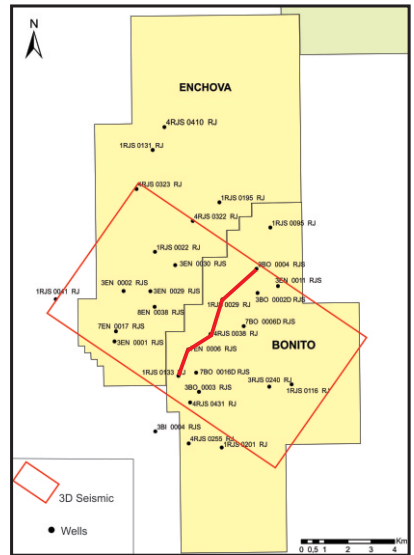
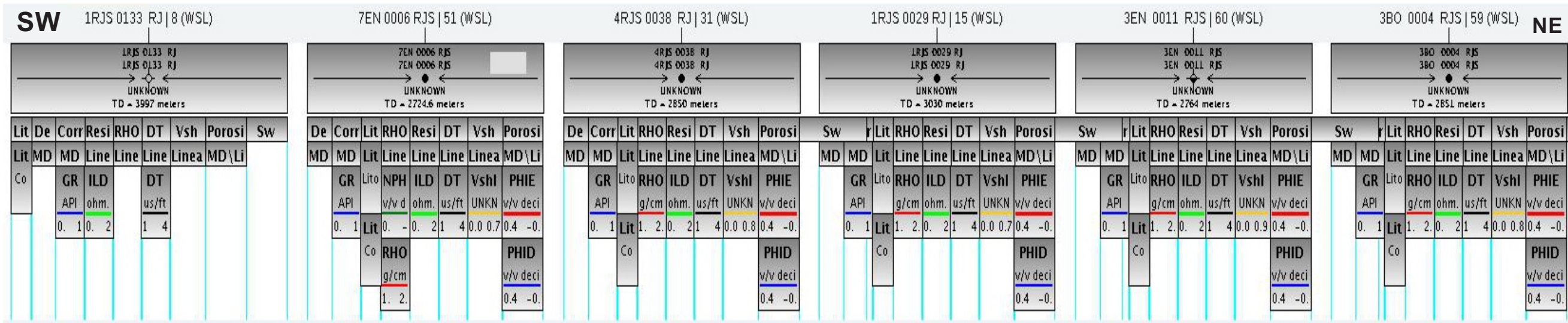
SEÇÃO B -B'

Enchova



SEÇÃO C -C'

Bonito



Topo Fm.Carapebus
(Eoceno)

Base Fm.Carapebus
(Eoceno)

Discordância Maastr-
Eoceno Médio

LITOLOGIA:

- Arenito maciço
- Folhelho-silte
- Carbonato

Gr.Macaé Coniac-
Santon

4.1.2 Interpretação Litológica:

A aplicação da função lógica, definida pela correlação rocha-perfil, sobre os perfis geofísicos de poço resultou na interpretação dos litotipos (eletrofácies) ao longo do intervalo compreendido pela Fm. Carapebus eocênica. Na Figura 32 observa-se a comparação entre as litologias interpretadas pela função lógica e a descrição de testemunho. Verifica-se significativa correspondência entre a litologia estimada e a testemunhada.

A proporção global da litologia interpretada mostrou-se, relativamente, coerente com aquela a descrita em testemunhos (Figura 33), o que torna a classificação proposta neste trabalho condizente com os dados amostrais.

Figura 32: Comparação entre a litologia interpretada pela aplicação da função lógica e a descrição de testemunho para poço 1RJS 0116 RJ.

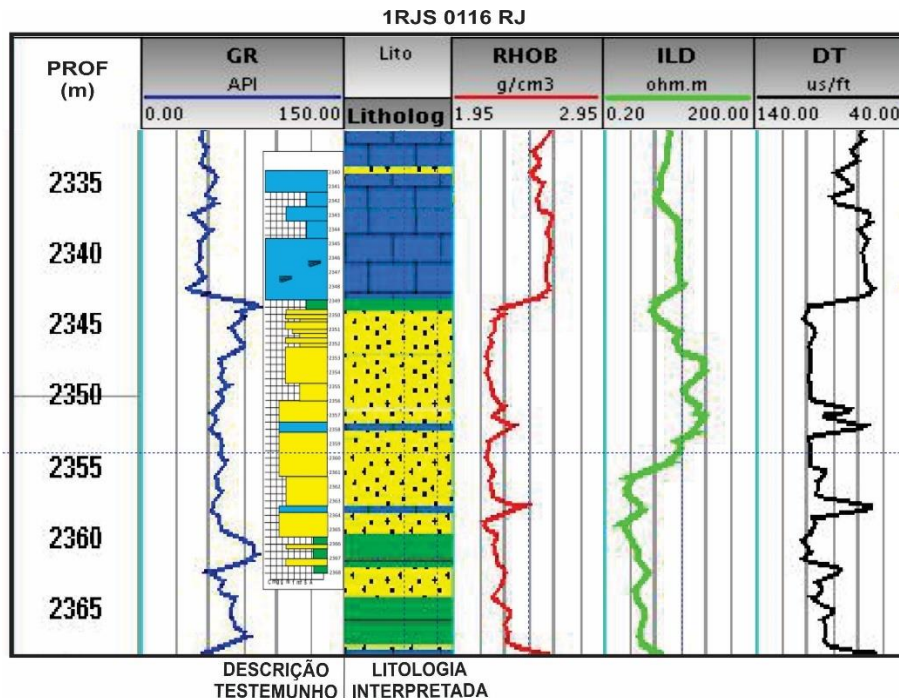
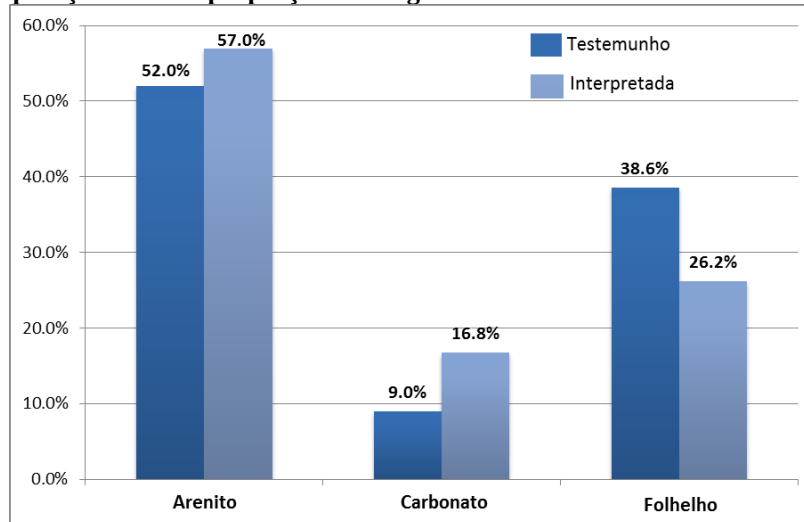


Figura 33: Comparação entre as proporções litológicas dos descritas nos testemunhos e interpretadas.

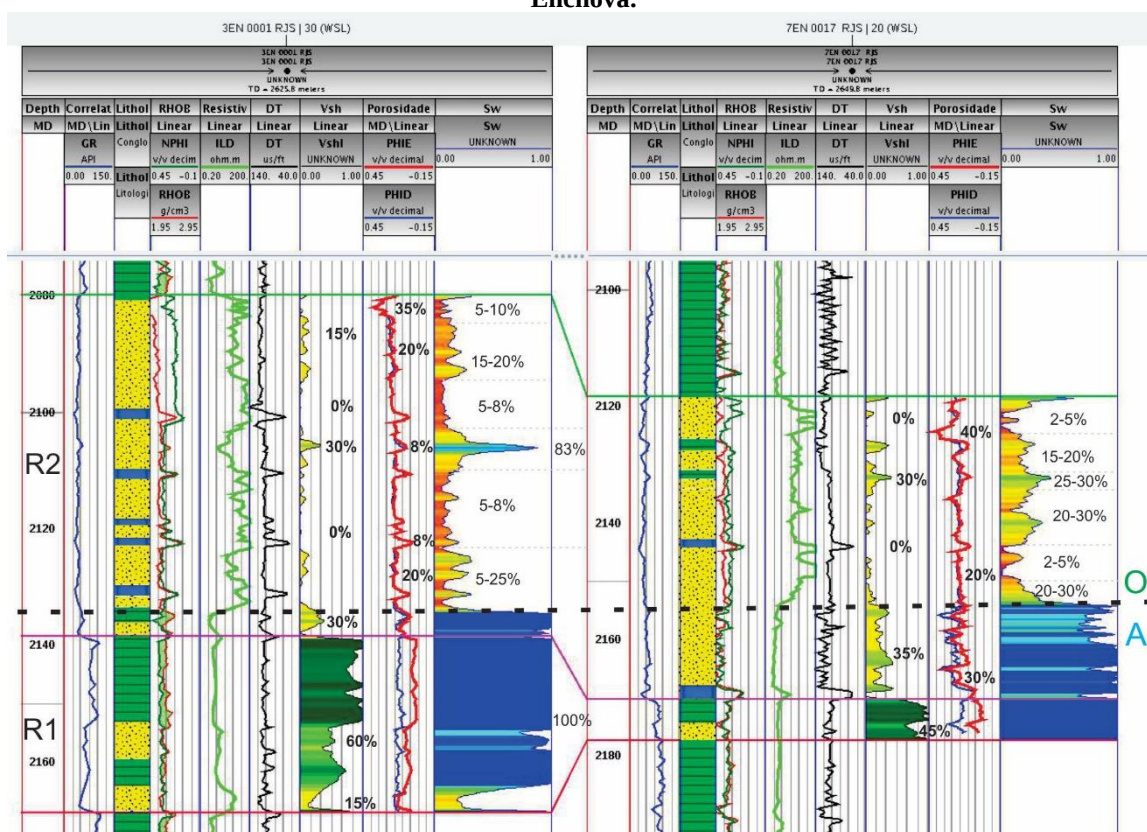


4.1.3 Caracterização Petrofísica:

A análise petrofísica foi realizada ao longo dos intervalos arenosos identificados pela análise estratigráfica e interpretação litológica, os parâmetros petrofísicos calculados e analisados foram derivados dos perfis geofísicos. Este processo visa à identificação, caracterização e quantificação das potenciais zonas de reservatório, fornecendo informações essenciais para determinação da estimativa das acumulações e para o desenvolvimento do reservatório.

O cálculo do volume de argila (Vsh) mostra que intervalo arenoso inferior (R1) apresenta Vsh variando de 0 a 60 % e média de 43 %. O nível superior (R2) apresenta, na área de Enchova, volume de argila na faixa de 0-35 % com média 13 %. O mesmo pacote, na região de Bonito, apresenta percentagens argila na faixa de 0- 45% com média de 14 %. Em resumo o intervalo superior pode ser considerado mais limpo que o intervalo inferior e, portanto, considerando apenas o Vsh, melhor rocha reservatório (Figura 34;35).

Figura 34: Características petrofísicas dos principais intervalos turbidíticos localizados na área de Enchova.



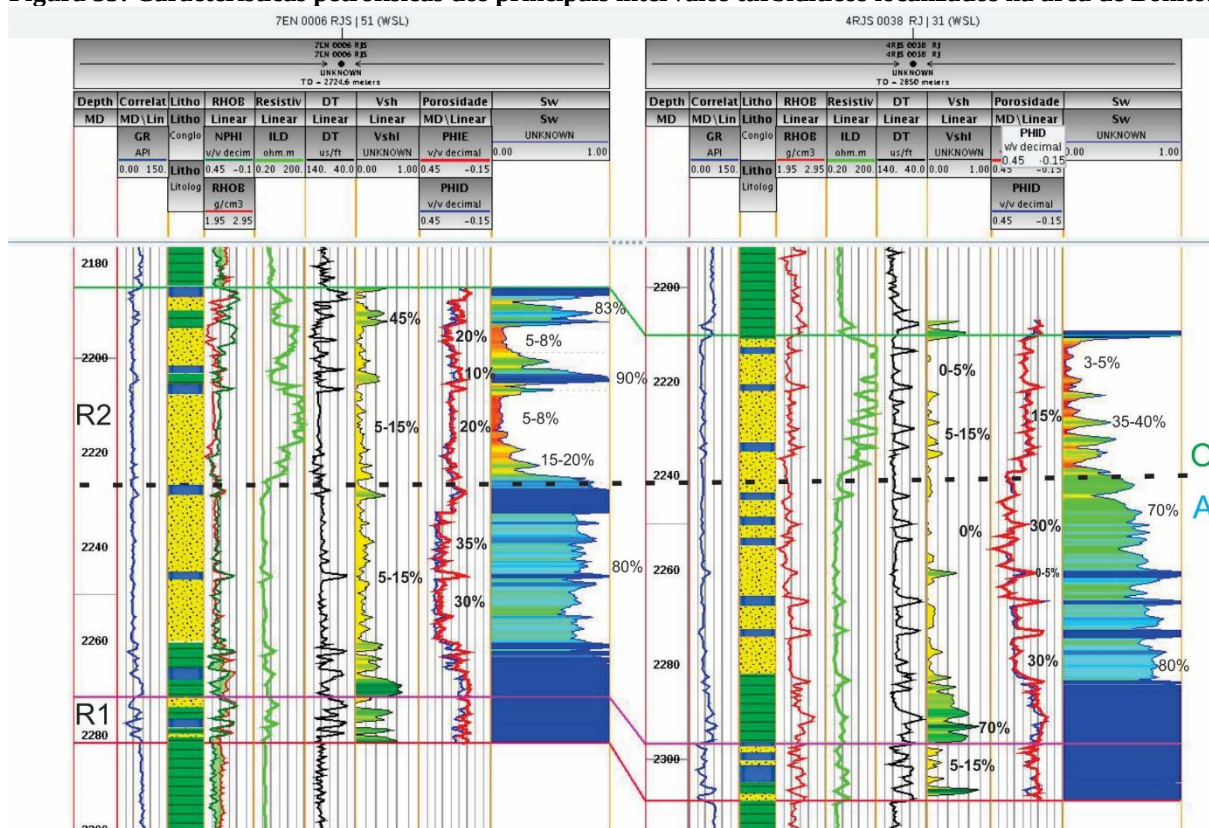
A porosidade efetiva do arenito (R2), na área de Enchova, é relativamente homogênea ao longo do intervalo e apresenta média de 16%. Os baixos valores, 5% a 8%, correspondem a intercalações de carbonatos fechados. Verifica-se, na porção superior do pacote, um intervalo

de aproximadamente 5 metros com porosidades anormalmente elevadas de 30 a 35 % (Figura 34).

No campo de Bonito, a porosidade no intervalo R2 exibe uma clara tendência de diminuição para o topo, subdividindo o reservatório em dois intervalos de porosidade. Na sua porção basal o intervalo exibe porosidades da ordem de 25-35% e média de 27% e, na sua porção superior a porosidade varia de 10-20% com média de 15% (Figura 35).

A análise dos valores de saturação de água (S_w), na área de Enchova, caracteriza o contato óleo-água a de 2133 metros de profundidade totalizando 100 a 120 metros de coluna de óleo, na região oeste do campo. Em Bonito, porção centro-oeste, verifica-se o contato óleo água a 2227 metros configurando 45 metros de coluna de óleo (Figura 35).

Figura 35: Características petrofísicas dos principais intervalos turbidíticos localizados na área de Bonito.

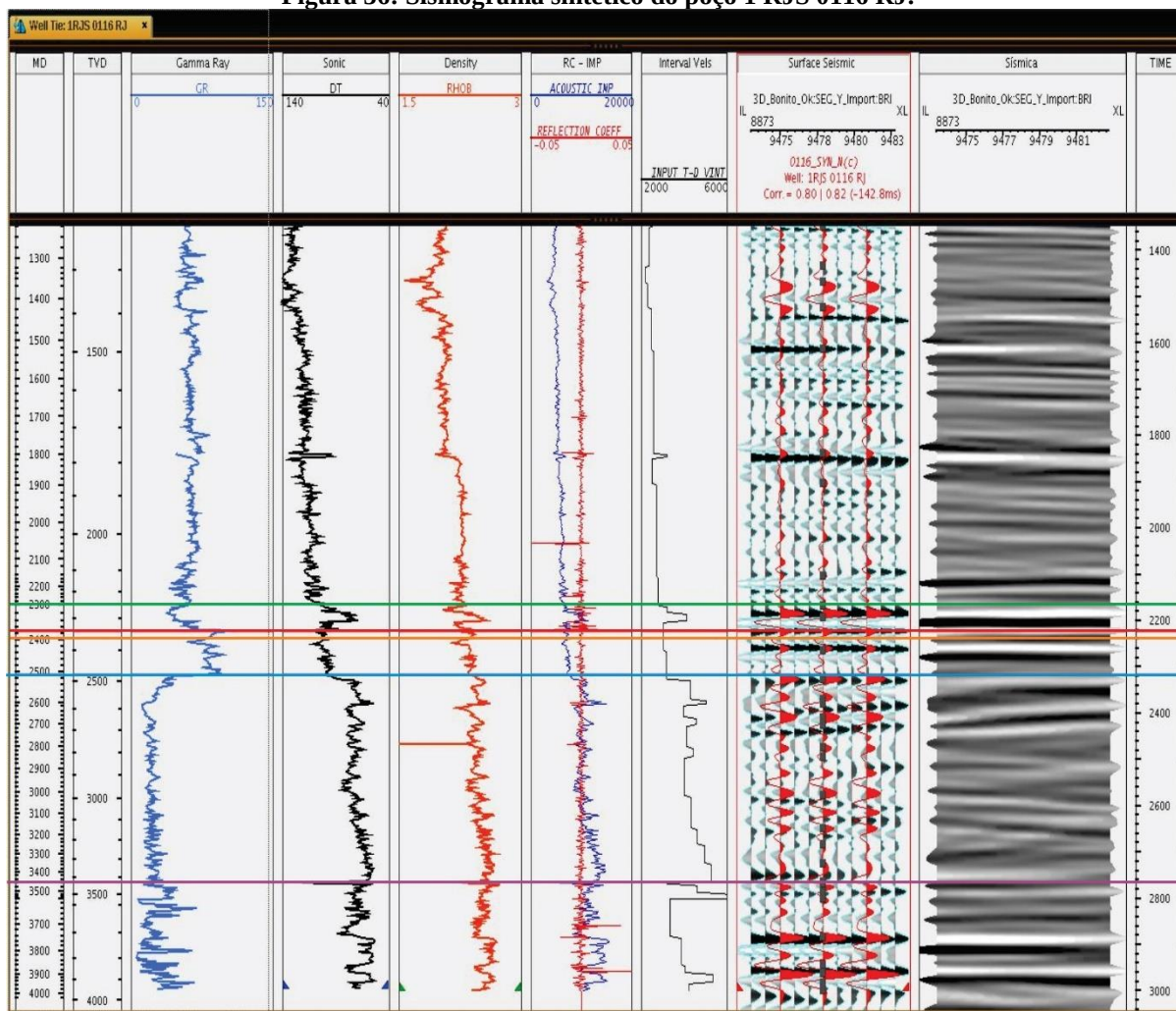


4.1.4 Calibração sísmica-poço:

Os resultados da calibração sísmica-poço incluem os sismogramas sintéticos ajustados ao dado sísmico original, resultando em tabelas tempo profundidade que relacionam a profundidade no poço com o tempo sísmico. A partir desta calibração torna-se possível interpretação dos horizontes sísmicos correspondentes às principais unidades estratigráficas da bacia.

Observa-se o sismograma sintético ajustado do poço 1 RJS 0116 RJ (Figura 36) com as principais formações geológicas e correspondentes horizontes sísmicos. A base da Formação Carapebus (Eoceno) é representada por um horizonte de amplitude positiva (preta) enquanto o topo desta unidade corresponde a um horizonte de amplitude negativa (branca).

Figura 36: Sismograma sintético do poço 1 RJS 0116 RJ.



Intervalo Reservatório

- Topo Fm. Carapebus (Eoceno)
- Base Fm. Carapebus
- Discordância Maastrichiano-Eoceno Médio
- Topo Gr. Macaé
- Topo Gr. Lagoa Feia

4.1.5 Interpretação Sísmica:

Nesta seção são apresentados os resultados relacionados à interpretação sísmica que incluem seções sísmicas, mapas de atributos sísmicos em tempo e mapa de contorno estrutural em profundidade. Estes resultados caracterizam a geometria estrutural, limites estratigráficos e geometrias externa, em escala sísmica, da Fm.Carapebus (Eoceno).

4.1.5.1 Arcabouço sismoestratigráfico:

Na interpretação do arcabouço sismoestratigráfico foram analisados padrões de reflexão dos horizontes ou intervalos sísmicos tais como: continuidade, amplitude, frequência e

geometria, de forma a relacionar estas características com o as unidades geológico-estratigráficas descritas na literatura e verificadas na interpretação e correlação dos perfis de poço. Vale ressaltar que a interpretação dos horizontes tem como critérios a correlação poço x sísmica e as características sismoestratigráficas. A interpretação geral do dado condicionou o mapeamento detalhado do topo e base da Fm. Carapebus (Eoceno).

Na linha sísmica orientada segundo o mergulho deposicional verificam-se as interpretações dos horizontes correspondentes aos limites dos principais Grupos e Formações da Bacia de Campos (Figura 38).

O intervalo superior do Gr. Lagoa Feia é caracterizado por uma sucessão de refletores planos paralelos com frequente variação entre amplitudes negativas e positivas. Esta sismofácies representa a alternância entre sedimentos siliciclásticos e carbonatos (coquinas) da Fm. Coqueiros. Esta unidade foi identificada nos poços 1 RJS 0116 RJ, 1 RJS 0131 RJ e 3 EN 0002 RJS.

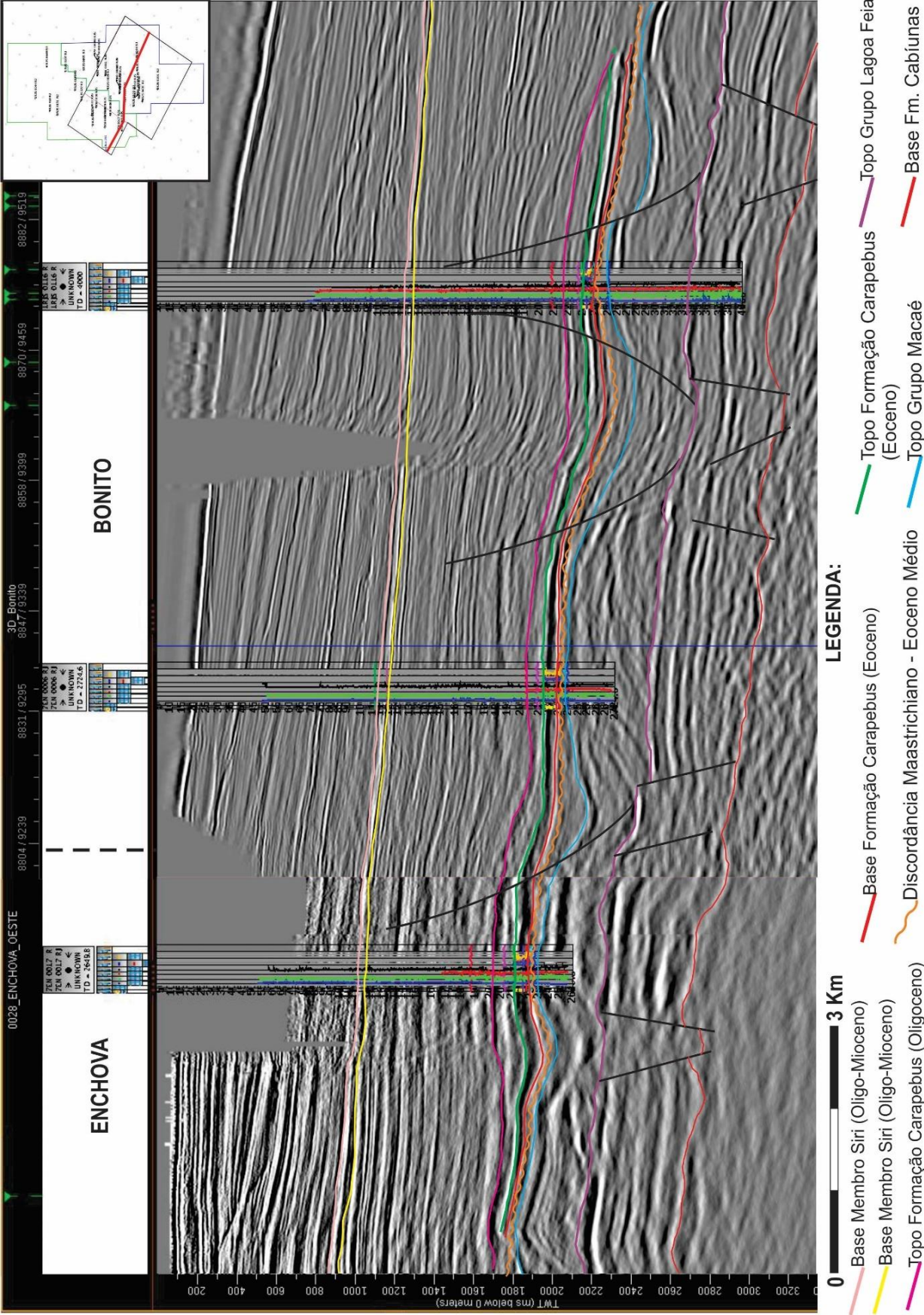
O limite superior do Gr. Lagoa Feia correspondente ao topo do pacote evaporítico da Fm. Retiro é representado por um refletor sísmico contínuo paralelo/subparalelo com forte amplitude. Na mesma seção verifica-se que o refletor do topo sal apresenta-se truncado superiormente por refletores com mergulhos relativamente elevados, marcando uma discordância angular entre o Gr. Lagoa Feia e Gr. Macaé (Figuras 37, 38).

A porção inferior do Grupo Macaé denominada Fm. Quissamã é representada por refletores com baixa continuidade lateral e amplitudes variáveis. Os elevados mergulhos dos horizontes do Grupo Macaé refletem as geometrias dos bancos carbonáticos e os intensos falhamentos halocinéticos decorridos ao longo do Albiano Médio-Superior.

A Fm. Outeiros, intervalo superior do Gr. Macaé, e a sucessão de margas e folhelhos correspondente a Fm. Ubatuba - Membro Tamoios, depositadas no Cretáceo Superior, são representadas por uma sismofácies com refletores de baixas amplitudes (transparente) que apresentam espessamento restrito às áreas de acomodação geradas pelas das falhas lítricas indicando o caráter sindeposicional aos falhamentos (Figuras 37,38).

Sobrejacente ao pacote pelítico cretáceo verifica-se que os refletores apresentam menor influência dos falhamentos lítricos marcando a discordância Maastrichiano-Eoceno-Médio. Adicionalmente esta interface apresenta amplitude anormalmente elevada refletindo um forte contraste de impedância acústica, possivelmente relacionada à diferença de compactação entre os sedimentos cretáceos subjacentes e eocênicos sobrejacentes (Figuras 37,38).

Figura 37: Linha Sísmica (*dip*) ilustrando a interpretação das principais unidades estratigráficas da bacia, definindo o arcabouço sismoestratigráfico de modo a conduzir a interpretação detalhada dos reservatórios turbidíticos.



Verifica-se a frequente alternância entre refletores positivos e negativos em resposta às intercalações entre arenitos e folhelhos características desta unidade (Figura 38; 39).

Na seção *strike* ao longo da área de Bonito, constata-se, ao nível da Formação Carapebus eocênica, anomalias de amplitude localizadas na porção sudoeste da seção para nordeste a anomalia decresce gradativamente (Figura 41). Esta resposta sísmica provavelmente relaciona-se com as maiores espessuras do nível arenoso R2 na porção sudoeste dos campos, como verificado na análise estratigráfica. As anomalias podem estar associadas às elevadas espessuras do intervalo arenoso R2 e ou ao conteúdo de hidrocarbonetos preenchendo estes reservatórios.

O contato superior da Fm. Carapebus eocênica com a Fm. Ubatuba é representado por um refletor de amplitude negativa. Sobrejacente a este refletor caracteriza-se um intervalo com baixas amplitudes ou sismicamente “transparente”, esta resposta sísmica é coerente com o pacote de folhelhos sotoposto ao arenito turbidítico (R2) como verificado na análise estratigráfica (Figura 38; 39). Sobrejacente a este intervalo pelítico verifica-se, novamente, um refletor com amplitudes anormalmente elevadas representando os turbiditos oligocênicos preenchidos por gás (Figura 38; 39).

Como apresentado previamente reservatório em análise apresenta-se limitado lateralmente por uma discordância do Oligoceno Superior, que formou o Canyon de Enchova. Esta superfície foi identificada pelo truncamento do topo e base da Fm. Carapebus eocênica, com mergulho suave para nordeste, com uma superfície com mergulho acentuado para sudoeste delineando claramente a geometria de um canyon (Figura 40). Esta feição paleogeográfica apresenta-se preenchida majoritariamente por pelitos configurando uma trapa estratigráfica sobre o reservatório eocênico (R2).

Figura 38: Seção sísmica ilustrando o espessamento de seção dos sedimentos cretáceos nas bordas das falhas listricas critério para a interpretação da discordância Maastrichiano-Eoceno Médio.

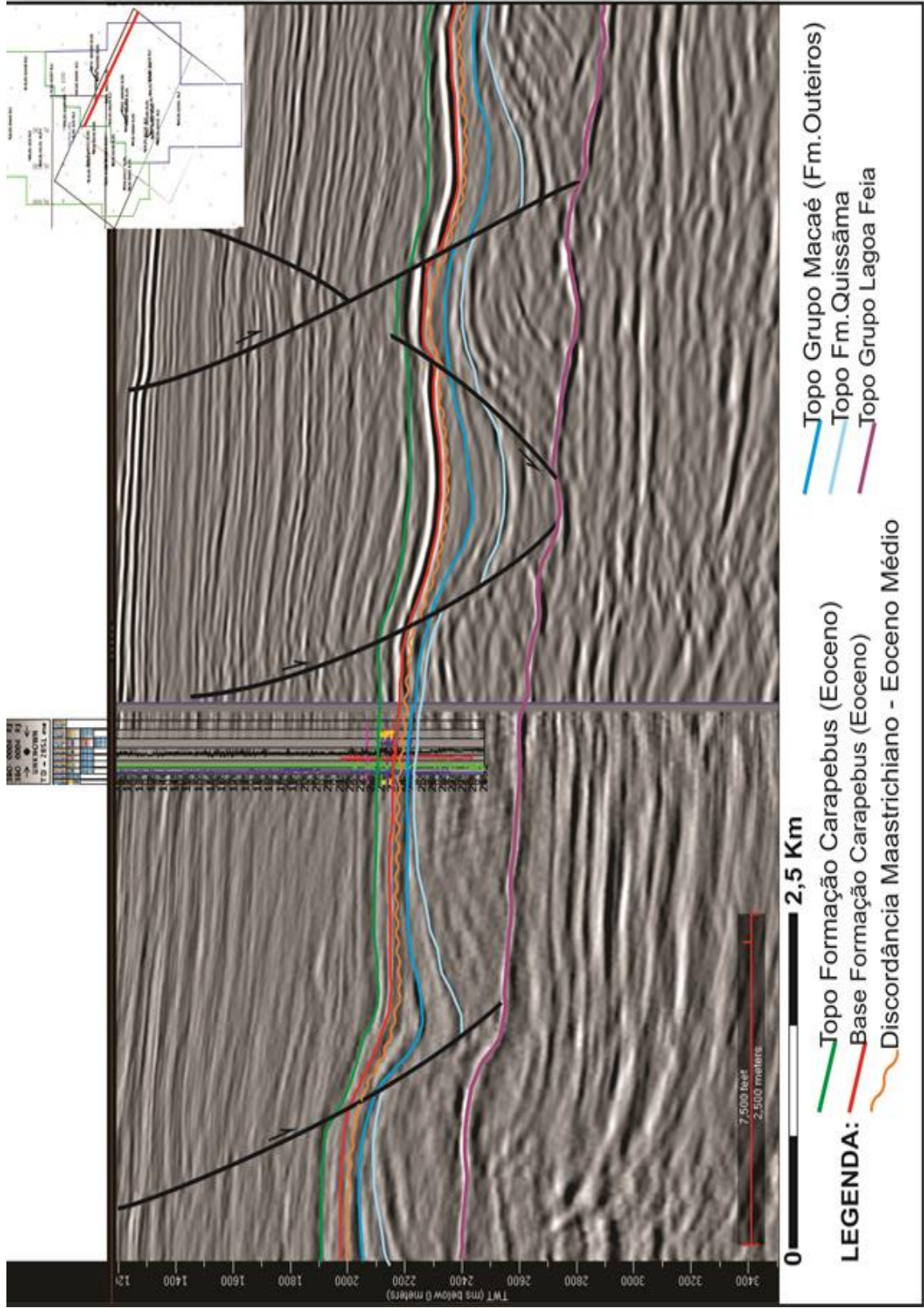
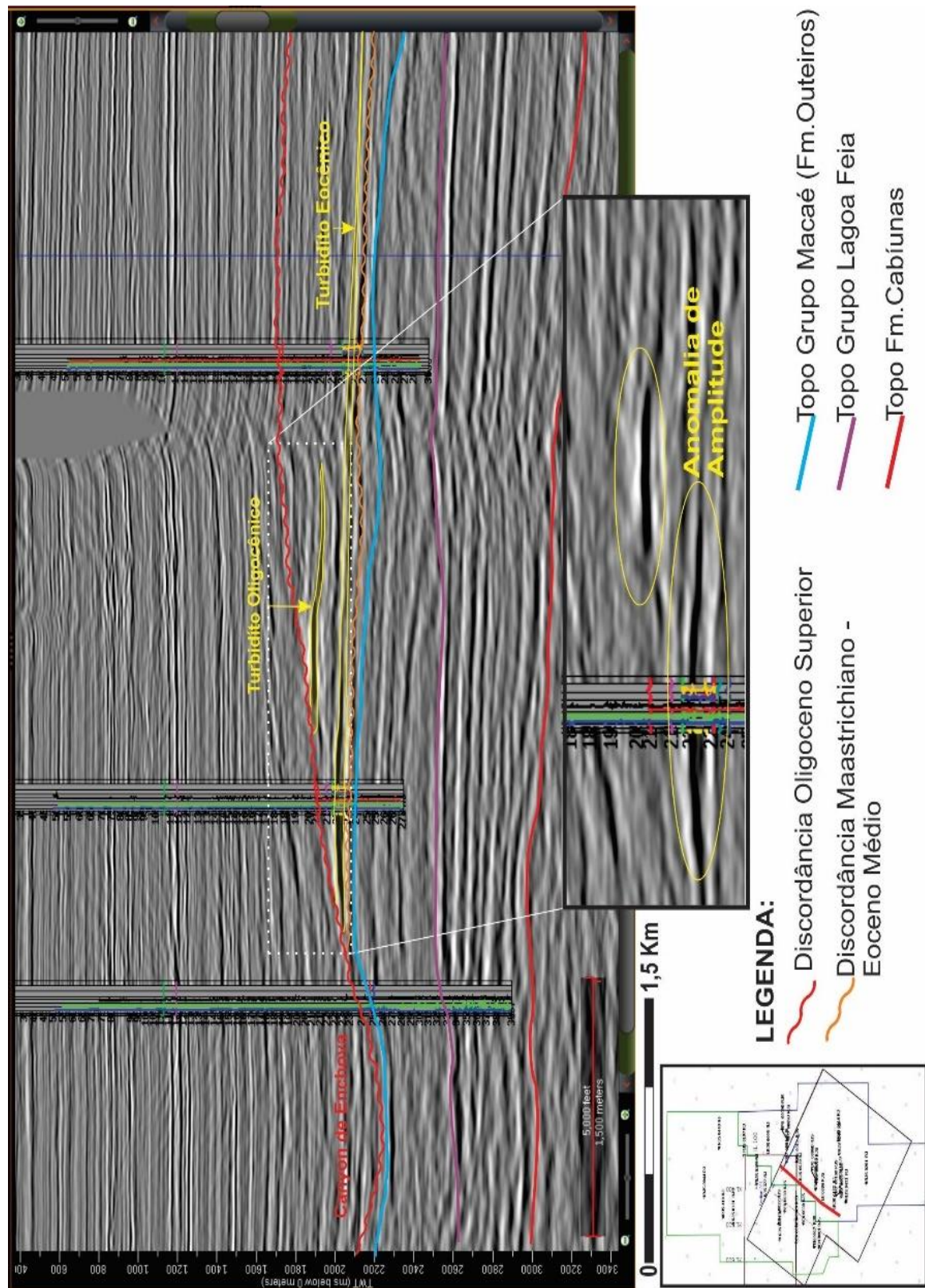


Figura 39: *Crossline* interpretada ilustrando o canyon de Enchova, caracterizado pelos refletores em *onlap* sobre a superfície erosiva, e pelo truncamento dos refletores pré Oligoceno-Superior.



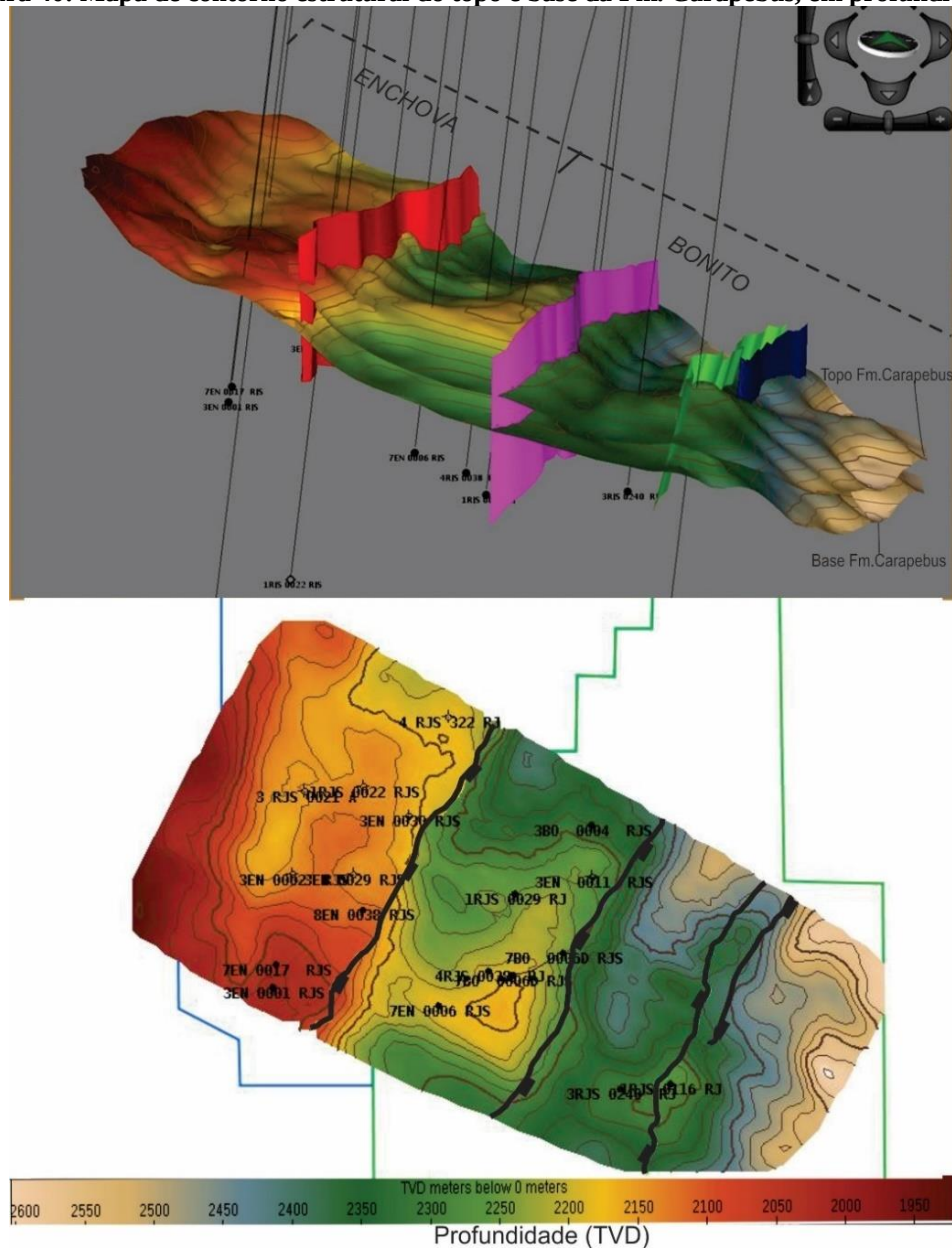
4.1.5.2 Análise Estrutural:

A Formação Carapebus eocênica, assim como os níveis R1 e R2, apresentam-se interceptados por três falhas lítricas principais de direção NE-SW. A primeira, a noroeste, é

sintética, mergulho para SE, e apresenta rejeito médio de 60 metros separando os campos de Enchova e Bonito (Figura 40).

Uma segunda falha sintética intercepta a Fm.Carapebus na porção central de Bonito e detém rejeito de 80 metros. Na porção sul de Bonito, verifica-se uma falha antitética, mergulho para NE, com rejeito de aproximadamente 50 metros. As falhas compartmentam os níveis arenosos segundo três feições dômicas, alinhadas segundo NE-SW. O alto localizado na porção noroeste pertence à área de Enchova, enquanto os altos a SW correspondem ao campo de Bonito.

Figura 40: Mapa de contorno estrutural do topo e base da Fm. Carapebus, em profundidade.



4.1.5.3 Análise de Atributos Sísmicos:

Nos mapas de ambos os atributos é possível observar uma feição canalizada localizada na região sudoeste da área de Enchova. Esta feição está associada aos valores anormalmente positivos do atributo *RMS Amplitude* e aos valores anormalmente negativos do *Sum Negative Amplitude* e, interceptando os poços com as maiores espessuras do intervalo turbidítico R2: 3 EN 001 RJS, 1 EN 0017 RJS e 7EN 0006 RJS (Figura 41; 42).

Na porção nordeste dos mapas verifica-se a predominância de baixos valores do atributo *RMS Amplitude* e altos valores do *Sum Negative Amplitude* compreendendo a localidade dos poços com as menores espessuras ou ausência do nível R2. Nesta região predominam os folhelhos e carbonatos subordinados (Figura 41; 42).

Na área central do campo de Bonito, as anomalias do atributo sísmico passam a uma geometria lobada. Esta interpretação é condizente com a maior continuidade do intervalo R2 para noroeste, no campo de Bonito, em relação à área de Enchova, na qual este nível acunha abruptamente, como o verificado na análise estratigráfica, sendo condizente com a geometria canalizada, menos contínua lateralmente, interpretada (Figura 41; 42).

Na porção sul/sudeste do campo de Bonito também se verificam anomalias positivas do atributo *RMS Amplitude* e negativas do *Sum Negative Amplitude*. As anomalias apresentam, majoritariamente, geometrias lobulares que coincidem com as localidades dos poços 1 RJS 0116 RJ e 3RJS 0240 RJ, ambos com espessuras de aproximadamente 70 metros dos arenitos turbidítico R2 (Figura 41; 42).

Salienta-se que a anomalia verificada tem continuidade para porção sudeste da área Bonito, que segundo o Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP), não apresenta poços perfurados, que possam confirmar a continuidade dos intervalos arenosos.

A correlação entre os valores dos atributos sísmicos e os atributos litológicos do intervalo analisado pode ser verificada pelo diagrama de dispersão entre a espessura do intervalo R2 e os valores do atributo *RMS Amplitude*. Verifica-se uma relação diretamente proporcional entre valores de *RMS Amplitude* as espessuras do intervalo arenoso R2, em cada poço. O coeficiente de determinação verificado foi de 0,8, indicando que 80 % dos valores de espessura turbidítica são explicados pelos os valores do atributo *RMS Amplitude* (Figura 41).

O atributo *Sum Negative Amplitude* apresentou correlação forte com as espessuras do intervalo R2. Neste caso a relação é inversamente proporcional e o um coeficiente de determinação observado é de 0,72 (Figura 42). Ambos os gráficos de dispersão corroboram as interpretações geométricas expostas anteriormente.

Figura 41: A) Feições canalizadas e lobulares interpretadas sobre o mapa do atributo *RMS Amplitude* B) Comparação entre o mapa de *RMS Amplitude* e as isópacas da Fm. Carapebus eocênica, mostrando a correspondência espacial entre as maiores espessuras e as anomalias positivas (amarelo) do atributo).

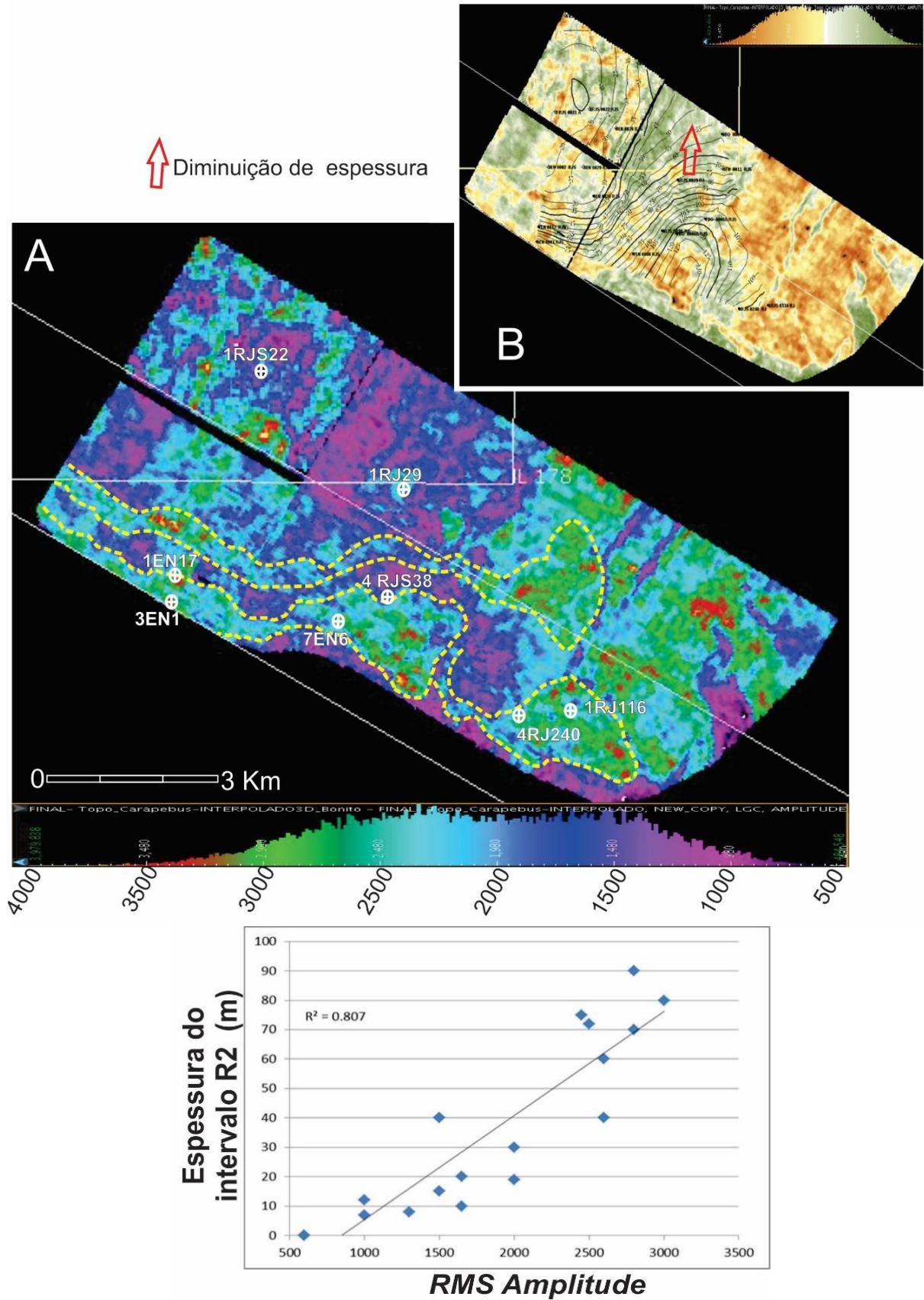
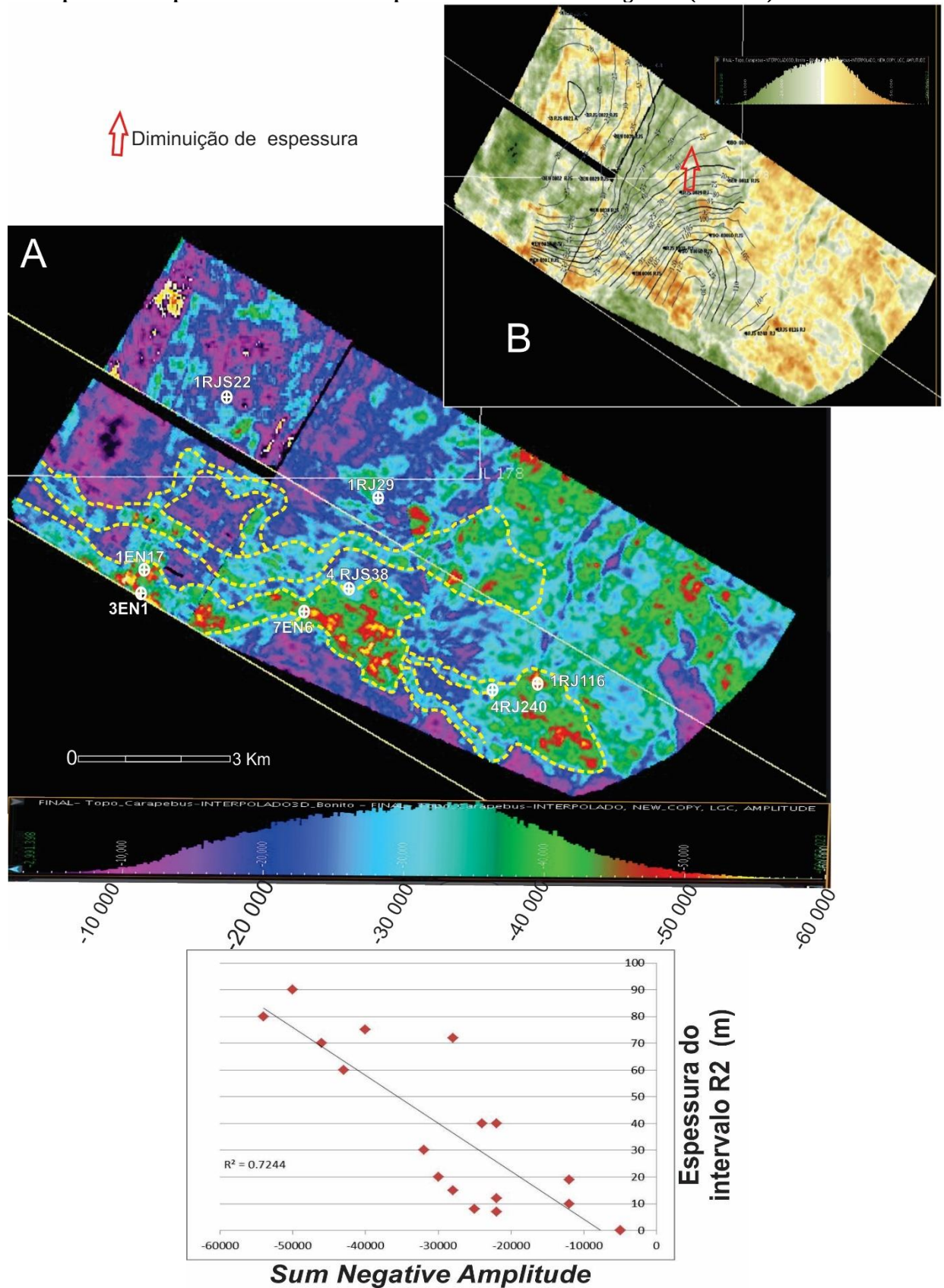


Figura 42: A) Feições canalizadas e lobulares interpretadas sobre o mapa do atributo *Sum Neg Amplitude* B Comparação entre o mapa de *Sum Neg Amplitude* e as isópacas da Fm.Carapebus eocênica, mostrando a correspondência espacial entre as maiores espessuras e as anomalias negativas (amarelo) do atributo.



4.2 Modelagem Geoestatística:

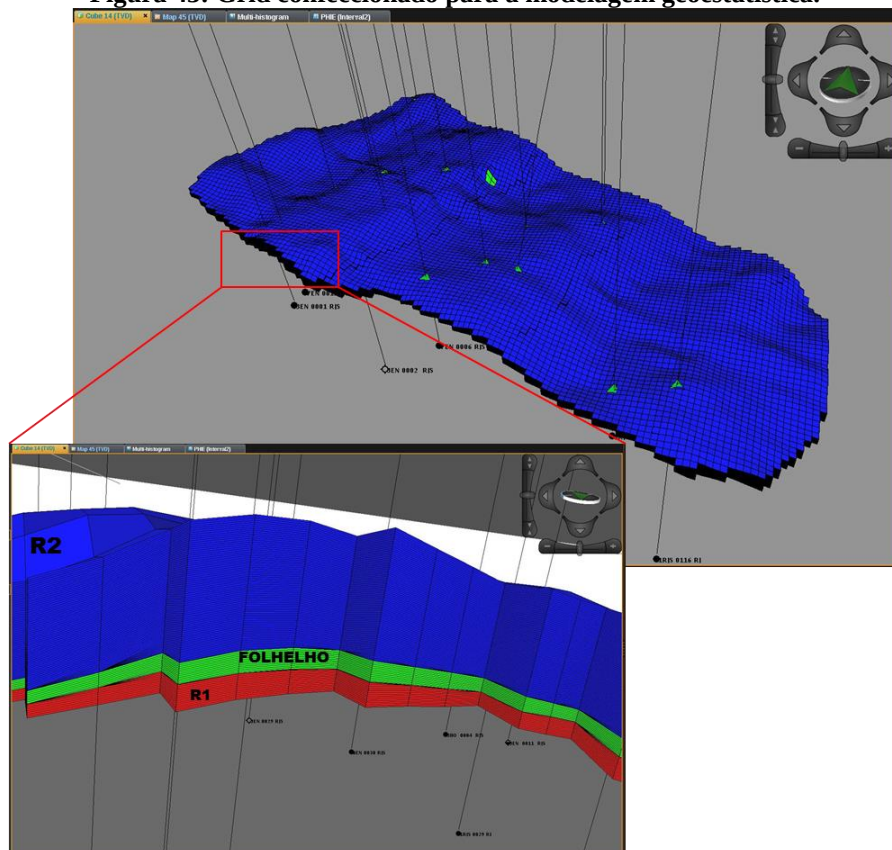
4.2.1 Definição do Grid:

A geração do grid 3-D teve como objetivo a divisão do intervalo compreendido entre o topo e a base da Fm. Carapebus eocênica em células as quais foram populadas com os valores obtidos pelas estimativas geoestatísticas de modo a constituir os modelos litológicos e de porosidade dos arenitos eocênicos.

A malha tridimensional utilizada na modelagem geoestatística foi definida dentro do polígono definido pelas superfícies correspondentes ao topo e base da Fm. Carapebus eocênica delimitado pela interpretação sísmica 3-D. O grid considerou três intervalos ou camadas estratigráficas: arenito inferior R1, pacote de Folhelho intermediário e arenito superior R2. Optou-se por esta divisão visto que estas unidades representam eventos deposicionais distintos e, portanto, devem ter suas propriedades litológicas e petrofísicas estimadas individualmente.

O grid resultante é constituído por 127 x 89 x 183 células (X; Y; Z), cada qual possuindo 100 x 100 x 1 metros, totalizando 2 068 449 células. A malha tem como origem as coordenadas X: 322910; Y: 7485951 e Z: - 2053,3 m (topo) (Figura 43).

Figura 43: Grid confeccionado para a modelagem geoestatística.

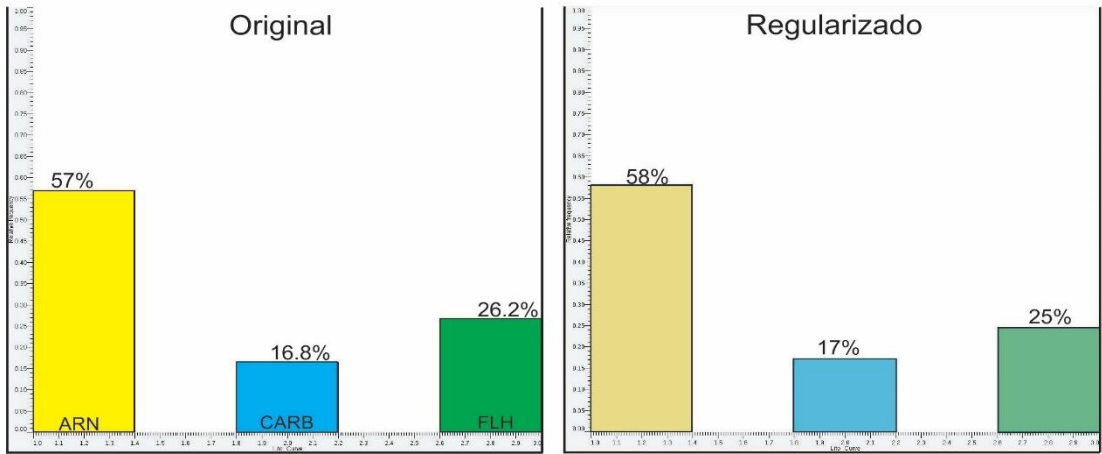


4.2.2 Regularização dos dados

Considerando que os dados de perfis de poços utilizados neste trabalho foram amostrados a cada 0,2 metros, faz-se necessário a realização de uma mudança de escala visto que cada célula do *grid* possui espessuras de 1 metro. Esta mudança consiste em transferir os dados originais dos poços para a dimensão do *grid*, de forma a obter um valor médio da propriedade mensurada para cada célula do *grid*.

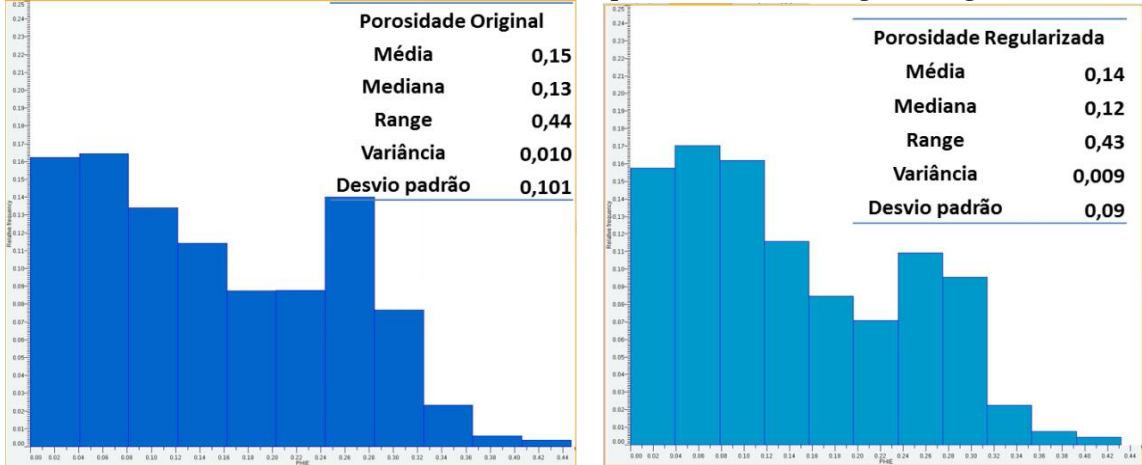
A regularização da variável litologia (dado discreto) considerou a moda, isto é, o valor mais frequente no intervalo de 1 metro. Na figura 44 é apresentada a comparação entre as proporções litológicas do dado original e o dado regularizado, verifica-se que a estas são muito similares, com variação máxima 1% da classe arenito. Este fato denota que a regularização dos dados foi satisfatória.

Figura 44: Proporções litológicas do dado original (esquerda) e regularizadas (direita).



No caso da porosidade efetiva (dado contínuo) a regularização foi realizada segundo a média aritmética, calculada para cada metro. Verifica-se que os dados da porosidade efetiva regularizados estão condizentes com os dados originais, visto que não houve significativas mudanças nos histogramas de ambos (Figura 45).

Figura 45: Comparação entre os histogramas da porosidade efetiva original e regularizada.



4.2.3 Modelagem Litológica:

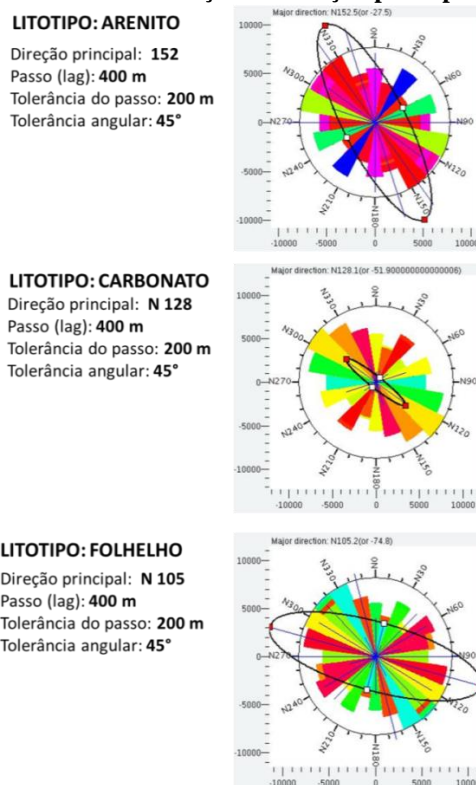
A modelagem litológica consiste no preenchimento do grid com os dados que descrevem suas características litológicas, de forma a caracterizar variabilidade espacial deste atributo ao longo do reservatório. O modelo litológico do reservatório representa uma poderosa ferramenta para guiar a avaliação e distribuição das propriedades petrofísicas, uma vez que as litologias e as características petrofísicas, geralmente, estão intimamente relacionadas.

4.2.3.1 Análise Variográfica Litológica:

A aplicação da Krigagem Indicativa para estimar a distribuição litológica do reservatório requer a modelagem variográfica horizontal e vertical de cada classe litológica: arenito, carbonato e folhelho. Neste sentido, os semivariogramas foram modelados a partir de três etapas: definição do azimuth; definição do semivariograma experimental e modelagem do semivariograma teórico.

A definição do azimuth principal, isto é, de maior continuidade, foi verificada nos diagramas de anisotropia, conforme o apresentado na figura 46. Consta-se que a direção de maior continuidade de todas as classes litológicas situam-se no quadrante NW-SE. Esta direção é condizente com as feições canalizadas e lobulares interpretadas nos mapas de atributos sísmicos.

Figura 46: Parâmetros utilizados no cálculo dos semivariogramas dos litotipos e os mapas de anisotropia utilizados na definição da direção principal.



A última etapa do estudo variográfico consiste em definir o semivariograma indicativo teórico que será utilizado na modelagem de litológica pela Krigagem Indicativa, o ajuste consiste em definir os parâmetros do modelo a partir do semivariograma experimental. Nas figuras 47 a 49 são apresentados os semivariogramas direcionais experimentais e teóricos ajustados para cada litotipo. Os semivariogramas teóricos foram modelados como a soma de um efeito pepita e um modelo esférico com alcance e patamar sumarizados apresentados na tabela 4.

Observa-se o semivariograma ajustado para a litologia arenito apresenta o maior alcance, o que era esperado, visto que esta litologia é a mais contínua no intervalo analisado. Na sequência o litotipo folhelho, apesar da baixa proporção em relação ao arenito, apresenta alcance pouco inferior. Isto ocorre devido à alta continuidade do pacote de folhelho intermediário aos arenitos R1 e R2.

Por fim o litotipo arenito cimentado apresenta o menor alcance, provavelmente, devido sua ocorrência estar condicionado a processos de cimentação diagenéticos pós deposicionais, os quais são menos contínuos que os processos deposicionais que depositaram as classes: arenito e folhelho.

Figura 47: Semivariograma indicativo experimental e teórico ajustado do litotipo Arenito.

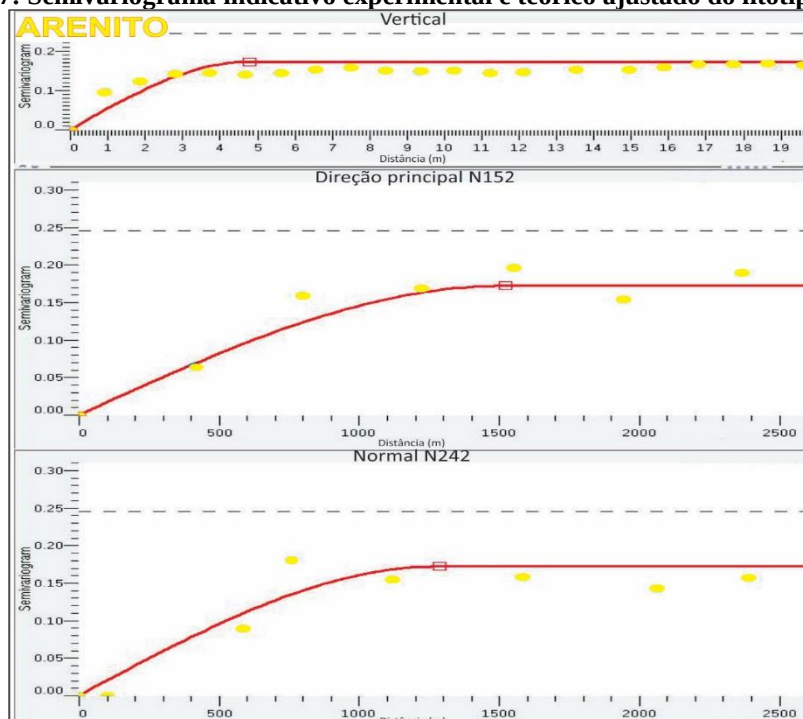


Figura 48: Semivariograma indicativo experimental e teórico ajustado do litotipo carbonato.

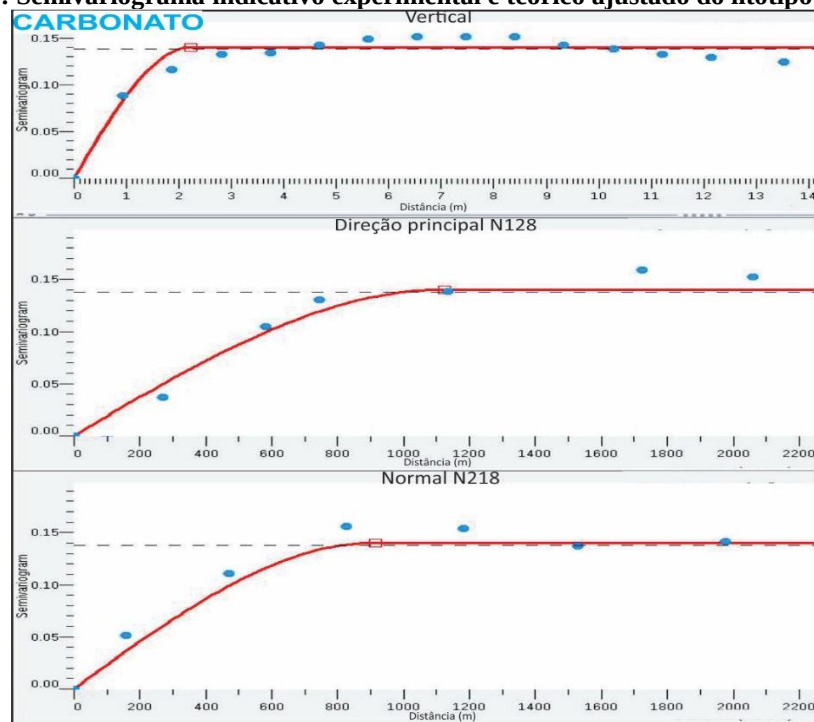


Figura 49: Semivariograma indicativo experimental e teórico ajustado do litotipo folhelho.

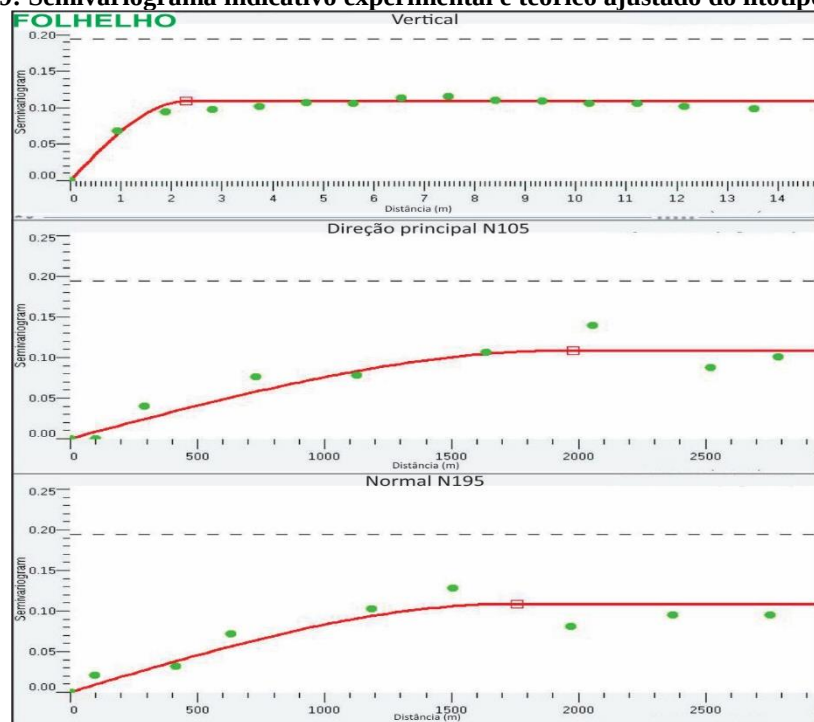


Tabela 4: Parâmetros dos semivariogramas teóricos ajustados para cada litologia

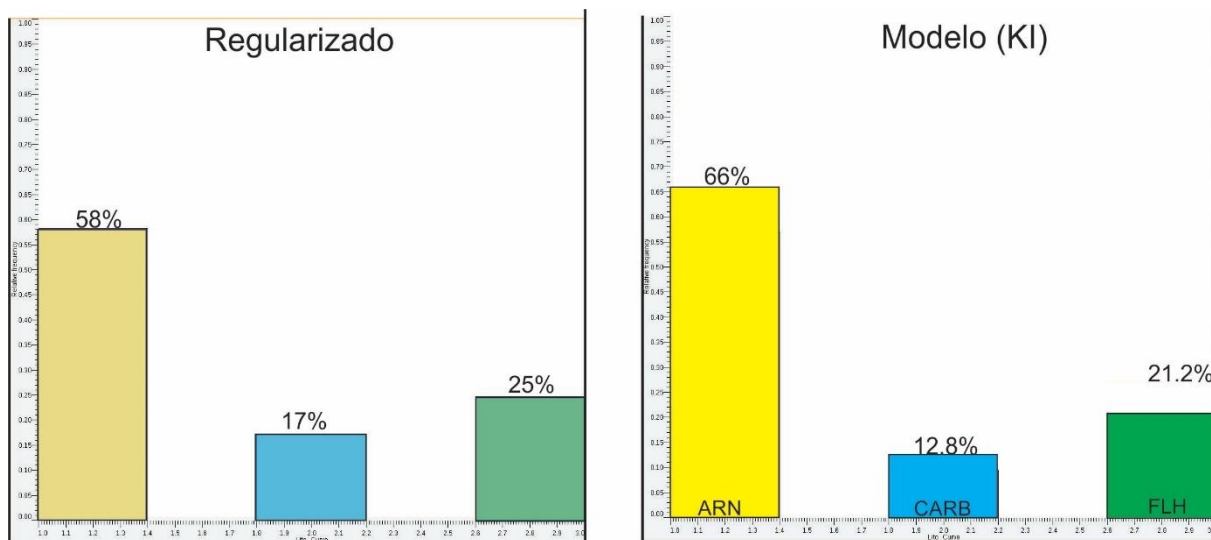
Intervalo	Direção	Patamar	Alcance (metros)	Efeito Pepita(C0)
ARENITO	N168 -Principal	0,17261	1510,0	0,0
	N258 -Normal	0,17261	1300,0	0,0
	Vertical	0,17261	4,8	0,0
FOLHELHO	N105 -Principal	0,113	2000,0	0,0
	N195 - Normal	0,113	1850,0	0,0
	Vertical	0,113	2,3	0,0
CARBONATO	N128 Principal	0,14	1100,0	0,0
	N218- Normal	0,14	900,0	0,0
	Vertical	0,14	2,2	0,0

Modelo Litológico (Krigagem Indicativa)

Os resultados da modelagem litológica pela Krigagem Indicativa estão representados nas figuras 50 a 55. O modelo resultante é representado, no geral, por um intervalo arenoso superior (R2), uma camada de folhelho intermediária e intervalo arenoso inferior (R1). Este empilhamento reflete, satisfatoriamente, o contexto litoestratigráfico da Fm.Carapebus (Eoceno), verificado na análise estratigráfica.

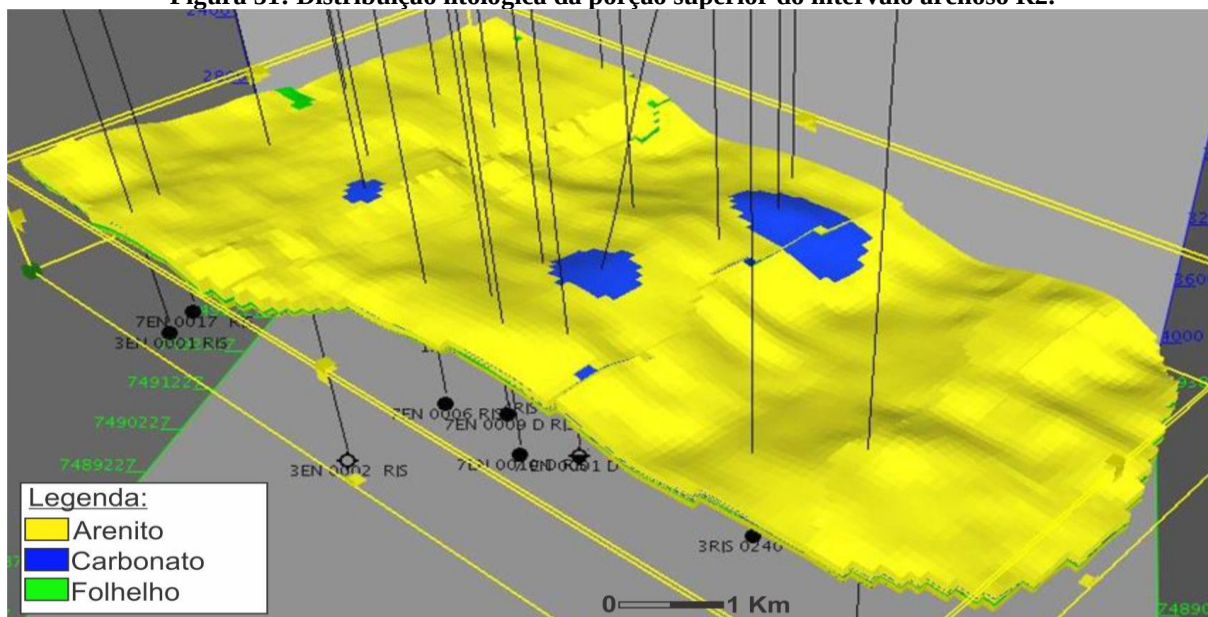
Adicionalmente, a proporção litológica modelada corresponde, satisfatoriamente a proporção litológica original dos poços (Figura 50). Logo a Krigagem Indicativa foi capaz de manter as proporções litológicas anteriormente definidas.

Figura 50: Proporções litológicas regularizadas (esquerda) e modeladas pela (KI) (direita).



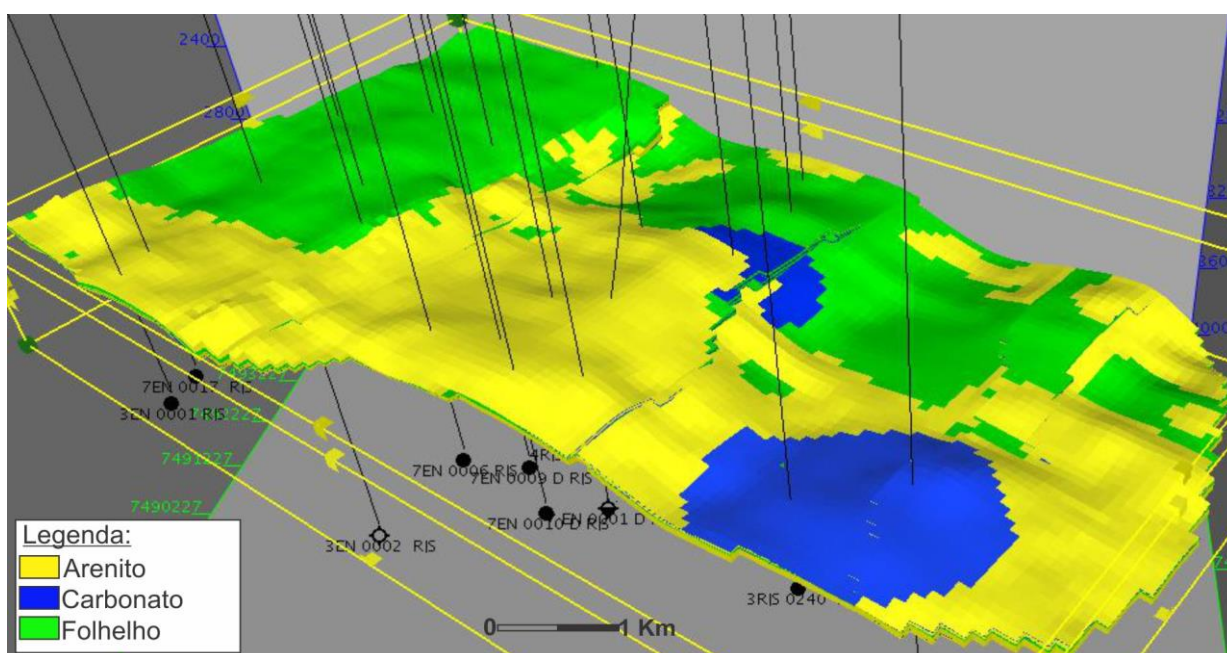
A distribuição litológica, da porção superior do arenito R2, é caracterizada pela predominância de arenitos, ocupando 90% da área dos campos. Carbonatos são observados em áreas de 300 – 800 m² localizados na porção central do campo de Bonito (Figura 51).

Figura 51: Distribuição litológica da porção superior do intervalo arenoso R2.



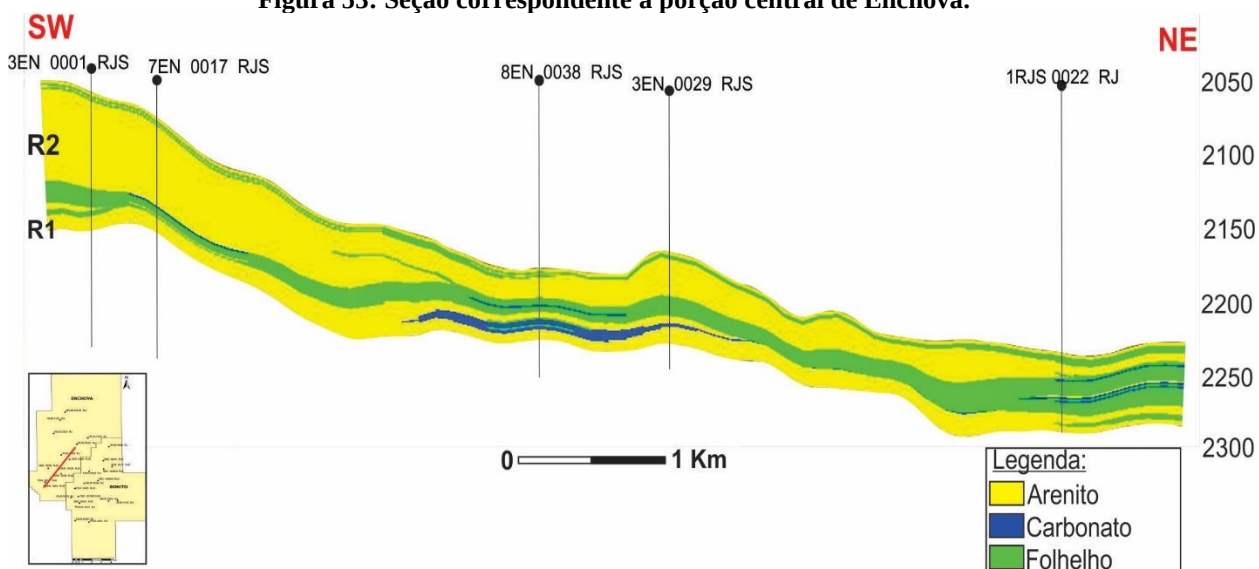
Na porção intermediária do nível R2, observa-se que os arenitos encontram-se distribuídos na porção oeste do campo de Enchova, delineando uma feição canalizada. No campo de Bonito, esta litologia ocupa uma região mais ampla, em relação à Enchova, ocupando 50 % da região central do campo (Figura 52). Já na porção sul, verifica-se significativa ocorrência de carbonatos ocupando 4 Km², em meio aos arenitos. Vale ressaltar que a região nordeste, de ambos os campos, apresenta maior proporção de folhelhos (Figura 52). Esta distribuição litológica, ou seja, maior proporção de arenitos na porção oeste dos campos e finos na parte leste é compatível com as geometrias verificadas nos mapas de atributos sísmicos.

Figura 52: Modelo litológico da porção intermediária do intervalo arenosos R2.



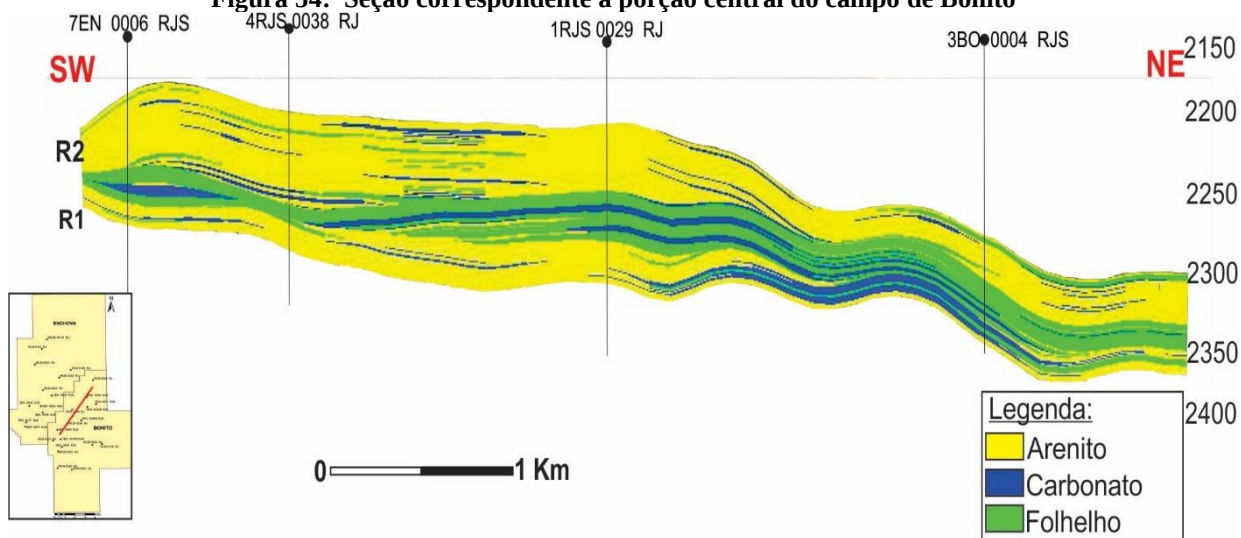
Na seção correspondente à porção central de Enchova, observa-se que a espessura da Fm.Carapebus diminui gradativamente para nordestes (Figura 53). Esta tendência é acompanhada pelo aumento na proporção de folhelhos e acunhamento do intervalo arenoso superior R2. Uma camada de folhelho de 2 metros de espessura se estende, continuamente, no topo deste intervalo.

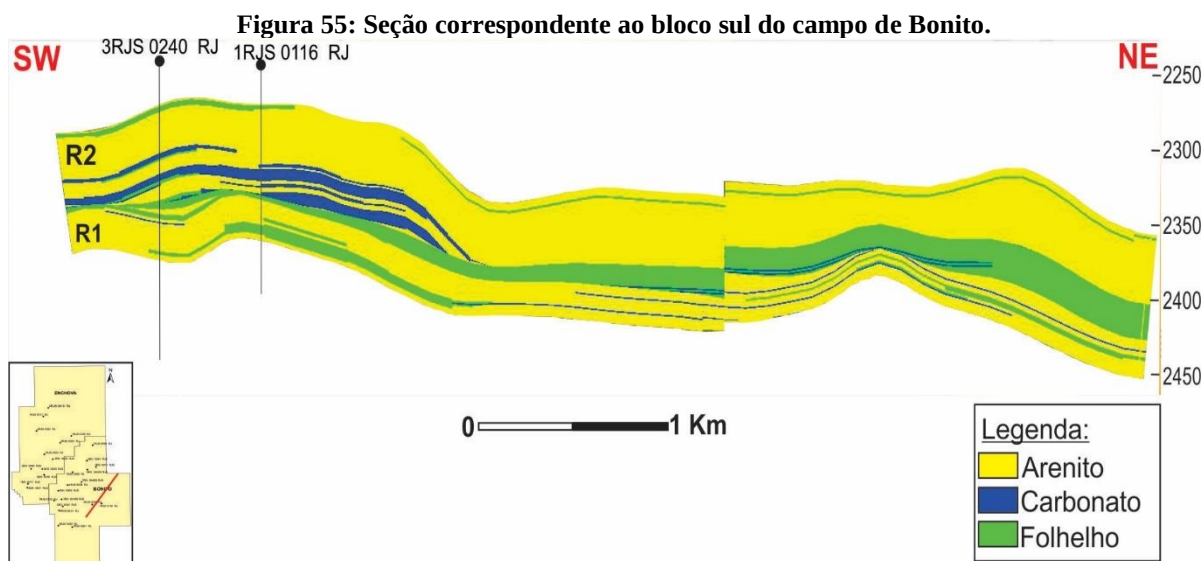
Figura 53: Seção correspondente à porção central de Enchova.



Na região central de Bonito, a Fm.Carapebus apresenta menor variação de espessura e o arenito R2 é mais contínuo quando comparado à área de Enchova (Figura 54; 55). Camadas de carbonatos e folhelhos com 2 a 3 metros de espessuras intercaladas ao intervalo R2 são mais frequentes. Na porção nordeste do campo verifica-se uma camada de folhelho de 4-5 metros na porção superior deste intervalo R2, representando uma barreira de fluxo e consequentemente uma região de menor qualidade em termos de rocha reservatório (Figura 54;55).

Figura 54: Seção correspondente a porção central do campo de Bonito





4.2.4 Modelagem Petrofísica - Porosidade

4.2.4.1 Variografia porosidade efetiva-PHIE

A modelagem variográfica da porosidade foi realizada segundo os mesmos procedimentos realizados na modelagem variográfica dos litotipos. Considerando que aplicação da Krigagem Ordinária não requer a discretização dos dados, logo os valores de porosidade calculados e regularizados nos poços são utilizados diretamente no cálculo do variograma experimental e consequentemente modelagem do variograma teórico.

Os variogramas da porosidade são apresentados segundo cada nível estratigráfico definido no grid: R1(arenito inferior); Folhelho intermediário e R2 (arenito superior) conforme apresentado nas figuras 56; 57; 58. Os variogramas teóricos da porosidade foram ajustados segundo o modelo esférico nos três intervalos considerados, os parâmetros que definem os modelos encontram-se na tabela 5.

Tabela 5: Parâmetros dos semivariogramas teóricos ajustados da porosidade efetiva.

Intervalo	Direção	Patamar	Alcance (metros)	Efeito Pepita(C0)
R2	N74 -Principal	1,00	1280,0	0,0
	N164 -Normal	1,00	870,0	0,0
	Vertical	1,00	21,0	0,0
FOLHELHO INTERMEDIÁRIO	N105 -Principal	1,00	900,0	0,01
	N195 - Normal	1,00	780,0	0,01
	Vertical	1,00	5,7	0,01
R1	N120 Principal	1,4	900,0	0,02
	N210- Normal	1,4	600,0	0,02
	Vertical	1,4	8	0,02

Figura 56: Semivariograma experimental e teórico ajustado para a porosidade no intervalo arenoso (R2).

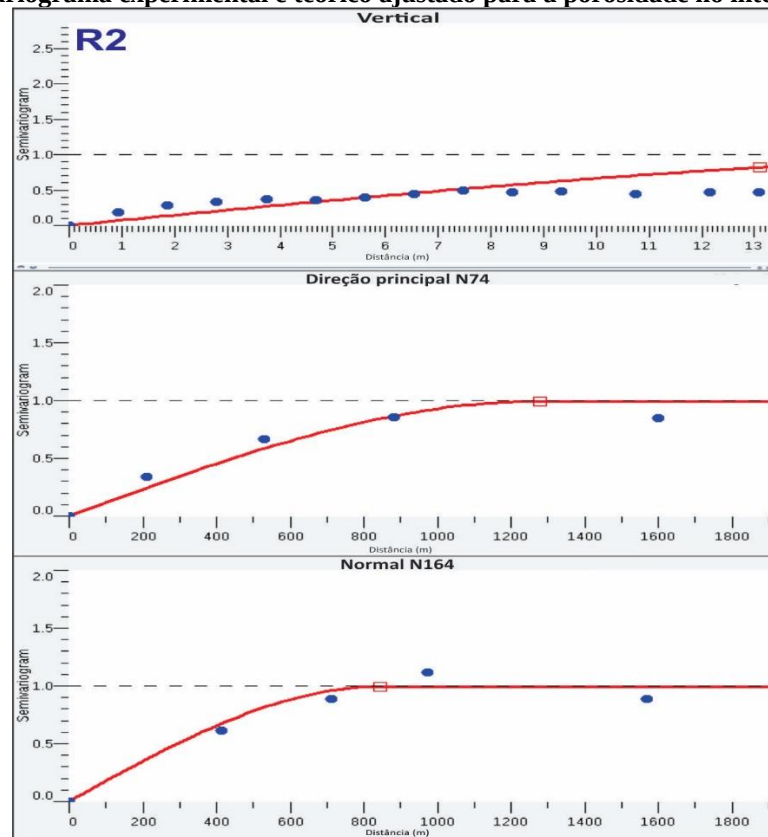


Figura 57: Semivariograma experimental e teórico ajustado para a porosidade no intervalo pelítico.

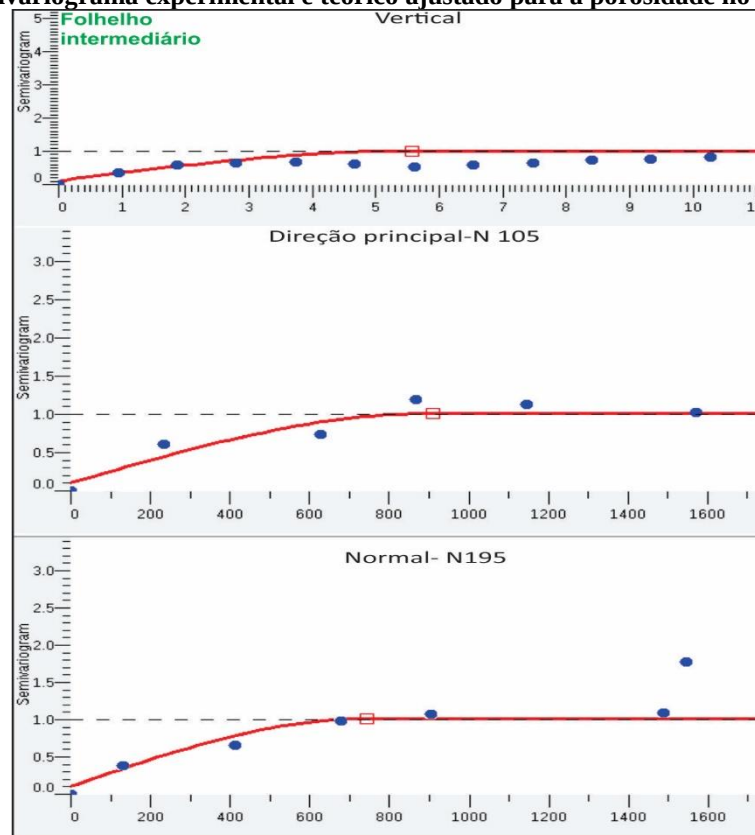
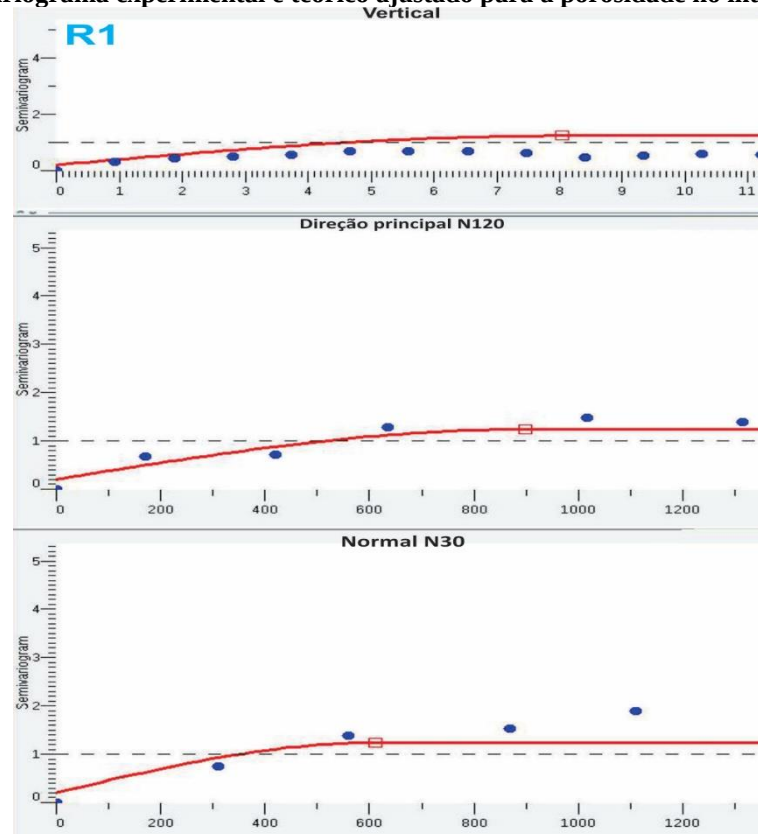


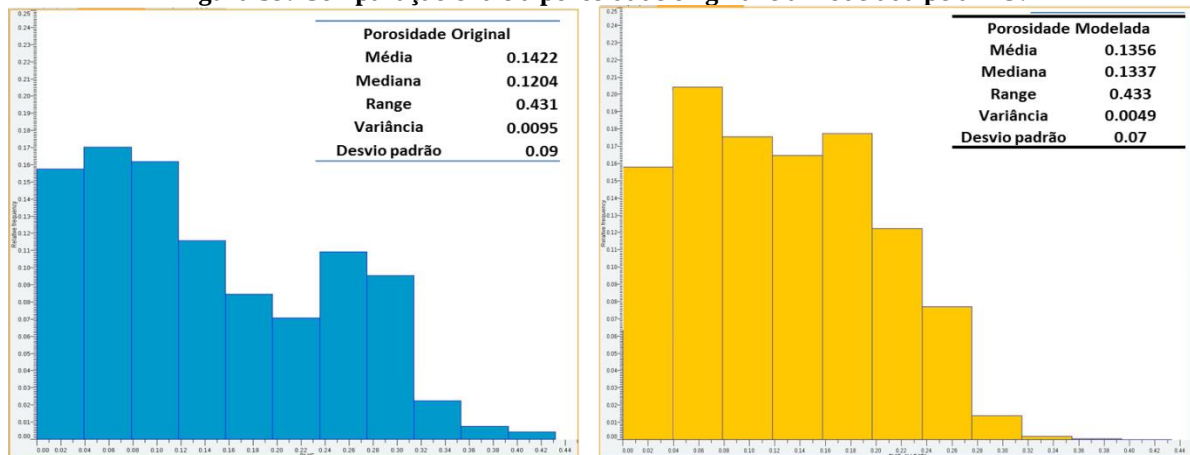
Figura 58: Semivariograma experimental e teórico ajustado para a porosidade no intervalo arenoso (R1).



4.2.4.2 Modelagem da Porosidade (Krigagem Ordinária)

Os resultados obtidos referentes à modelagem da porosidade pela Krigagem Ordinária estão representados nas figuras de 59 a 64. A comparação entre os valores modelados e a porosidade amostral mostra que o método utilizado honrou, no geral, a distribuição dos dados originais, conforme apresentado pelos histogramas (Figura 59).

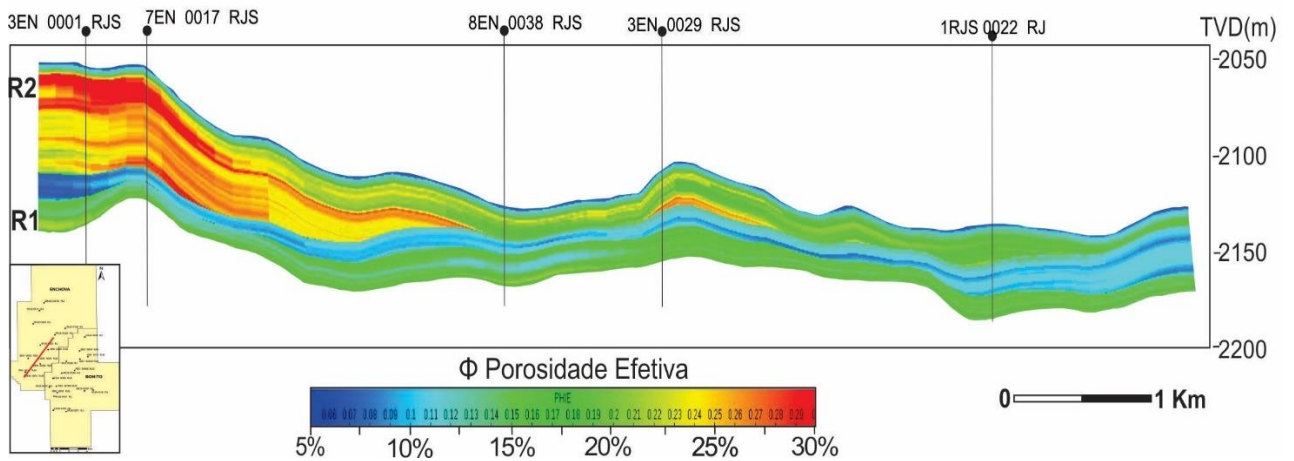
Figura 59: Comparação entre a porosidade original e a modelada pela KO.



Na seção da figura 60 observa-se a variação da porosidade na Formação Carapebus (Eoceno) na região de Enchova. Verifica-se claramente a tendência dos valores superiores de 25 a 30 % concentrados na porção oeste do intervalo. Nesta região observa-se uma tendência

de aumento de porosidade para o topo. Observa-se uma contínua camada com valores porosos significativamente baixos correspondentes ao intervalo de folhelho intermediário, sotoposto aos valores intermediários de 15 a 20 % do intervalo arenoso inferior R1(Figura 60).

Figura 60: Corte do modelo de porosidade região centro-oeste de Enchova.



No bloco central do campo Bonito, a porosidade da Fm. Carapebus (Eoceno) apresenta tendências gerais similares, dos valores de porosidades, ao campo de Enchova (Figura 61). O intervalo arenoso R2 apresenta predominantemente porosidades de 15-25% com camadas de 4-5 metros de porosidades de 35% relativa homogeneidade lateral e vertical. Na seção sul do campo de Bonito observa-se uma menor variabilidade da porosidade do reservatório R2, com valores predominantes de 5% a 15% (Figura 62).

Figura 61: Modelo de porosidade região central de Bonito.

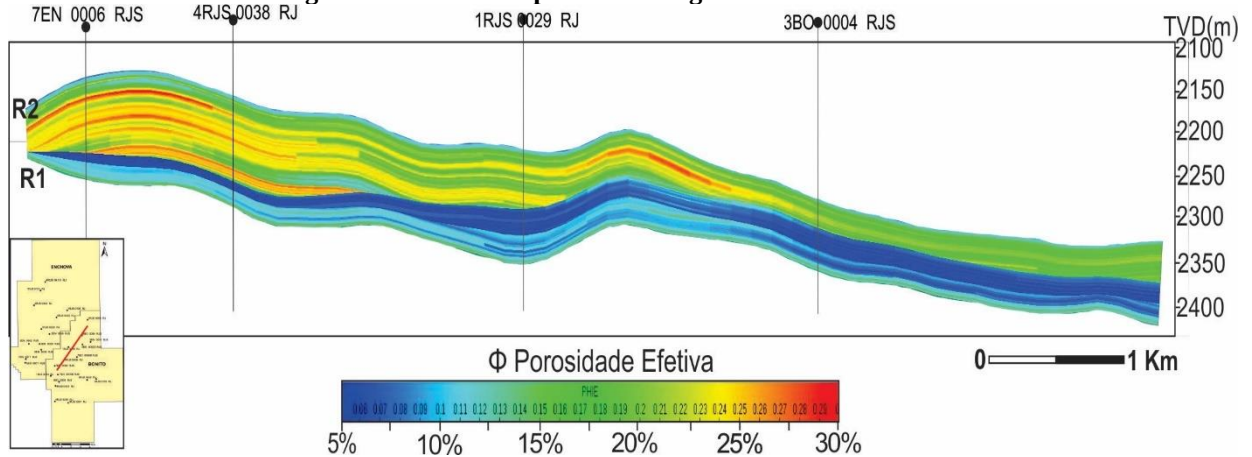
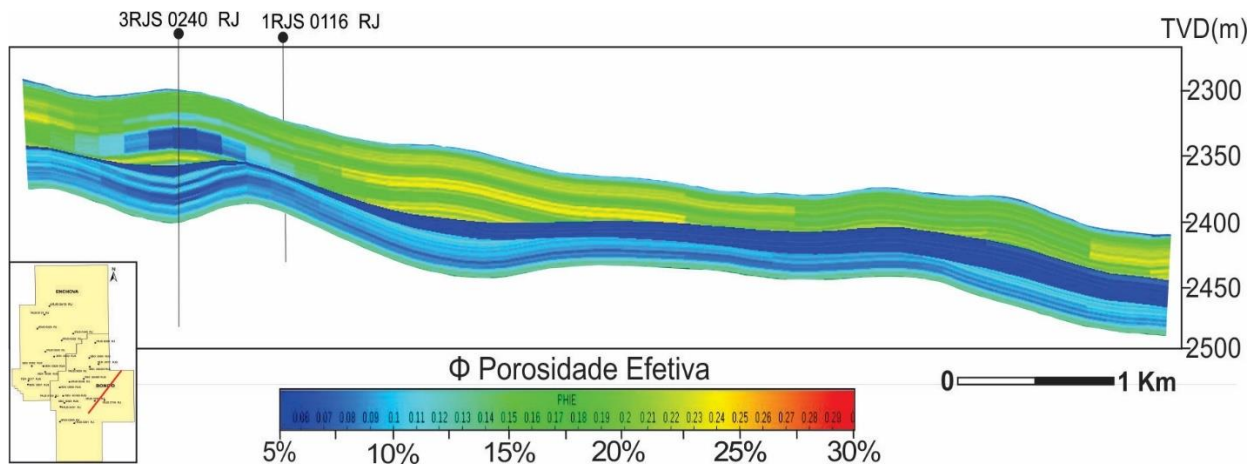
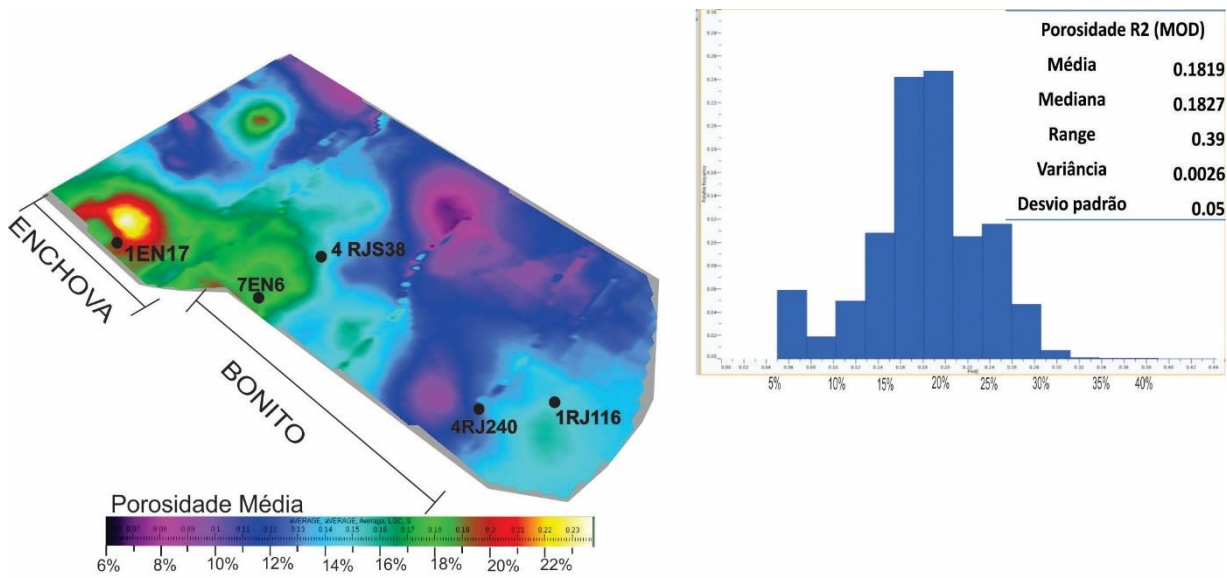


Figura 62: Modelo de porosidade região Sul de Bonito.



Segundo o mapa da média da porosidade ao longo do intervalo superior R2 os maiores valores porosos estão concentrados na porção oeste do campo de Enchova e centro-oeste da área de Bonito. Verifica-se uma similaridade da geometria apresentada pelos valores superiores da porosidade com a geometria canalizada e lobada interpretadas nos mapas de atributos sísmicos, nas áreas de Enchova e Bonito, respectivamente (Figura 63).

Figura 63: Mapa da média da porosidade efetiva modelada para o intervalo arenoso (R2).



CAPÍTULO 5 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A análise das descrições de testemunho e interpretações litológicas dos perfis geofísicos indica que os turbiditos estudados são compostos predominantemente por arenitos médios a grosseiros com ocorrência subordinada de níveis areno-conglomeráticos e conglomerativos. Verificou-se a presença de intraclastos argilosos em meio aos arenitos.

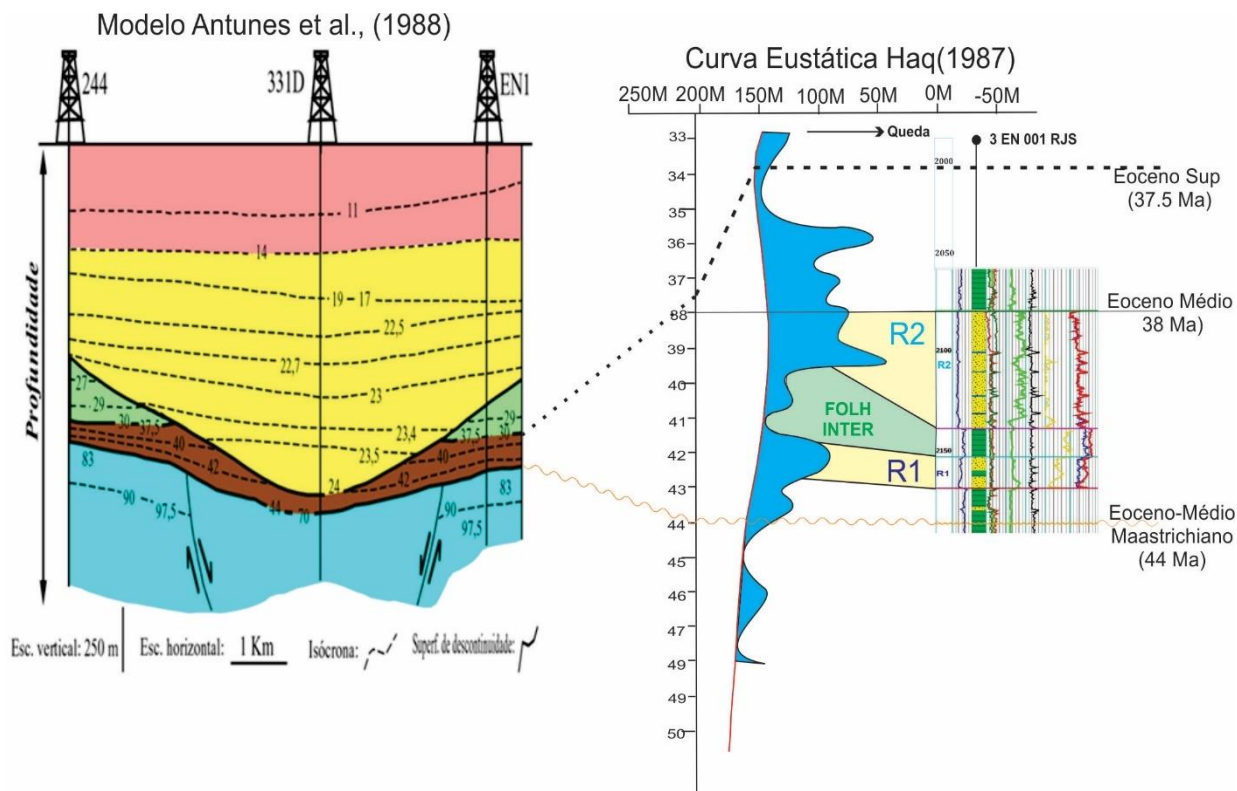
As características litofaciológicas dos turbiditos (Eoceno) de Enchova e Bonito se aproximam com as correntes de turbidez de alta densidade de Lowe (1982) (*high-density turbidity currents* – HDT) também denominadas fluxos gravitacionais concentrados, caracterizados pela predominância de fácies grosseiras (MULDER E ALEXANDER, 2001). Este tipo de fluxo detém alto potencial erosivo, escavando o fundo marinho e englobando clastos argilosos ao depósito arenoso final.

As correntes de turbidez de alta densidade (HDT), geralmente, estão posicionadas em um contexto, relativamente proximal, dentro leque turbidítico, (LOWE.,1982; MUTTI., 1992). As áreas correspondentes a Enchova e Bonito, no Eoceno, situavam-se próximas à plataforma carbonática correspondente ao Membro Grussaí (WINTER et al., 2007). Este fato indica um contexto relativamente proximal, dentro da bacia, na época. Uma evidência deste cenário ocorre nas descrições de testemunho dos poços 1 RJS 0116 RJ e 3 RJS 0240 RJ nas quais foram verificadas camadas (3 a 5 m) de conglomerados carbonáticos polimíticos que podem vir a representar sedimentos oriundos da plataforma carbonática (Siri) carregados pela corrente de turbidez do Eoceno.

Adicionalmente, não foram constatadas, em testemunhos e perfis elétrico-radioativos, sucessões de arenitos que gradam a folhelhos, ritmicamente intercalados representantes dos membros finais (C e D) da sequência Bouma. Estas litofácies, normalmente, são depositadas por fluxos de baixa densidade e carga relativamente fina correspondente as Corrente de Turbidez de Baixa Densidade de Lowe (1982) e, geralmente, são depositadas nas porções mais distais do leque turbidítico, ou seja, fundo de bacia.

A correlação entre a curva de variação eustática de Haq et al., (1987) com dados cronológicos (bioestratigráficos) de Enchova apresentados por Antunes et al.,(1988) e dados cronológicos da pasta de poço sugere que cada intervalo arenoso (R1 e R2) está relacionado a períodos de queda eustática relativa pertencentes a ciclos de 3ª ordem, visto o intervalo de 3 milhões de anos entre os máximos regressivos. Sendo que o nível pelítico intercalado a R1 e R2, possivelmente, representa o período de subida eustática limitando os dois períodos de queda (Figura 64).

Figura 64: Correlação entre o empilhamento dos níveis R1 e R2 com idades biocronológicas de Antunes et al.,(1988) e dados eustáticos de Haq et al., (1987).



Conforme evidenciado pela análise estratigráfica, os turbiditos (Eoceno) estão confinados por uma calha erosiva, associada à discordância Maastrichiano-Eoceno Médio. O eixo desta feição, orientada segundo NW-SE, localiza-se na área oeste dos campos que abrigou na sua zona de talvegue inúmeros canais e lobos ativos condicionando as maiores espessuras de areia turbidítica a esta região (Figura 65). Na mesma região correspondente a calha supracitada, a análise de atributos sísmicos permitiu caracterizar uma feição canalizada de 0-1 km de largura e 6-8 km de extensão, na área de Enchova e geometrias lobadas com 1-2 km de largura e 2-3 km de comprimento nas áreas centrais e sul de Bonito.

Baseados características litofaciológicas dos testemunhos, interpretações dos perfis geofísicos e nas geometrias e dimensões das feições interpretadas nos mapas de atributos sísmicos. Os turbiditos analisados podem ser classificados como turbiditos do tipo 2 de Mutti et al., (1985) marcados pela ocorrência de lobos canalizados, este depósitos também se aproximam dos turbiditos Marginais Mistos do tipo A de Mutti et al.,(2003) representados por depósitos relativamente grosseiros de transição entre plataforma e talude.

Segundo os mesmos critérios supracitados os turbiditos, da área de Enchova, são interpretados como Complexos de Canais ricos em cascalho e areia (CC) de Bruhn., (1998) e Bruhn et al., (2003), referidos por Moraes et al., (2006) como Complexo de Canais Discretos.

É importante ressaltar que as geometrias canalizadas interpretadas representam, provavelmente, canais composto, definidos por um conjunto de canais amalgamados com larguras típicas de 300-900 metros (Figura 65). Segundo (MORAES et al., 2006) esta é a feição mais detectada na sísmica sendo que sua ocorrência constitui um critério muito usado para a identificação dos reservatórios do tipo complexo de canais em subsuperfície.

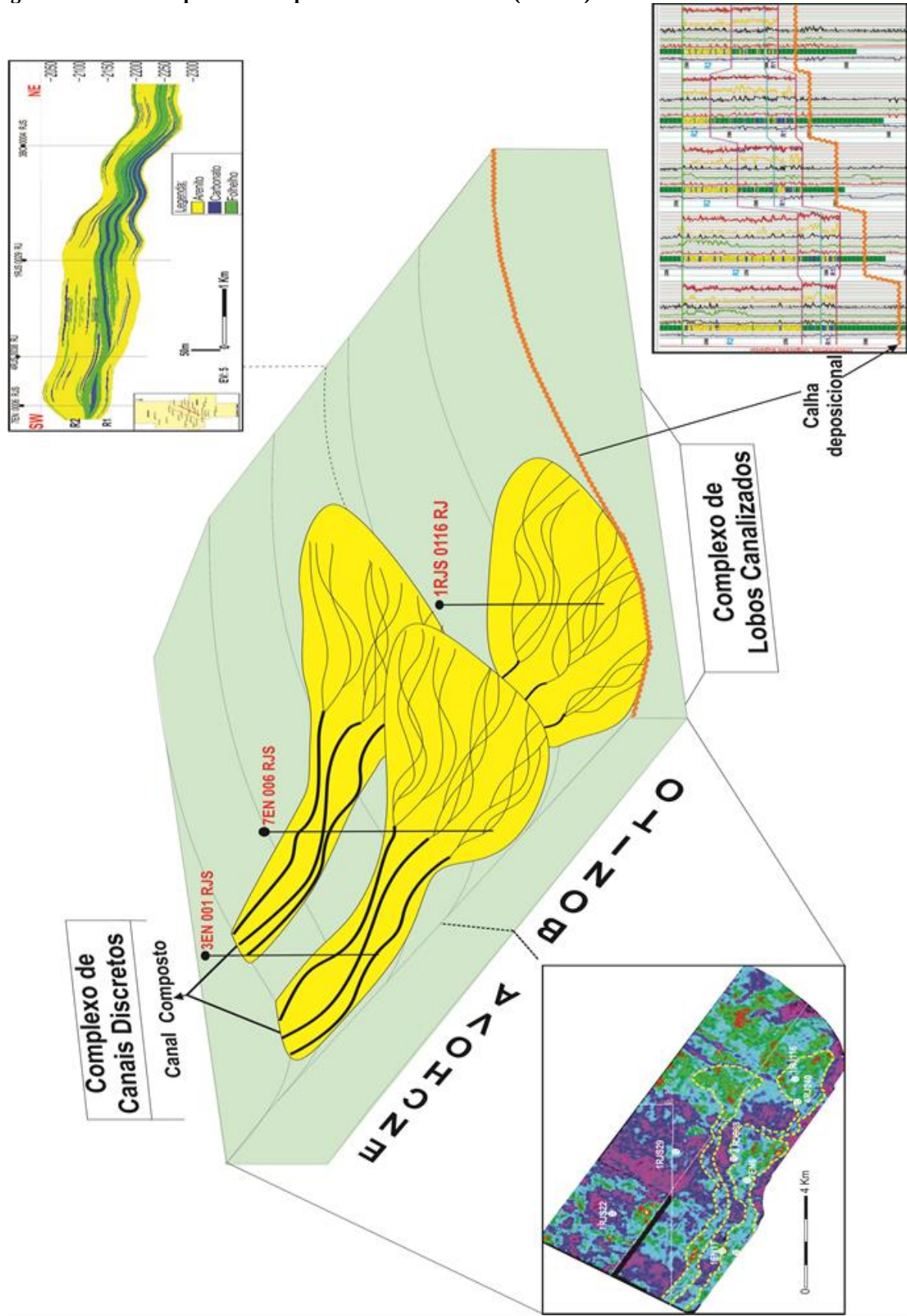
No campo de Bonito, os turbiditos são interpretados como Lobos confinados em calhas, ricos em cascalho e areia (GSLc) de Bruhn., (1998); Bruhn et al., (2003) correspondentes aos complexos de canais amalgamados de Moraes et al., (2006). Esta interpretação prevaleceu sobre os Lobos não confinados, ricos em areia (Sluc) em função da presença de arenitos conglomeráticos e conglomerados carbonáticos o quais não são esperados nos Lobos não confinados, visto que estes ocorrem preferencialmente nas porções distais da bacia.

Segundo o modelo litológico obtido pela krigagem indicativa, o intervalo arenoso superior R2 apresenta baixa heterogeneidade litológica, isto é, poucas ocorrências de folhelhos e carbonatos intercalados. Este resultado, provavelmente, indica uma conectividade de boa qualidade neste intervalo. No caso do intervalo inferior R1, este apresenta maior frequência de camadas de folhelhos indicando uma pior qualidade em termos de rocha reservatório. Segundo Moraes et al., (2006) tanto nos complexos de canais discretos como nos complexos amalgamados a conectividade tende a ser alta, em função da amalgamação dos canais e/ou lobos resultando em camadas de arenito contínuas e conectadas.

É importante registrar que a orientação dos canais introduz uma considerável anisotropia no sistema, ou seja, nas bordas dos canais a variação faciológica é maior enquanto o talvegue apresenta maior homogeneidade litológica (MORAES et al., 2006). Neste sentido, conforme o avaliado pelo mapa médio da porosidade, os reservatórios (R1; R2) apresentam maior continuidade desta propriedade segundo a direção NW-SE, correspondente à direção preferencial dos canais e lobos. A permeabilidade, possivelmente, acompanha esta tendência em função da sua relação direta com a porosidade.

O valor médio da porosidade efetiva estimado pela Krigagem Ordinária, da ordem de 20%, é coerente com os valores apresentados por Bruhn (1998); Bruhn et al., (2003) para os reservatórios compostos por Complexos de Canais Discretos e Lobos Confinados Ricos em cascalho e areia (GSLc), conforme o proposto para as áreas Enchova e Bonito respectivamente.

Figura 65: Modelo esquemático deposicional dos turbiditos (Eoceno) de Enchova e Bonito.



CAPÍTULO 6 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

A deposição dos turbiditos (Eoceno) nos campos de Enchova e Bonito foi controlada por uma calha erosiva relacionada à discordância Maastrichiano – Eoceno Médio o que resultou nas maiores espessuras turbidíticas concentradas a oeste dos campos. Estes depósitos foram transportados e acumulados por correntes de turbidez de alta densidade sobre um substrato pelítico evidenciado pelos fragmentos de argila em meio aos depósitos arenosos.

Foram identificados dois níveis turbidíticos (Eoceno) principais, R1 (inferior) com 5 a 15 metros de espessura e R2 (superior) com 30-120 metros de espessura. Os níveis se encontram intercalados por uma camada de folhelho de 5-20 metros. Os níveis foram depositados em resposta a quedas eustáticas relativas relacionadas a ciclos de 3ª ordem sendo o nível pelítico o representante do período de mar alto intercalada as duas quedas.

Os turbiditos de Enchova e Bonito de idade eocênica são compatíveis com os turbiditos do tipo 2 definidos por Mutti et al., (1985) e, também podem ser classificados como Turbiditos Marginais Mistos do tipo A conforme a classificação de Mutti et al., (2003).

Os níveis turbidíticos eocênicos apresenta-se compartimentado segundo três feições dômicas, alinhadas segundo NW-SE, separadas por falhas normais lítricas NE-SW. A estrutura a norte corresponde a área de Enchova e as estruturas a sul pertencem ao campo de Bonito.

Os limites do reservatório Eoceno são caracterizados pelas trapas estratigráficas formadas pelo canyon de Enchova a oeste e pelo acunhamento da camada de areia a leste e a norte. A sul uma trapa estrutural representada por uma falha normal lítrica delimita o reservatório.

Os atributos sísmicos *RMS Amplitude* e *Sum Negative Amplitude* apresentaram correlação forte com as espessuras do nível arenoso superior (R2), identificadas pelos coeficientes de correlação de 0,80 e 0,72 respectivamente.

Os turbiditos (Eoceno), área de Enchova, são formados por Complexos de Canais, ricos em cascalho e areia (CC). No campo de Bonito, estes depósitos representam os Lobos Ricos em Cascalho e Areia Confinados em Calha (GSLc), conforme as classificações propostas por Bruhn (1998); Bruhn et al., (2003).

Dentre os diversos atributos sísmicos analisados, os atributos *RMS Amplitude* e *Sum Negative Amplitude* apresentaram melhores respostas, em termos geométricos, isto é, evidenciaram anomalias com geometrias similares aos dos elementos deposicionais dos depósitos turbidíticos como: feições canalizadas e lobulares.

A Krigagem Indicativa mostrou-se uma ferramenta eficaz na geração do modelo litológico reproduzindo satisfatoriamente o contexto litoestratigráfico da área em estudo. Vale ressaltar que a análise qualitativa do método se baseou na integração com os atributos sísmicos, que se mostraram eficazes na caracterização da distribuição dos turbiditos.

A Krigagem Ordinária foi eficiente nas estimativas da porosidade efetiva, visto que o modelo de porosidade obtido apresenta-se coerente com o arcabouço litológico modelado e com os limites apresentados na literatura.

A análise do modelo litológico e mapas atributos sísmicos mostra tendências de maiores espessuras preservadas orientadas segundo a direção NW-SE, esta direção marca o eixo deposicional principal do complexo de canais e lobos turbidíticos definidos.

O principal nível reservatório, (R2), apresenta baixa heterogeneidade, ou seja, poucas intercalações de camadas de folhelho e/ou carbonato. Estas camadas, quando presentes, detém extensão lateral máxima de 800 metros resultando, principalmente, na perda de conectividade vertical do reservatório.

Segundo os mapas de atributos sísmicos e os modelos obtidos verifica-se a porção sudeste de Bonito constitui uma área com potencial exploratório nos reservatórios turbidíticos do Eoceno, a qual ainda não foi perfurada segundo o banco de dados da ANP.

CAPÍTULO 7 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERSON, P. E; NEWRICK, R. 2008, Strange but True Stories of Synthetic Seismograms, CSEG Recorder, 33, n°. 10, 2008.
- ANTUNES, R.L.; SONOKI, N.T.; CARMINATTI, M.: The Enchova Paleocanyon (Campos Basin-Brazil): Its Oligocene-Miocene History Based on Calcareous Nannoplankton Stratigraphy and Seismostratigraphy. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(3): 283-290 SET. 1988.
- ASMUS, H.E.; BAISCH, P.R. 1983. Geological evolution of the Brazilian continental margin. *Episodes*, 4: 3–9.
- ASMUS, H. E.; PONTE, F.C., 1973. The Brazilian Marginal Basins. In: *The Ocean Basins and Margins*, v1, The South Atlantic, A, E Nairn e F.G. (eds). P.87-133, Plenum Press, New York.
- ASMUS, H. E.; PORTO, R. 1972. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia*, 26, Belém, v. 2, p. 667-690.
- AZEVEDO, R. L., MILWARD, J. G. & VIVIERS, M.C.: Geo-história da Bacia de Campos, Brasil: do Albiano ao Maastrichtiano. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(2):139-146, JUN. 1987.
- BASSIOUNI, Z. 1994, Theory, Measurement and Interpretation of Well Logs. Society of Petroleum Engineers. SPE Textbook Series Vol. 4. 384 p.
- BAUMGARTEN, C. S. Campo de Bonito: Relacionamento Tectônica Sedimentação do Albiano ao Eoceno, *Bol.téc.PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, v 29, n.2, p 261-269, 1986.
- BANKHEAD, B. Integration: The Key to Reservoir Characterization. *The Seismic Observer*, 1999.
- BOUMA, A.H. 1962. Sedimentology of some Flysch Deposits; a Graphic Approach to Facies Interpretation. Amsterdam, Elsevier, 168 p
- BRUHN, C.H.L. & MORAES, M.A.S. (1988). Turbiditos brasileiros: caracterização geométrica e faciológica". In: *Anais do 35º Congresso Brasileiro de Geologia*, Belém, SBG, vol. 2, p.824-838.
- BRUHN, C.H.L. (1998). "Deep-water reservoirs from the eastern Brazilian rift and passive margin basins. In: AAPG International Conference & Exhibition, Rio de Janeiro, Part 2, Course Number 6 - Petroleum geology of rift and passive margin turbidites systems: Brazilian and worldwide examples.
- BRUHN, C.H.L.; GOMES, J.A.T.; DEL LUCCHESI JR., C.; JOHANN, P.R.S. 2003. Campos basin: Reservoir characterization and management – Historical Overview. *Offshore Technology Conference*. p. 1-14.
- BRUHN, C.H.L. & WALKER, R.G. 1995. High-resolution stratigraphy and sedimentary evolution of coarse-grained canyon-filling turbidites from the Upper Cretaceous Transgressive Megasequence, Campos Basin, Offshore Brazil. In: *Journal of Sedimentary Research*, Vol.B65, n.4, p.426-442.

BROWN, A. R., 2004, Interpretation of three dimensional seismic data (6th edition), Memoir 42, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, USA

CHANG, H.K.; KOWAMANN, R.O.; FIGUEIREDO, A.M.F.; BENDER, A.A. (1992). "Tectonics and stratigraphy of the east Brazil rift system: an overview". In: Tectonophysics, vol. 213, p. 97-138

CHANG, H. K.; KOWSMANN, R. O.; FIGUEIREDO, A. M. F.: New concepts on the development of east Brazilian marginal basins. Episodes, v.11, nº 3, p.110-121, 1988.

CHANG H.K.; KOWSMANN R.O., 1987. Interpretação genética das sequências estratigráficas das Bacias da Margem Continental Brasileira. Revista Brasileira de Geociências, 17(2): 74-80.

CHEN, Q., AND SIDNEY, S., 1997. Seismic attributes technology for reservoir forecasting and monitoring: The Leading Edge, 16, 445-456 p.

CONTRERAS S. Modelagem 3D e identificação de ambientes sedimentares em registros de poço, nos níveis das formações Oficina e Merecure do campo Socororo. (Estado Anzoátegui - Venezuela). Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, 2008. 154p. (Tese de Doutorado).

COSENTINO, L. 2001. Integrated Reservoir Studies. Institut Français du Pétrole Publications. Editions Technip, Paris.

D'AVILLA R.S.F.et al; 2008.Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil.Ambientes Marinhos Profundos Turbidíticos. 1a edição.São Paulo 244-301 p.

DEUTSCH, C.V., JOURNAL, A.G. GSLIB Geostatistical Software Library and User's Guide. Oxford University Press. 1992. 340 p.

DIAS, J. L.; SCARTON, J. C.; ESTEVES, F. R.; CARMINATTI, M.; GUARDADO, L. R. 1990. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. In: Raja Gabaglia, G. P. M., E.J. (Coords.) Origem e evolução de Bacias Sedimentares. Petrobrás, p. 333-360.

DIAS-BRITO, D. E AZEVEDO, R. L. M. 1986. As sequências deposicionais marinhas da Bacia de Campos sob a ótica paleoecológica. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, v.34, 38-49.

DIAS-BRITO, D. Bacias carbonáticas da costa do Brasil no Albiano-Cenomaniano: evolução paleobatimétrica comparativa a partir de análises de microfácies. In: BOLETIM DO 4º SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, Rio Claro, 4. 1996.

FIGUEIREDO, A. M. F.; MOHRIAK, W. U., 1984 – A TECTÔNICA SALÍFERA E AS ACUMULAÇÕES DE PETRÓLEO DA BACIA DE CAMPOS. IN: Congresso Brasileiro de Geologia, 33., RIO DE JANEIRO. Anais Rio de Janeiro: SBG, p. 1380-1394.

GUERRA, P.A.G. Geoestatística operacional. Brasília: Departamento Nacional de Produção Mineral, 1988. 145 p.

GUARDADO, L.R.; GAMBOA, L.A.P. & LUCCHESI, C.T. 1990. Petroleum Geology of the Campos Basin, Brazil, a Model for a Producing Atlantic Type Basin. AAPG Memoir 48. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, p. 3-79.

- GOOVAERTS, P. Geostatistics for natural resources evaluation. Oxford: Oxford University Press, 1997. 496 p.
- KELKAR, M.,; PEREZ, G., 2002, Applied Geostatistics for Reservoir Characterization. Texas: Society of Petroleum Engineers Inc.
- KUENEN, PH.H. ; MIGLIORINI, C.I. 1950. Turbidity Currents as a Cause of Graded Bedding. *Journal of Geology*, v. 58, p. 91-127.
- LANDIM, P. M. B. Análise estatística de dados geológicos. 2. ed. atual. e ampl. São Paulo/SP: Fundação Editora da UNESP/FEU, 2003 253p.
- LANDIM, P.M.B. e STURARO, J.R. Krigagem indicativa aplicada à elaboração de mapas probabilísticos de riscos. DGA, IGCE, UNESP/ Rio Claro, Lab. Geomatemática, Texto Didático 06, 19 pp. 2002.
- LOWE, D. R. 1982. Sediment gravity flows II: depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52:279-297.
- MORAES, M. A. S., BLASKOVISC, P. R., PARAIZO, P. L. B. Arquitetura de reservatórios de águas profundas. *Boletim de Geociências Petrobras* v.14, n.1, p.7- 25, 2006.
- MONTEIRO, R C. Gestão de recursos hídricos subterrâneos e o mapeamento espaço temporal da superfície potenciométrica do sistema Aquífero Guarani na cidade de Ribeirão Preto (SP), Brasil. Rio Claro, 2003. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, 2003.
- MIDDLETON, G.V.; HAMPTON, M.A. 1973. Sediment Gravity Flows: Mechanics of Flow and Deposition. In: Middleton, G.V. & Bouma, A.H. (eds.). *Turbidites and Deepwater Sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Los Angeles, p. 1-38.
- MUTTI, E., R. TINTERRI, G. BENEVELLI, D. DIBIASE, AND G. CAVANNA, 2003, Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basin In E. MUTTI, G.S. STEFFENS, C. PIRMEZ, M. ORLANDO, AND D. ROBERTS, (eds.), *Turbidites; models and problems: Marine and Petroleum Geology*, v. 20/6-8, p. 733-755.
- MUTTI E., E. CARMINATTI M., 2012, Deep-water sands in the Brazilian offshore basins: AAPG Search and Discovery Article 30219,
- OJEDA, H.A., 1982. Structural framework, stratigraphy and evolution of Brazilian marginal basins. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 66, no. 6, p. 732-749.
- OLEA, R.A. Geostatistics for engineers and earth scientists. [s.l.]: Kluwer, 1999. 328 p.
- PARAIZO, P. L. B. Modelagem numérica para tratamento de dados geológicos. Campinas: Faculdade de Engenharia Mecânica/ Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 1993. 137p. Dissertação de Mestrado.
- PICKERING, K.; STOW, D.; WATSON, M. & HISCOTT, R. 1986. Deepwater facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth-Science Reviews*, 23:75-174.
- PYRCZ, M.; V. DEUTSCH, C. Geostatistical Reservoir Modelling. 2. ed. New York: Oxford University Press, 2014.

PONTE, F. C., ASMUS, H. E. Geological framework of the Brazilian continental margin: *Geologische Rundschau* v.67, 1978, p.201-235

PONTE, F.C, DAUZACKER, M.V, PORTO R.1978. Origem e acumulação de petróleo nas bacias sedimentares brasileiras. *Anais do Congresso Brasileiro de Petróleo* v.2, 1, Rio de Janeiro, p. 121- 147.

RANGEL, H. D.; MARTINS, F. A. L.; ESTEVES, F. R.; FEIJÓ, F.J. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v.8, n.1. p. 2003-218, 1994.

RANGEL, H. D. ; MARTINS, C. C. 1998.Principais compartimentos exploratórios, Bacia de Campos. In: (ed.) *Searching For Oil and Gas in the Land of Giants*. Rio de Janeiro, Schlumberger 32-40.

RIDER, M. *The Geological Interpretation of Well Logs*. 2nd. ed. Sutherland: Rider-French Consulting Ltd, 2000. 280 p.

SANCEVERO, Sérgio Sacani (2007). Estudo de aplicação de métodos quantitativos em dados sísmicos no processo de caracterização integrada de reservatórios. Tese de Doutorado. Unicamp. 237p

SERRA, O.; ABBOT, H.T. The contribution of logging data to sedimentology and stratigraphy. In: 55 ° Annual Technical Conference Exhibition of the Society of Petroleum Engineers. Dallas, 1980 (SPE, 9270)

SCHALLER, H. Estratigrafia da Bacia de Campos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., 1973, Aracaju. *Anais*. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1973. v. 3, p. 247-258.

SRIVASTAVA, R. M. An overview of stochastic methods for reservoir characterization. In: YARUS J M & CHAMBERS R L (eds) *Stochastic modeling and Geostatistics: principles, methods and case studies*. Tulsa-OK: AAPG Computer Applications in Geology, 1994, 3-16.

SPADINI, A,R. 1982. Textura diagênese dos calcários de granulação finada formação Macaé, Bacia de Santos. In CONG. BRAS. PETRÔLEO 2, Rio de Janeiro, 1982. *Anais* Rio de Janeiro, IBP (trabalho nº 18).

WALKER, R.G. 1978. Deep-Water Sandstone Facies and Ancient Submarine Fans: Models for Exploration and Stratigraphic Traps. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 62, p. 932-966.

WINTER W. R.; JAHNERT, R. J.; FRANÇA, A. B., 2007. Bacia de Campos. In: MILANI, E.J., 2007. *Boletim de Geociências da Petrobrás* – v. 15, n. 2, maio/nov.– Rio de Janeiro, RJ, Brasil. p.386.