



UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA

PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM DINÂMICA DOS OCEANOS E DA TERRA

LEONARDO VIANA DE ALBUQUERQUE MELLO

SISMOFACIES DOS SISTEMAS TURBIDÍTICOS E DELTAICOS DAS FORMAÇÕES
MARACANGALHA E MARFIM NO CAMPO DE MASSAPÊ, BACIA DO RECÔNCAVO

NITERÓI

2022

LEONARDO VIANA DE ALBUQUERQUE MELLO

SISMOFACIES DOS SISTEMAS TURBIDÍTICOS E DELTAICOS DAS FORMAÇÕES
MARACANGALHA E MARFIM NO CAMPO DE MASSAPÊ, BACIA DO RECÔNCAVO

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

Orientador:

Dr. Antonio Fernando Menezes Freire

Coorientador:

Dr. Wagner Moreira Lupinacci

Niterói

2022

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

M527s Mello, Leonardo Viana de Albuquerque
Sismofacies dos Sistemas Turbidíticos e Deltaicos das
Formações Maracangalha e Marfim no Campo de Massapê, Bacia
do Recôncavo / Leonardo Viana de Albuquerque Mello ; Antonio
Fernando Menezes Freire, orientador ; Wagner Moreira
Lupinacci, coorientador. Niterói, 2022.
87 f. : il.

Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense,
Niterói, 2022.

DOI: <http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT.2022.m.15340377725>

1. Interpretação Sísmica. 2. Bacia do Recôncavo. 3.
Turbiditos. 4. Sismoestratigrafia. 5. Produção intelectual.
I. Freire, Antonio Fernando Menezes, orientador. II.
Lupinacci, Wagner Moreira, coorientador. III. Universidade
Federal Fluminense. Instituto de Geociências. IV. Título.

CDD -

LEONARDO VIANA DE ALBUQUERQUE MELLO

SISMOFACIES DOS SISTEMAS TURBIDÍTICOS E DELTAICOS DAS FORMAÇÕES
MARACANGALHA E MARFIM NO CAMPO DE MASSAPÊ, BACIA DO RECÔNCAVO

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

Aprovado em 29 de agosto de 2022.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Antonio Fernando Menezes Freire – Orientador (GIECAR/DOT/UFF)

Prof. Dr. Wagner Moreira Lupinacci – Coorientador (GIECAR/DOT/UFF)

Prof. Dr. Francisco Romério Abrantes Júnior (GIECAR/DOT/UFF)

Dr. Pierre Muzzi Magalhães (Petrobras)

Dr. Roberto Salvador Francisco d'Ávila (Petrobras)

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Petrobras pelo financiamento do projeto de PD&I intitulado Estratigrafia de Alta Resolução e Petrofísica em Sistemas Turbidíticos em Bacias do Tipo Rifte.

Aos meus orientadores Antonio Fernando Menezes Freire e Wagner Moreira Lupinacci por todo o apoio e paciência despendido ao longo dos últimos tempos.

À banca examinadora, Francisco Romério, excelente professor recém ingresso na UFF, Pierre Muzzi e Roberto D'Ávila, duas grandes figuras da nossa área no Brasil cuja presença nessa banca é uma honra para mim.

Aos demais companheiros do projeto, mesmo aqueles com quem não cheguei a trabalhar junto - Professor Rodrigo Bijani, Mario Ramos, Fernando Vizeu, Carolina Ferreira, Thais Candido, Yasmin Leone, Sérgio Cirino, Gabriel Rocha, Thais Sales, Natacha Oliveira e Igor Neves.

À Universidade Federal Fluminense por toda a estrutura, administração e manutenção de todo o espaço necessário para a realização de atividades acadêmicas e por ser lar de tantos afetos.

Ao Departamento de Geologia e Geofísica por manterem a boa reputação e grande qualidade da graduação e pós-graduação da UFF.

Às secretárias do departamento por toda a organização e paciência.

Aos funcionários de todo o Instituto de Geociências por zelarem pela limpeza e segurança do prédio nesses tempos tão peculiares de pandemia.

À ANP pelo fornecimento dos dados, tanto poços quanto sísmicos, utilizados neste trabalho.

À dGB Earth Sciences por desenvolver o *software* com versão gratuita utilizado neste trabalho.

Agradeço a Alexandra Elbakyan, fundadora do Sci-Hub, sem o qual esse e tantos outros trabalhos acadêmicos não seriam possíveis.

Agradeço também à minha família por me permitirem que eu desenvolvesse a pessoa que sou hoje, por todo o apoio na jornada que me levou até aqui e por acreditarem em mim.

Aos meus amigos sem os quais a vida não seria possível.

À Bruna Silva que chegou aos 45 do segundo tempo com uma contribuição importantíssima

Agradeço a todo o povo brasileiro, base que sustenta as instituições públicas desse país que nos permitem ter uma pontinha de esperança de que esse país tem futuro.

Por fim, agradeço aos todos os governos que, diferente do atual, defenderam e financiaram o ensino superior público no Brasil.

“Depois que cansei de procurar,
aprendi a encontrar.
Depois que um vento me opôs resistência,
velejo com todos os ventos”
(F. W. Nietzsche)

RESUMO

A Bacia do Recôncavo possui os primeiros campos de petróleo descobertos em terras brasileiras. Em função de sua longevidade existe uma farta quantidade de dados geofísicos e trabalhos acadêmicos feitos sobre essa bacia. Apesar de um longo tempo de produção, alguns campos passaram por um grande crescimento de sua produção no início dos anos 2000 em função de novos levantamentos feitos. Um desses campos é o Campo de Massapê, que é a área estudada nesse trabalho e sobre a qual diversos trabalhos acadêmicos têm sido produzidos no âmbito de diversos projetos de PD&I, incluindo o projeto intitulado “Estratigrafia de Alta Resolução e Petrofísica em Sistemas Turbidíticos em Bacias do Tipo Rifte”, do qual o presente trabalho faz parte. Nesse projeto já foram realizados trabalhos para identificação de estágios turbidíticos em poços, reconhecimento da distribuição de argilosidade em reservatórios, melhoria dos dados sísmicos, inversão acústica etc. O presente trabalho tem por objetivo concluir esse projeto através do mapeamento de sismofácies referentes aos estágios turbidíticos de idade Rio da Serra. Utilizando-se dos dados sísmicos anteriormente melhorados e com a calibração de poços, foi possível identificar diversas feições relacionadas aos corpos turbidíticos, como feições de canal, *levees* e lobos, mapear um importante marco estratigráfico, o Marco Acarajé, além de descobrir um importante limite de sequências com refletores terminando em *onlaps*. A partir dessa descoberta, e considerando as descrições sobre as formações da bacia em outros trabalhos, foi aqui proposto que o intervalo identificado acima do limite de sequências fosse reinterpretado como pertencente ao Membro Catu, da Formação Marfim. Também foi possível concluir que os mapas de espessura dos estágios turbidíticos, bem como as distribuições de argilosidade com o auxílio de atributos sísmicos, estão de acordo com as feições identificadas neste trabalho, sempre levando-se em consideração toda a limitação imposta pela baixa resolução sísmica do dado.

Palavras-chave: Interpretação Sísmica, Sismoestratigrafia, Atributos Sísmicos, Bacia do Recôncavo, Turbiditos, Sistemas Deltaicos.

ABSTRACT

The Recôncavo Basin hosts the first petroleum fields discovered in Brazilian lands. Due to its longevity, there is a large amount of geophysical data and academic works made about this basin. Despite its long production period, some fields experienced a great production rise in the early 2000's thanks to new surveys made. One of these fields is the Massapê Field, which is the studied area in this work and about which many academic works have been developed in the scope of many RD&I projects, including the project named "Estratigrafia de Alta Resolução e Petrofísica em Sistemas Turbidíticos em Bacias do Tipo Rifte", granted by Petrobras, which this work is part of. In this project, many works have been made in order to identify turbiditic stages from wells, reservoir clayey distribution, seismic data quality enhancement, acoustic inversion etc. This work has the objective to finish this project by mapping seismic facies referred to turbiditic stages of Rio da Serra age. By the use of seismic data before enhanced, and using well ties to calibrate, it was possible to identify many features related to turbidites bodies, such as channels, levees and lobes, to map an important stratigraphic marker, the Marco Acarajé, and also map a sequence boundary with reflectors terminating as onlaps. From this discovery, considering the descriptions made about the formations within the basin, it is here proposed that the sedimentary package above the sequence boundary should be interpreted as the Catu Member, Marfim Formation. It was also possible to conclude that the turbidite systems thickness maps, as well as clay distributions maps with the help of seismic attributes, are in accordance with the features identified in this work, always considering the limitations imposed by the low seismic resolution.

Keywords: Seismic Interpretation, Seismic Stratigraphy, Seismic Attributes, Recôncavo Basin, Turbidites, Deltaic Systems.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: Histórico de produção do Campo de Massapê, onde observa-se a mudança de tendência a partir de 2004. Fonte: ANP (2015). 14
- Figura 2: Localização do Campo de Massapê. Fonte: ANP (2015). 15
- Figura 3: Localização e arcabouço estrutural da Bacia do Recôncavo. Fonte: Prates & Fernandes (2015). 18
- Figura 4: Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo. Fonte: Silva *et al.* (2007). 21
- Figura 5: Reconhecimento dos 23 estágios turbidíticos do Membro Caruaçu no Campo de Massapê. TC = Complexo Turbidíticos, TS = Sistema Turbidítico e TSt = Estágio Turbidítico. Fonte: Freire *et al.* (2020). 24
- Figura 6: Mapa de isópacas, da esquerda para a direita e da base para o topo, dos sistemas CR-3, CR-2 e CR-1; as cores representam a espessura. Fonte: Ferreira da Silva (2020) e adaptado pelo autor. 25
- Figura 7: Mapas de distribuição da argilosidade, da esquerda para a direita, dos sistemas CR-3, CR-2 e CR-1. As cores marrons representam menor teor de argila, indicando, portanto, as zonas centrais dos lobos turbidíticos. As setas representam a direção preferencial do fluxo turbidítico. É importante ressaltar a presença de mais de uma região de depocentro do sistema CR-1. Fonte: Candido da Silva (2021). 26
- Figura 8: Esquema de uma corrente de turbidez com a camada de grãos mais grossos sobreposta pela camada de fluxo turbulento. Fonte: Tinterri *et al.* (2020) e adaptado pelo autor. 27
- Figura 9: Sequência de Bouma e seu cone deposicional, baseado no regime de fluxo de Walker (1967). Fonte: Tinterri (2020) e adaptado pelo autor. 28
- Figura 10: Tratos de facies sedimentares turbidíticas de Mutti (1992). Fonte: Tinterri *et al.* (2020) e adaptado pelo autor. 29
- Figura 11: Hierarquia dos eventos que caracterizam a sedimentação turbidítica. Fonte: Leone (2020), modificado de Mutti e Normark (1991) 30
- Figura 12: linha sísmica com uma feição representativa de canal e depósitos de *levees*. Fonte: Posamentier (2004) e adaptado pelo autor 31
- Figura 13: À esquerda, uma feição de canal, com a representação da migração do canal e seus meandros à direita. Acima, um exemplo em seção, abaixo um exemplo em *horizon slice*. Fonte: Posamentier (2003) e adaptado pelo autor. 32
- Figura 14: Mapa de magnitude sísmica da associação canal-*levee* com desenho esquemático acima. Fonte: Catuneanu (2006), adaptado pelo autor. 33
- Figura 15: Desenho esquemático de um sistema deltaico. Fonte: Nichols (2009), adaptado pelo autor. 35
- Figura 16: Desenho esquemático de um sistema deltaico em águas rasas. Fonte: Nichols (2009), adaptado pelo autor. 36

- Figura 17: A: sísmica não interpretada; e B: sísmica com deltas progradantes interpretados. Fonte: Catuneanu (2006), adaptado pelo autor. 36
- Figura 18: Tipos de terminações estratiais. Fonte: Catuneanu (2006). 39
- Figura 19: Desenhos esquemáticos dos tipos de configuração interna dos refletores. Fonte: Mitchum *et al.* (1977) e adaptado pelo autor. 41
- Figura 20: Desenho esquemático dos tipos de características externas dos refletores. Fonte: Mitchum *et al.* (1977) e adaptado pelo autor. 42
- Figura 21: Desenho esquemático do critério de Rayleigh. Fonte: Kallweit e Wood (1982), adaptado pelo autor. 44
- Figura 22: Desenho esquemático comparando os critérios de Rayleigh e Ricker. Fonte: Kallweit e Wood (1983) e adaptado pelo autor. 45
- Figura 23: Comparação entre um dado bruto, na esquerda, e o dado após a aplicação do *structural smoothing*, à direita, onde percebe-se um ganho de nitidez dos refletores. Fonte: Ngeri *et al.*, 2015. 47
- Figura 24: À direita a GLCM de cada uma das regiões 1, 2 e 3 da figura à esquerda, mostrando a distribuição dos valores dos pixels. Fonte: Chopra (2006). 48
- Figura 25: Valores de homogeneidade do atributo *texture* em um reservatório de areia. Fonte: Chopra & Alexeev (2006), adaptado pelo autor. 48
- Figura 26: Em a) a sísmica na amplitude original e em b) a mesma seção após a aplicação da TecVA. Fonte: Bulhões (2005). 50
- Figura 27: Área do volume sísmico, à esquerda, com os polígonos dos campos de Massapê (vermelho), ao norte, e Cantagalo (azul), ao sul; à direita uma *cross-line* desse mesmo volume. Fonte: Autor. 52
- Figura 28: Espectro de frequências do volume sísmico bruto em (a), volume pós *Structural Smooth* em (b) e após filtro inverso Q em (c). Fonte: Leone (2020). 53
- Figura 29: *Wavelet* do dado no domínio do tempo, à esquerda, e no domínio das frequências, à direita. Fonte: autor. 54
- Figura 30: Poço 7-MP-22D-BA com litologia e estágios interpretados, perfis gama, resistividade, sônico e argilosidade. Fonte: Candido da Silva (2021). 54
- Figura 31: Marco Acarajé mapeado em verde, sobreposto ao topo da Formação Candeias em tons de cinza, destacando-se o diápiro de Massapê à oeste representado pelos tons mais claros de cinza. A linha vermelha marca a *cross-line* 378 utilizada para demonstrar a amarração com o poço 7-MP-36D-BA, representado pelo ponto rosa nesta figura. Escala verde em TWT. 59
- Figura 32: Marco Acarajé, em verde escuro, com poço amarrado na *cross-line* 378. Em azul o Marco 15 e em verde claro o topo da Formação Candeias. O marcador do poço 7-MP-36D-BA não coincide totalmente com o mapeado na sísmica em função da filtragem do Marco Acarajé mapeado, além da ambiguidade que existe em função da baixa resolução sísmica e a possível influência do caráter direcional do poço. 60

- Figura 33: seção de uma *random line*, à esquerda, muito próxima da *cross-line* 339, com a amplitude em escala de cinza, evidenciando as terminações em *onlap* e o perfil de raios gama dos poços 7-MP-22D-BA e 7-MP-35D-BA evidenciando pacotes mais ou menos argilosos; à direita a visão em mapa desta mesma seção, com o poço MP-22D representado pelo ponto rosa e o poço MP-35D pelo ponto azul. 60-61
- Figura 34: *Cross-line* 333 onde fica mais evidente uma erosão dos refletores contínuos acima do limite de sequências. 62
- Figura 35: Visão em mapa do limite de sequências mapeado. Escala de cores em TWT. 63
- Figura 36: Prodeltas interpretados em mapa, do mais antigo para o mais novo de (a) a (g). Escala colorida em de TWT, sendo vermelho o mais raso, ou de menor tempo duplo. 64-65
- Figura 37: *In-line* 203 mostrando a distribuição lateral e relação temporal entre os prodeltas mapeados no intervalo CR-1 acima e a representação da linha e dos prodeltas em mapa abaixo. 66
- Figura 38: feições de corte e preenchimento referente a pequenos canais, com amplitude forte e rápida terminação lateral à esquerda, e a representação em mapa da linha e dos canais à direita. 67
- Figura 39: Feição de corte e preenchimento na *cross-line* 348 referente aos caminhos mais longevos de transporte de sedimentos, com preenchimento complexo e aparente migração de canais à esquerda, e representação em mapa da linha e dos canais à direita. 68
- Figura 40: Feições de lobo na *cross-line* 369 em amarelo e laranja (foi escolhido laranja para melhor visualização em cima do refletor branco) à esquerda e localização em mapa da linha e das feições à direita. 68
- Figura 41: Feições de *levee*, conforme proposto por Mutti e Normark (1991) em lilás na *cross-line* 360 à esquerda, e a representação em mapa dessas feições e da linha à direita. 69
- Figura 42: Feições com boa continuidade interpoladas na *cross-line* 375 à esquerda e em mapa com os horizontes 3D gerados à direita. A escala de cores é específica para cada feição mapeada, sendo o azul os maiores tempos (mais profundos) e vermelho os menores tempos (mais rasos). 69
- Figura 43: Feições com boa continuidade interpoladas na *cross-line* 360 à esquerda e em mapa com os horizontes 3D gerados à direita. 70
- Figura 44: Feições com boa continuidade interpoladas na *cross-line* 345 à esquerda e em mapa com os horizontes 3D gerados à direita. 70
- Figura 45: *Time-slices* 1676 acima e 1636 abaixo, com imagem não interpretada à esquerda e feições de canal e lobo interpretados à direita, sobrepostos aos diápiros do topo da Formação Candeias, em escala de verde. A geometria sugere um fluxo SSW-NNE. Amplitude em escala de cinza. 72
- Figura 46: sobreposição do atributo Amplitude RMS, em vermelho, com o atributo TecVA, em cinza na *in-line* 339. 73

Figura 47: Prodeltas mapeados no intervalo CR-1 com o atributo de homogeneidade da textura, do mais antigo para o mais novo de (a) a (g). A escala de cores indica maior homogeneidade nas regiões em vermelho, interpretadas como depocentro do sistema acima do limite de sequências, indicando argilas. 75-76

Figura 48: Comparação da feição de pro-delta mapeada em escala de cor de textura à esquerda com o mapa de argilosidade de Candido da Silva (2021) correspondente ao sistema CR-1, à direita. 77

Figura 49: Canal que distorce o refletor referente a prodelta na *cross-line* 234, à esquerda, e em mapa à direita. Em tons de cinza do mais claro para o mais escuro é a profundidade do canal. Os tons coloridos são os valores de homogeneidade. 77

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	13
1.1 MOTIVAÇÃO	14
1.2 OBJETIVO	15
2. CONTEXTO GEOLÓGICO	17
2.1 FORMAÇÃO MARACANGALHA	22
2.1.1 MEMBRO CARUAÇU	22
2.2 MEMBRO CATU, FORMAÇÃO MARFIM	23
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	27
3.1 TURBIDITOS	27
3.1.1 FEIÇÃO EROSIONAIS	30
3.1.2 CANAIS	30
3.1.3 DEPÓSITOS DE <i>OVERBANK</i>	32
3.1.4 LOBOS DEPOSICIONAIS	33
3.1.5 DEPÓSITOS DE TRANSIÇÃO CANAL-LOBO	34
3.2 SISTEMAS DELTAICOS	34
3.3 SISMOESTRATIGRAFIA	36
3.4 RESOLUÇÃO SÍSMICA	42
3.4.1 CRITÉRIO DE RAYLEIGH	43
3.4.2 CRITÉRIO DE RICKER	43
3.4.3 CRITÉRIO DE WIDESS	43
3.4.4 RESOLUÇÃO TEMPORAL E ESPESSURA DE <i>TUNING</i>	44
3.5 ATRIBUTOS SÍSMICOS	45
3.5.1 <i>STRUCTURAL SMOOTHING</i>	46
3.5.2 <i>TEXTURE</i>	46
3.5.3 AMPLITUDE RMS	49
3.5.4 TECVA	49
3.5.5 FILTRO INVERSO Q	50
4. BASE DE DADOS	52
4.1 SÍSMICA	52
4.2 POÇOS	54
5. METODOLOGIA	55
5.1 AMARRAÇÃO DE POÇOS	52
5.2 MARCOS ARACAJÉ E ABARÁ	52
5.3 LIMITE DE SEQUÊNCIAS	56
5.4 FEIÇÕES TURBIDÍTICAS	56
5.5 ATRIBUTOS	57
6. RESULTADOS E DISCUSSÃO	58
6.1 AMARRAÇÃO DE POÇOS	58
6.2 MARCOS ACARAJÉ E ABARÁ	58
6.3 LIMITE DE SEQUÊNCIAS	60
6.4 FEIÇÕES TURBIDÍTICAS	67
6.5 ATRIBUTOS	77
6.6 ATLAS DE SISMOFACIES	77

7. CONCLUSÃO	83
8. RECOMENDAÇÕES	84
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	85

1 INTRODUÇÃO

A Bacia do Recôncavo tem sua formação associada ao contexto de rifte abortado durante o processo de ruptura que levaria à fragmentação do Supercontinente Gondwana (SILVA *et al.*, 2007). Com a deposição de folhelhos lacustres geradores da Formação Candeias, durante a fase rifte, seguiu-se a formação de espessos depósitos turbidíticos da Formação Maracangalha nos blocos mais subsidentes, sob importante influência da argilocinese. Acima desses depósitos formaram-se os sistemas flúvio-deltaicos prográdantes da Formação Marfim, sobrepostos pelos sistemas deltaicos da Formação Pojuca em um período de maior quiescência tectônica (BASTOS, 2015).

Essa configuração geológica proporcionou a formação dos primeiros sistemas petrolíferos descobertos no subsolo brasileiro, com a descoberta do Campo de Lobato, em Salvador, em 1939. A partir de então, diversos importantes campos comerciais foram descobertos, como Candeias, Buracica, Miranga, Araçás e o próprio campo de Massapê, estudado neste trabalho.

Conhecida informalmente como Bacia Escola, a Bacia do Recôncavo é de inquestionável importância econômica e estratégica para o Brasil, uma vez que representa o primeiro capítulo da exploração de petróleo do país, em uma época em que ainda havia muitas dúvidas sobre o potencial petrolífero brasileiro. Até 2017, havia na bacia 65 campos de óleo e 16 campos de gás em produção, que naquele mesmo ano chegaram a produzir uma média de 33 mil barris de óleo e 2.300 m³ de gás por dia. Com 6.725 poços, a bacia produziu um montante de 1,6 bilhão de barris de óleo e 73,2 bilhões de m³ de gás até então, de acordo com dados da Agência Nacional de Petróleo, Biocombustíveis e Gás Natural, a ANP (BASTOS, 2017).

A produção, no entanto, nem sempre foi constante. No final dos anos 90, a diminuição da exploração foi acompanhada também por um importante período de redução da produção. Porém, com a quebra de monopólio da Petrobras e a formação da ANP, em 1997, uma nova rodada de esforços exploratórios se instaurou. A nova aquisição de mais de 4.600 km² de sísmica 3D, 13.500 km de sísmica 2D e levantamentos gravimétricos e magnetométricos levou a uma retomada crescente de descobertas de acumulações de hidrocarbonetos na bacia (PRATES & FERNANDEZ, 2015). Com isso, mesmo se tratando de uma bacia madura, as reservas provadas somam 182 milhões de barris de óleo e 5,5 bilhões de m³ de gás (PRATES & FERNANDES, 2015).

Esse novo período de descobertas e aumento de produção é o motivador deste trabalho, que procura acrescentar mais conhecimentos sobre a Bacia do Recôncavo, e, conseqüentemente, auxiliar em um potencial incremento da produção, tendo como base a vasta gama de dados e

estudos já realizados até aqui, mais especificamente considerando o contexto do Campo de Massapê.

Por isso, neste trabalho será abordado o contexto geológico da Bacia do Recôncavo como um todo, entrando em detalhes também sobre o Membro Caruaçu, da Formação Maracangalha e, em função dos resultados obtidos, também do Membro Catu, da Formação Marfim, especificamente no Campo de Massapê, localizado no Compartimento Sul da Bacia do Recôncavo. Este trabalho está baseado em uma revisão sobre turbiditos, associando-os aos conceitos da sísmica e sismoestratigrafia, fundamentais para as interpretações feitas com os dados disponíveis.

1.1 MOTIVAÇÃO

Este trabalho se dá no âmbito do projeto de PD&I intitulado “Estratigrafia de Alta Resolução e Petrofísica em Sistemas Turbidíticos em Bacias do Tipo Rifte”, fomentado pela Petrobras, para estudar o comportamento de depósitos turbidíticos, no Campo de Massapê. Neste projeto, diversos trabalhos já foram realizados, sendo destacados para este trabalho as dissertações de Leone (2020), Ferreira da Silva (2020) e Candido da Silva (2021), além de um artigo publicado por Freire *et al.* (2020). Nesse contexto, esse trabalho é uma conclusão desse projeto na parte da interpretação geofísica/geológica.

O que motiva a realização desse projeto é o *boom* de produção que o Campo de Massapê passou a ter a partir de 2004 associado às novas rodadas de exploração anteriormente mencionadas (Figura 1), embora já estivesse em produção havia mais de 50 anos. (PRATES & FERNANDES, 2015).

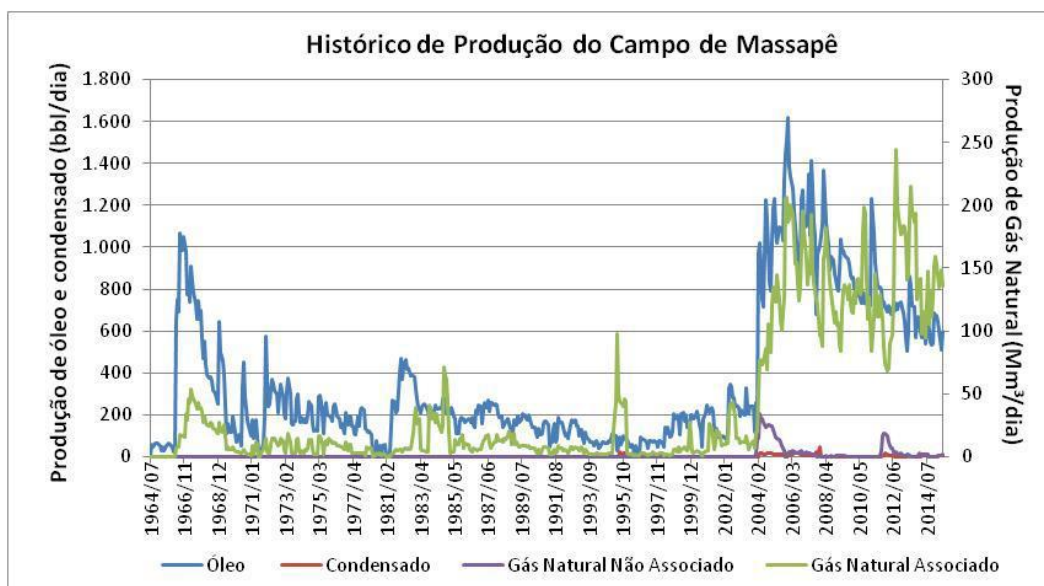


Figura 1: Histórico de produção do Campo de Massapê, onde observa-se a mudança de tendência a partir de 2004. Fonte: ANP (2015).

Descoberto em 1964, o Campo de Massapê está localizado no município de São Sebastião do Passé, aproximadamente 45 km ao norte da cidade de Salvador (Figura 2). Possui área de 23,96 km², com 55 poços perfurados e 27 em produção, volume “*in place*” de 29,41 milhões de m³ de petróleo e 3.356,43 m³ de gás. Acumulou, até 2014, uma produção de 1,03 milhão de m³ de óleo e 859 milhões de m³ de gás. Os principais reservatórios do campo são os arenitos do Membro Caruaçu, com 93% do volume *in place* e 94% da produção, com óleo de 38° API (PRATES & FERNANDES, 2015).

Mapa de Localização - Campo de Massapê

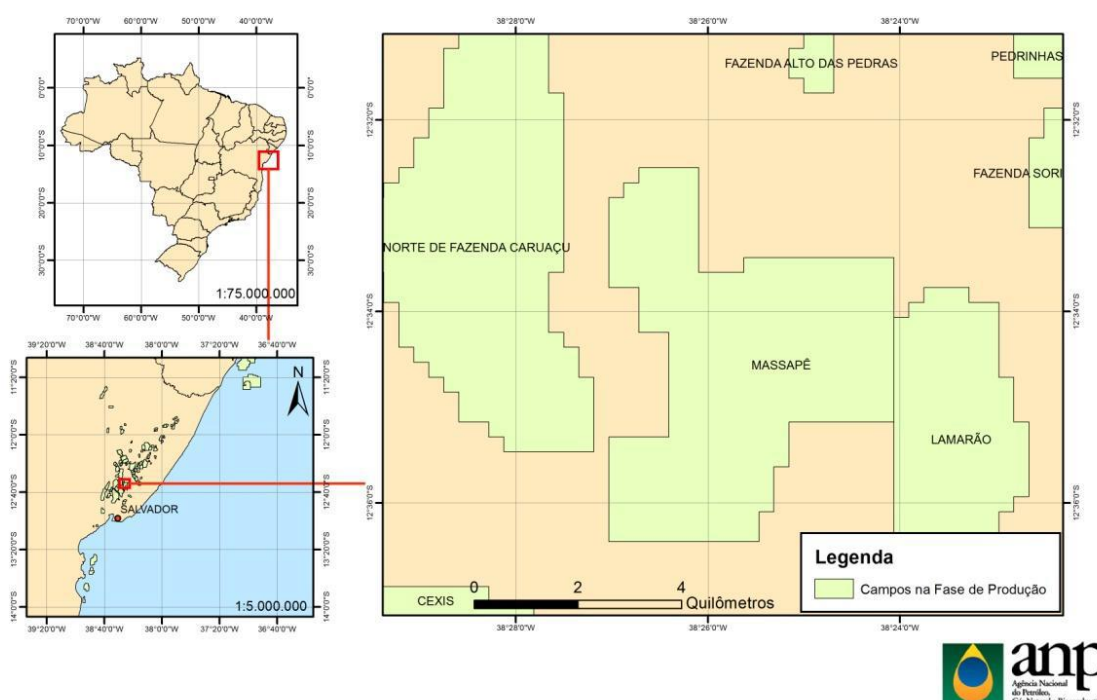


Figura 2: Mapa de localização do Campo de Massapê. Fonte: ANP (2015).

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo principal

O principal objetivo deste trabalho foi identificar, em dados sísmicos 3D com amarração de poços, sismofacies referentes aos diferentes estágios ou sub-estágios turbidíticos do Membro Caruaçu da Formação Maracangalha e os principais marcos estratigráficos e limites de sequência.

1.2.2 Objetivos específicos

- Identificar feições de canais, lobos ou transição canal-lobo.

- Inferir possíveis direções de fluxo e identificar espaços preferenciais de deposição.
- Identificar sismofacies representativas dos diversos agrupamentos de estágios turbidíticos.
- Contribuir com a comunidade acadêmica propondo um fluxo de trabalho para o estudo de campos maduros.
- Contribuir com a indústria do petróleo no sentido de otimizar processos exploratórios e de desenvolvimento da produção, a fim de reduzir custos e possibilitar a descoberta de novas oportunidades exploratórias similares, ampliando a vida útil do campo.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

Este capítulo faz uma breve revisão sobre os principais aspectos fisiográficos, geológicos e da evolução tectonoestratigráfica da Bacia do Recôncavo. Neste contexto, a Formação Maracangalha, onde está o objeto de estudo deste trabalho, é analisada em maiores detalhes. Em função de resultados obtidos neste trabalho, também se fez necessária uma revisão sobre o Membro Catu, da Formação Marfim, a fim de que se tenha uma base teórica para as discussões feitas ao final.

A bacia do Recôncavo está localizada no estado da Bahia, região Nordeste do Brasil, e possui área de 11.500 km², aproximadamente (Figura 3). Apresentando arquitetura de meio-graben com falha de borda a leste e orientação geral de tendência NE-SW, a bacia é limitada, a norte e noroeste, com a Bacia de Tucano Sul pelo Alto de Aporá; ao sul com a Bacia de Camamu, pelo sistema de falhas da Barra; a leste pelo sistema de falhas de Salvador; e a oeste pela Falha de Maragogipe (SILVA *et al.*, 2007; PRATES & FERNANDES, 2015).

A gênese da Bacia do Recôncavo, pertencente ao sistema Recôncavo-Tucano-Jatobá, está associada a um rifte continental abortado relacionado aos esforços distensionais que resultaram na fragmentação do Supercontinente Gondwana e a consequente abertura do Oceano Atlântico, ao longo do Eocretáceo (MAGNAVITA *et al.*, 2005). A arquitetura básica de semi-graben condiciona um mergulho regional das camadas em direção SE por falhamentos normais planares de direção N30°E (PRATES & FERNANDES, 2015). Esses falhamentos originam blocos que são seccionados em compartimentos através de zonas de transferências que podem, por vezes, mudar a polaridade dos meio-grabens (MAGNAVITA *et al.*, 2005).

A descrição da sucessão estratigráfica que se segue é baseada na descrição de Silva *et al.* (2007), cuja carta estratigráfica está apresentada na Figura 4, havendo menção a outros autores apenas quando informações são obtidas de seus respectivos trabalhos.

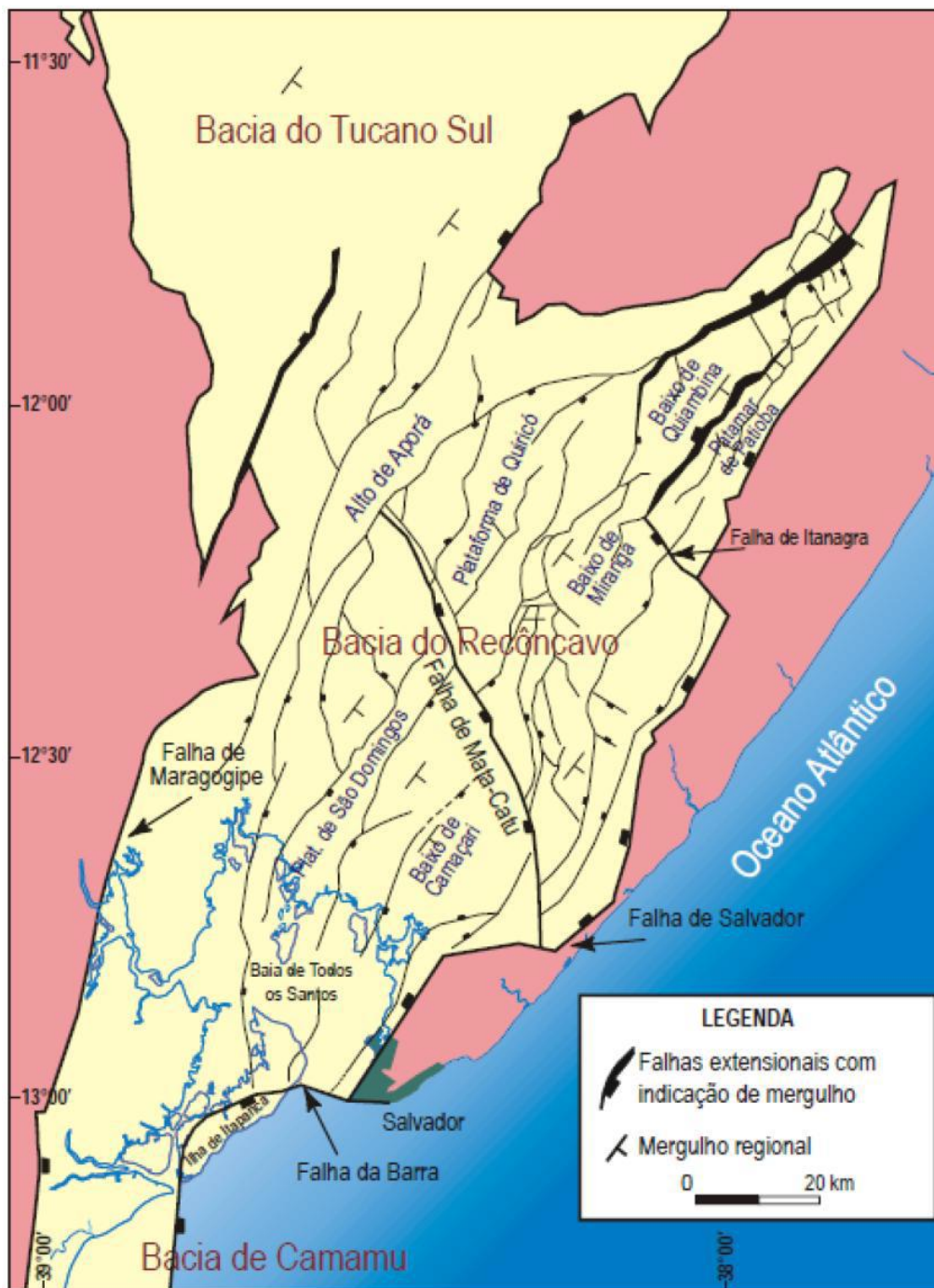


Figura 3: Localização e arcabouço estrutural da Bacia do Recôncavo. Fonte: Prates & Fernandes (2015).

A bacia apresenta uma sequência de idade permiana depositada em contexto de bacia intracratônica, quando foram depositados os membros Pedrão e Cazumba, da Formação Afligidos, com tendência geral regressiva, transitando de sequência marinha rasa a bacias evaporíticas isoladas e, por fim, ambientes lacustres.

O preenchimento sedimentar da Bacia do Recôncavo, propriamente dito, pode ser dividido em três estágios: pré-rifte, rifte e pós-rifte. A espessura máxima é verificada no Baixo de Camaçari, com 6.500 m.

A supersequência pré-rifte consiste em depósitos relacionados ao início da flexura da crosta, englobando três grandes fluxos flúvio-eólicos, representados pelo Membro Boipeba, da Formação Aliança, seguido pela Formação Sergi, ambas, em parte, de idade neojurássica, e a Formação Água Grande, de idade eocretácea. As transgressões lacustres que separam esses três ciclos são representadas pela sedimentação predominantemente pelítica do Membro Capianga, da Formação Aliança, e pela Formação Itaparica.

A Supersequência Rifte pode ser dividida em três sequências, limitadas por concordâncias relativas no depocentro e separadas por discordâncias bem definidas na borda flexural a oeste (Figura 4).

As sequências K10 e K20 compõem grande parte do Andar Rio da Serra, são relacionadas às formações Candeias e Maracangalha e testemunham um incremento batimétrico inicial, representado por calcilitos do Membro Gomo. Estes estão relacionados à uma umidificação do clima e ao aumento da atividade tectônica e são sobrepostos pelos folhelhos escuros do Membro Tauá, que marca o início da fase sin-rifte. Conglomerados sintectônicos da Formação Salvador tem início apenas no Meso-Rio da Serra, terminando no andar Jiquiá. Ao longo do Neo-Rio da Serra, após aumento do aporte sedimentar e diminuição da atividade tectônica, seguiu-se um assoreamento dos depocentros, ao passo em que foi depositada a Formação Maracangalha nas regiões que ainda apresentavam paleobatimetria relativamente elevada. Foi nessas regiões que se acomodaram os depósitos de fluxos gravitacionais dos membros Caruaçu (foco deste trabalho) e Pitanga, ambos pertencentes àquela formação. A sobrecarga exercida por esses depósitos, vinculada à fisiografia de meio-graben, originou a argilocinese que formou diápiros e influenciou na estruturação e distribuição dos reservatórios da própria Formação Maracangalha, além das formações Marfim e Pojuca, mais jovens (Figura 4). A discordância entre as sequências K10 e K20 seria gerada pelo rebaixamento do nível do lago, gerando processos erosivos em áreas plataformais sujeitas a *bypass* de sedimentos para os baixos adjacentes, onde seriam formados os arenitos turbidíticos do Membro Gomo. Magnavita *et al.* (2005) descrevem o Membro Gomo como uma intercalação de folhelhos cinza escuros, que, junto com o Membro Tauá, seriam as principais rochas geradoras da bacia, com calcários e arenitos.

A sequência K30 marca a expansão dos sistemas deltaicos com recuo progressivo das regiões lacustres para sul, representados pela Formação Maracangalha. A base desta sequência é relacionada ao Membro Catu, da Formação Marfim, referente a sistemas deltaicos depositados em áreas plataformais. O Membro Catu é recoberto por um marco estratigráfico de grande

importância para este trabalho, o Marco 15. Mato *et al.* (1991) descrevem o Marco 15 como calcarenitos ostracoidais que marcam a passagem da Formação Marfim para a Formação Pojuca, que coincide com o limite entre o Andar Rio da Serra e o Andar Aratu.

Após o final do Andar Rio da Serra a bacia assumiu a fisiografia de rampa, característica do Andar Aratu, onde os ciclos deltaicos-lacustres da Formação Pojuca evidenciam a baixa taxa de subsidência e a redução do gradiente deposicional. Ciclos de afogamento desses sistemas deltaicos são marcados por pelitos e carbonatos e ocorrem em caráter regional, constituindo marcos estratigráficos importantes. A reativação da Falha de Paranaguá no início do Meso-Aratu, possivelmente associada ao rebaixamento do nível do lago, deu origem ao Cânion de Taquipe, formando um sítio preferencial para a deposição lacustre das formações Maracangalha e Taquipe. Facies fluviais da Formação São Sebastião marcam a fase final de assoreamento do rifte.

A supersequência pós-rifte é representada por clásticos grossos, folhelhos e calcários da Formação Marizal relacionados à idade Neo-alagoas. A sub-horizontalidade desses depósitos, que se sobrepõem discordantemente às seções da fase rifte, indica contexto de subsidência termal.

Após as sequências relacionadas ao rifte abortado, há nova formação de depósitos apenas no Neógeno, com os folhelhos cinza esverdeados e calcários impuros da Formação Sabiá, relacionados a uma transgressão marinha miocênica, e sistemas de leques aluviais pliocênicos do Grupo Barreiras (Figura 4). Por fim, há a formação de praias e aluviões pleistocênicos e miocênicos que compõem a fisiografia atual das regiões litorâneas da Bacia do Recôncavo.

2.1 FORMAÇÃO MARACANGALHA

A Formação Maracangalha engloba os membros Caruaçu e Pitanga, depositados durante o Andar Rio da Serra. Segundo Magnavita *et al.* (2005), o Membro Caruaçu é caracterizado por fluxos de detritos de extrema fluidização, onde são comuns clastos de folhelhos limonitizados, arenitos tabulares com acamamento gradacional, fluidização, estratificações plano-paralelas e cruzadas, além de uma notável alternância entre arenitos maciços e tabulares, sendo os últimos os melhores reservatórios. Já o membro Pitanga, ainda de acordo com Magnavita *et al.* (2005), é composto por arenitos muito finos, argilosos e maciços, interpretados como fluxos de detritos remobilizados em frentes deltaicas. Gabaglia e Milani (1991) ainda observam que uma das principais características do Membro Pitanga é sua brusca variação lateral.

2.1.1 MEMBRO CARUAÇU

Freire *et al.* (2020) identificaram, através da geração do parâmetro DRDN, 23 estágios turbidíticos no membro Caruaçu, que são divididos em três sistemas, do mais recente para o mais antigo (Figura 5):

- CR-1: Composto por 12 estágios turbidíticos, com razão arenito/folhelho em torno de 50%;
- CR-2: Composto por 6 estágios, com maior razão arenito/folhelho, sugerindo maior volume de fluxo devido a maior atividade tectônica e;
- CR-3: composto por 5 estágios, com razão arenito/folhelho intermediária.

Em cada um dos 23 estágios citados, foram identificadas quatro litofácies:

- a) Arenitos, de grãos finos a médios, com porosidades maiores que 9%, que constituem os melhores reservatórios. Arenitos limpos foram interpretados como depósitos de canais e representam a base de cada estágio turbidítico (arenitos do Membro Caruaçu);
- b) Depósitos de *slurry*, compostos por arenitos argilosos muito finos, com porosidades de 5% a 9%, que formam importantes barreiras de permeabilidade (arenitos do Membro Pitanga);
- c) Siltitos;
- d) Folhelhos.

A individualização dos sistemas CR-1, CR-2 e CR-3 foi feita a partir da observação de dois marcos estratigráficos compostos por pacotes espessos de folhelhos reconhecidos nos perfis de poços. Esses dois marcos foram nomeados por Freire *et al.* (2020) de Marco Abará e Marco

Acarajé. O primeiro limita o topo do sistema CR-3 e a base do sistema CR-2, enquanto o segundo limita o topo do sistema CR-2 e a base do sistema CR-1 (Figura 5). Esses dois marcadores podem estar relacionados a períodos de maior quiescência tectônica ou a períodos de maior aridez climática, resultando em menor aporte sedimentar para o paleolago, resultando na falta de um gatilho que desencadeasse as correntes de turbidez.

Ferreira da Silva (2020) gerou mapas de espessura dos diferentes estágios turbidíticos do Membro Caruaçu, assim como mapas de espessura de cada um dos sistemas, CR-1, CR-2 e CR-3, conforme a Figura 6. Através desses mapas foi possível observar o comportamento de cada estágio e dos sistemas como um todo. De forma a complementar a esse estudo, Candido da Silva (2021) gerou modelos de distribuição simplificados dos referidos estágios (Figura 7) inserindo propriedades petrofísicas e uma classificação de eletrofacies, estabelecendo uma distribuição de teor de argila para cada um dos estágios e estimando a direção de origem do fluxo turbidítico. Esses dois estudos são de grande relevância para este trabalho, pois servem tanto como guia como para validação do estudo aqui apresentado.

2.2 MEMBRO CATU, FORMAÇÃO MARFIM

De acordo com Mato *et al.* (1991), o Membro Catu registra sedimentos flúvio-deltaicos vindos de norte, segundo Silva *et al.* (2007) depositados em *onlaps* sobre as áreas plataformais antes submetidas à erosão ou ao *bypass*. Ainda conforme descrevem Mato *et al.* (1991), esses depósitos são compostos por arenitos intercalados e cobertos por níveis areno-lamosos, cujas sucessões verticais apontam para um sistema deltaico progradante. Esse sistema seria dominado por rios, lobado e altamente construtivo, desenvolvido em um lago extenso e raso, com canais distributários que alimentam um sistema de barras de desembocadura compostas por corpos tabulares de areia.

Ainda de acordo com Mato *et al.* (1991), os sedimentos do Membro Catu são cobertos pelo Arenito Biriba, que é constituído por arenitos finos ou muito finos com geometria externa lobada. Essa geometria, associada à falta de conexão com um sistema alimentador, seria associada a desaceleração de jatos turbulentos com baixa eficiência de distribuição em condições de fluxo homopical.

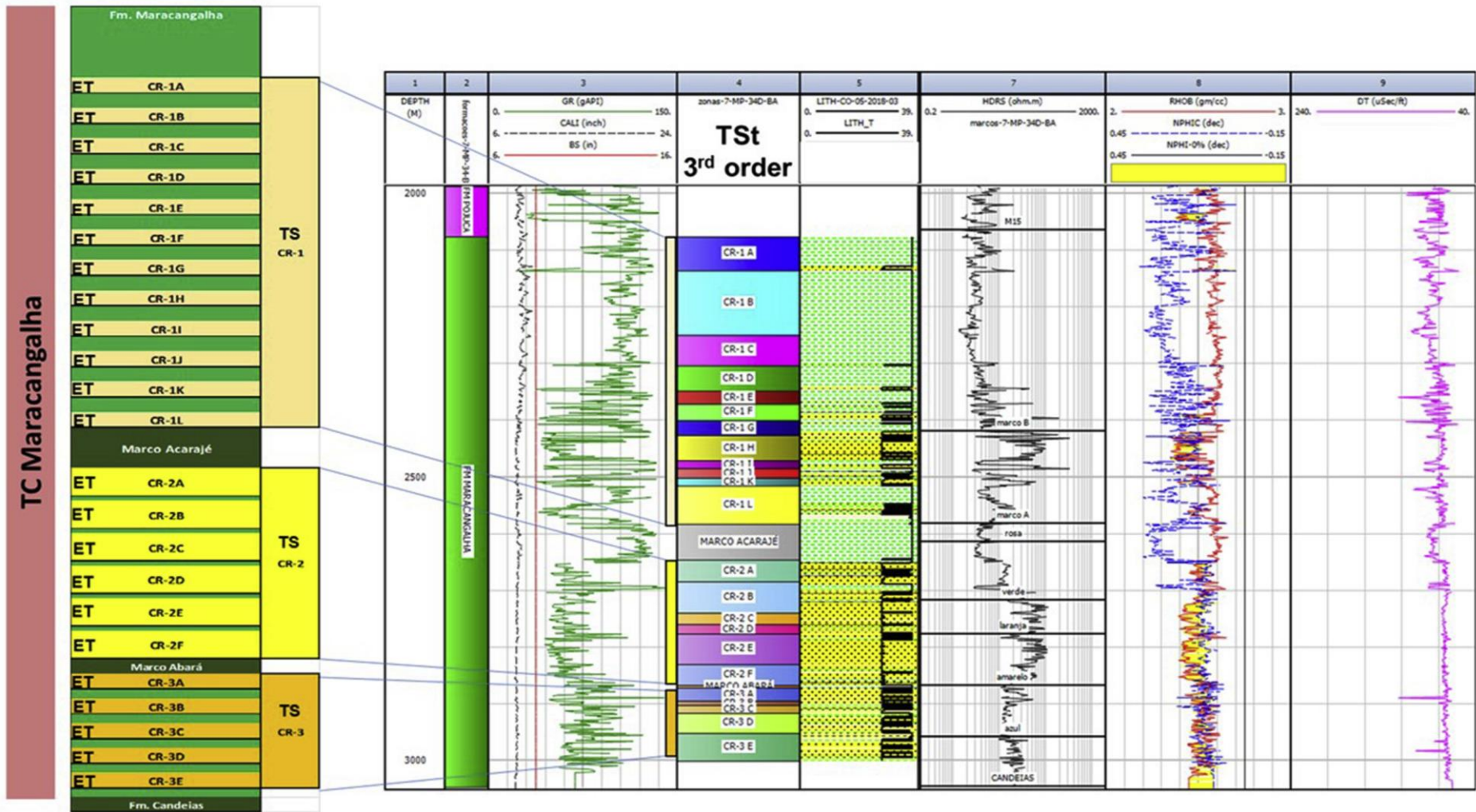


Figura 5: Reconhecimento dos 23 estágios turbidíticos do Membro Caruaçu no Campo de Massapê. TC = Complexo Turbidíticos, TS = Sistema Turbidítico e TSt = Estágio Turbidítico. Fonte: Freire *et al.* (2020).

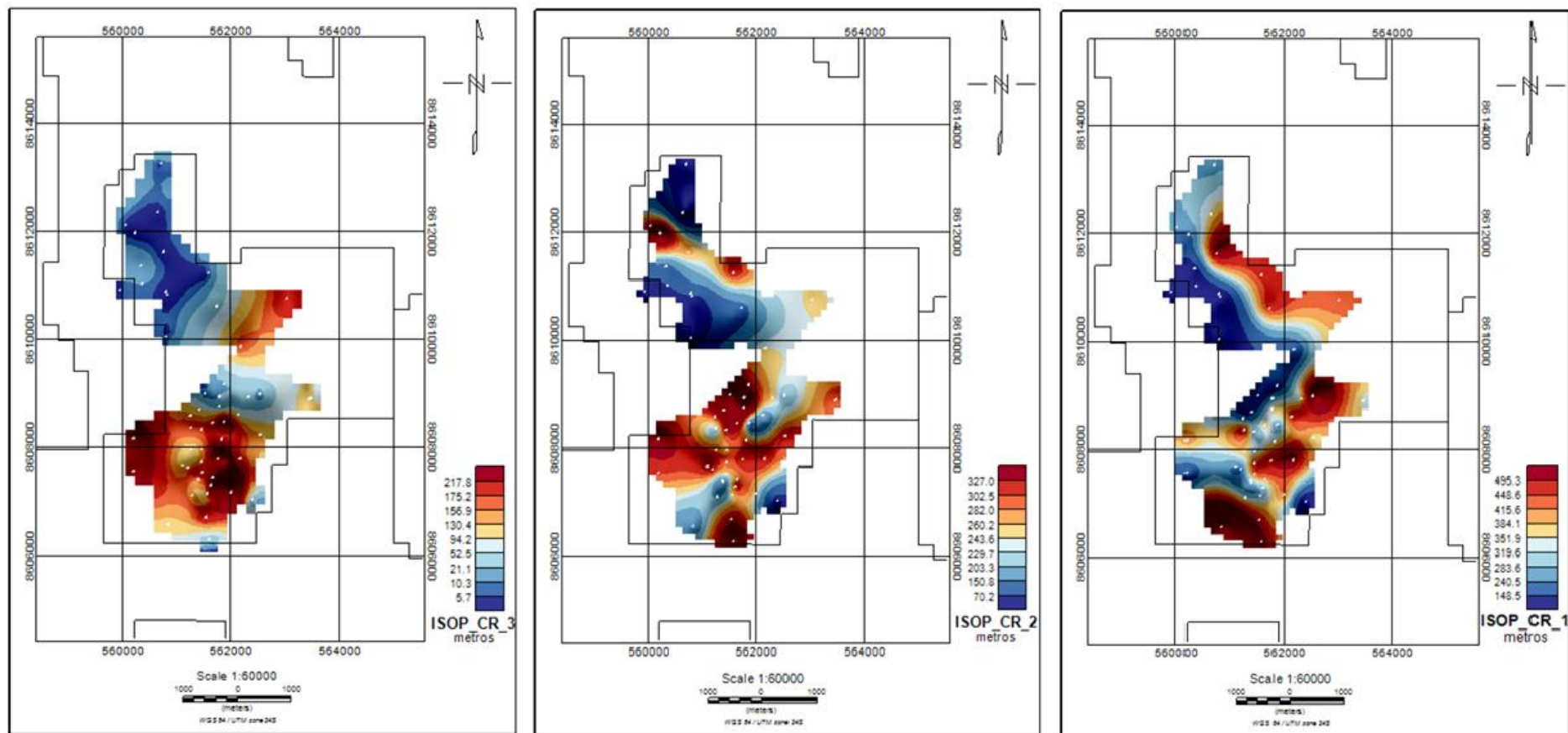


Figura 6: Mapa de isópacas, da esquerda para a direita e da base para o topo, dos sistemas CR-3, CR-2 e CR-1; as cores representam a espessura. Fonte: Ferreira da Silva (2020) e adaptado pelo autor.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 TURBIDITOS

A partir do pressuposto de que sedimentos grossos são depositados em águas rasas e sedimentos finos em águas profundas, a ideia de redeposição de sedimentos a partir de correntes de densidade, relacionadas a *canyons* submarinos, foi introduzida para explicar o padrão rítmico de camadas de sedimentos grossos alternando com camadas de sedimentos finos (BOUMA, 1964). O termo “turbidito” foi cunhado por Kuenen (1957) para denotar esses depósitos de areias marinhas profundas. Ao início dos anos 1970, o termo foi popularizado para descrever sistemas tanto antigos quanto recentes onde correntes de turbidez canalizadas se espalhariam na desembocadura de um canal, dissipando sua energia em lobos turbidíticos adjacentes às planícies basais (TINTERRI *et al.*, 2020).

D’Ávila e Paim (2003) descrevem turbiditos como depósitos resultantes das correntes de turbidez, que seriam um fluxo gravitacional bipartido constituído por uma camada granular na base (camada inercial) sobre a qual deposita-se uma camada mais diluída e totalmente turbulenta (Figura 8). Esta última pode retrabalhar e ultrapassar o depósito da camada inercial. Na primeira camada, é comum a presença de conglomerados, arenitos conglomeráticos e facies arenosa, enquanto a verdadeira sequência de Bouma ocorreria nas regiões mais distais do fluxo sob condições totalmente turbulentas e de baixa densidade, já longe das camadas inerciais.

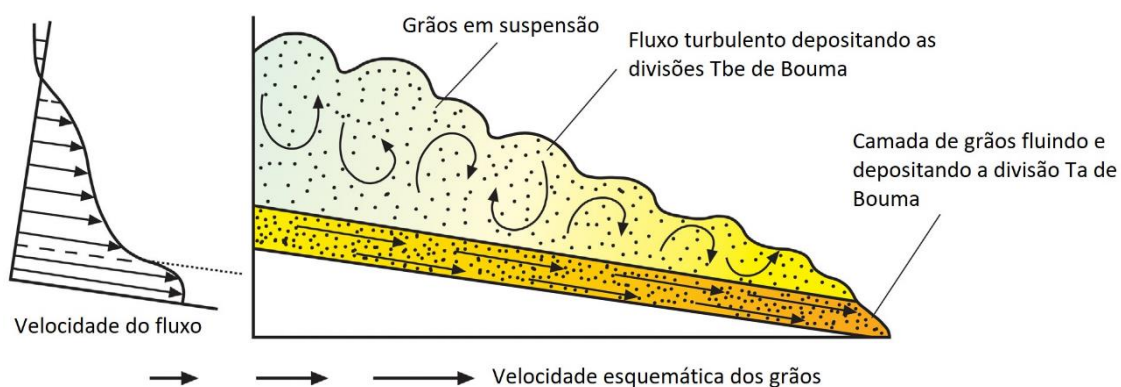


Figura 8: Esquema de uma corrente de turbidez com a camada de grãos mais grossos sobreposta pela camada de fluxo turbulento. Fonte: Tinterri *et al.* (2020) e adaptado pelo autor.

A Sequência definida por Bouma (1962) através de experimentos com estruturas sedimentares passou a ser interpretada como a representação de depósitos de correntes de turbidez e usada amplamente para descrever areias de águas profundas (SHANMUGAM, 1997). A Figura 9 esquematiza a sequência de Bouma, que demonstra como os sedimentos mais grossos são sobrepostos por sedimentos mais finos e suas diferentes laminações em função da porção do fluxo e, logo, da energia de deposição. É evidente, no entanto, que turbiditos não podem ser descritos

puramente pela sequência de Bouma, uma vez que há outros tipos de depósitos comumente preenchendo antigas bacias turbidíticas (TINTERRI *et al.*, 2020).

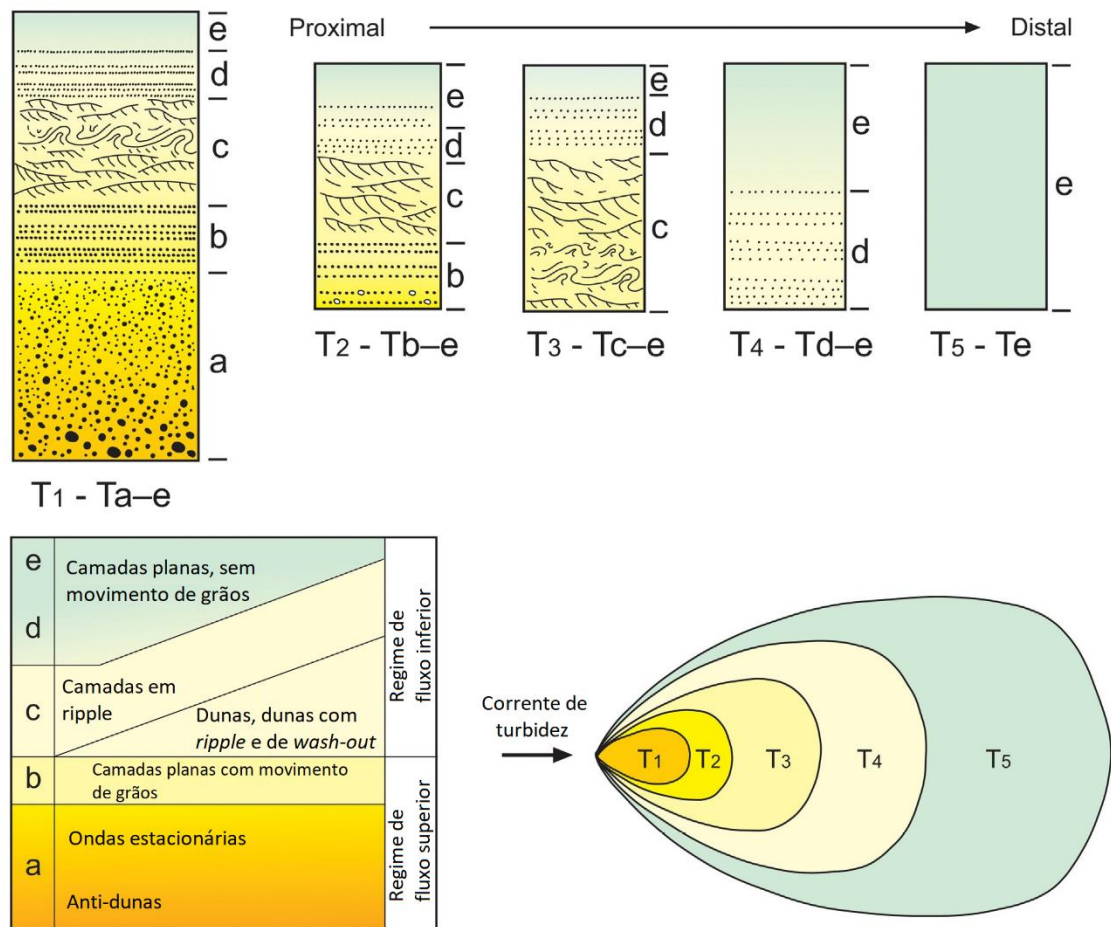


Figura 9: Sequência de Bouma e seu cone deposicional, baseado no regime de fluxo de Walker (1967). Fonte: Tinterri *et al.* (2020) e adaptado pelo autor.

Tinterri *et al.* (2020) ainda ressaltam o trabalho de Mutti (1992), onde é elaborado um esquema de facies sedimentares em função do conceito de eficiência de transporte, estabelecido no mesmo trabalho, baseado em grande parte no trabalho de Lowe (1982).

O esquema de trato de facies elaborado por Mutti (1992) (Figura 10) é separado em 4 famílias: (1) facies de grãos muito grossos, caracterizado por paraconglomerados e ortoconglomerados, compostos por matações, cascalhos e seixos, referentes as fácies F1, F2 e F3; (2) facies de grãos grossos composta por pequenos seixos e areia muito grossa a grossa, referentes às facies F4, F5, F6 e F7; (3) facies de grãos médios, principalmente de espessos arenitos de grão médio, referentes a facies F8; (4) facies de grãos finos, caracterizado por finas laminações de areias finas ou lama, referente à facies F9. Esse trato de facies é interpretado como a transformação do fluxo de detritos coesivo (F1) para fluxos hiperconcentrados (F2) e correntes de turbidez cascalhosas de alta densidade que depositam as facies F3, F4 e F5, associadas a tração,

tapetes de tração e fases de sedimentação por suspensão, respectivamente, definidas por Lowe (1982). A facies F6, de mega-ripples, é interpretada como sendo relacionada à decantação de areias grossas após um salto hidráulico na transição canal-lobo, resultando em uma expansão do fluxo e sedimentos misturados em suspensão. Conseqüentemente a facies F6 registraria a deposição de areias mais grossas e o *bypass* de areias grossas, médias e finas através de uma corrente de alta densidade caracterizado pelo aumento da taxa de sedimentação que produz as fácies F7 e F8. O fluxo residual é uma corrente turbidítica de baixa densidade que deposita as fácies F9, referente às fácies Tb-e da seqüência de Bouma.

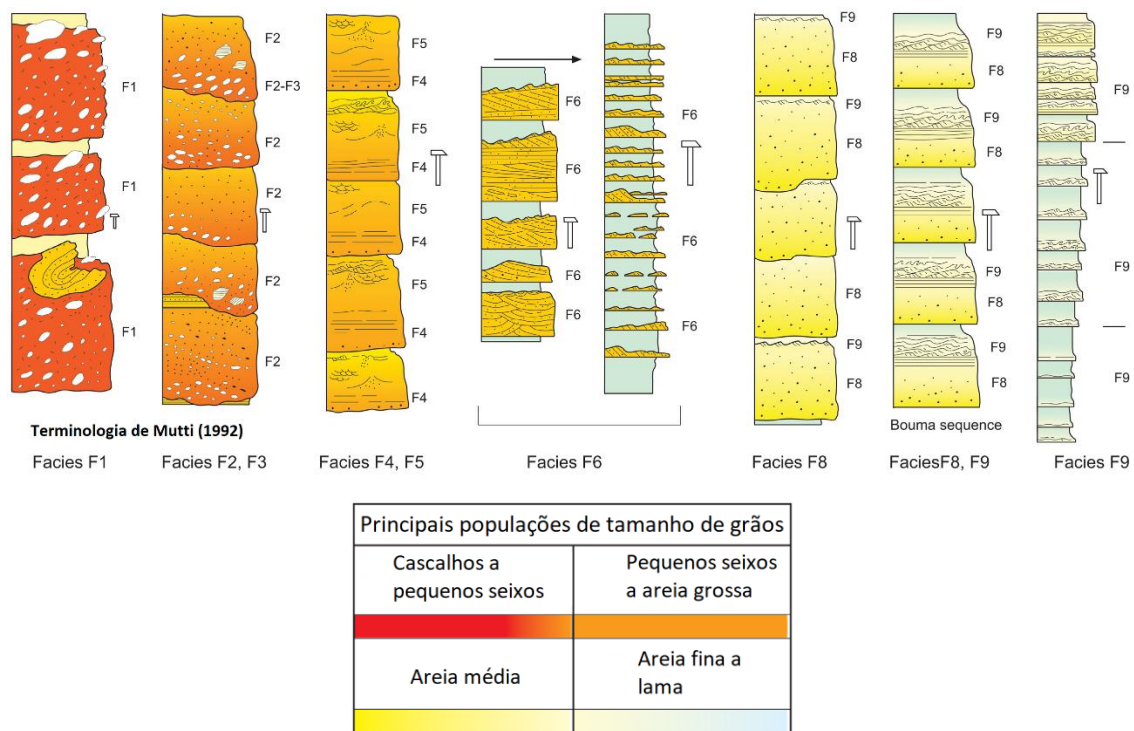


Figura 10: Tratos de facies sedimentares turbidíticas de Mutti e Ricci Lucchi (1972) com terminologia de Mutti (1992). Fonte: Tinterri *et al.* (2020) e adaptado pelo autor.

Para o presente trabalho, é essencial levar em consideração o trabalho de Mutti e Normark (1991), onde os autores comparam características de sistemas turbidíticos antigos e modernos. De acordo com os próprios autores, muitas das feições necessárias para delimitar estágios e associações de facies estão abaixo do limite de resolução sísmica. Sendo assim, torna-se necessário compreender as principais características físicas e geométricas de sistemas turbidíticos antigos e recentes ao mapeá-los em sísmica. A explanação que se segue nos próximos parágrafos é baseada, portanto, em Mutti e Normark (1991).

Primeiro, é necessário entender a hierarquia dos turbiditos, que são divididos em complexos turbidíticos, sistemas turbidíticos, estágios, subestágios, associações de facies e componentes de subestágios e, por fim, estratos, conforme esquematizado pela Figura 11. Cinco

elementos primários podem ser reconhecidos em sistemas turbidíticos antigos e modernos: feições erosionais, canais, depósitos de *overbank*, lobos e depósitos de transição canal-lobo.

EVENTOS	TERMINOLOGIA	HIERARQUIA	DURAÇÃO (anos)
Deposição afetada por quebras na sedimentação produzidas por variações do nível do mar a longo prazo e atividade tectônica	▶ COMPLEXO TURBIDÍTICO	1ª ordem	$\times 10^8$ to 10^7
Variação a curto prazo do nível do mar e atividade tectônica produziram mudanças na sedimentação mas não produziram quebras significantes na sedimentação	▶ SISTEMA TURBIDÍTICO	2ª ordem	$\times 10^5$ - 10^6
	▶ ESTÁGIO TURBIDÍTICO	3ª ordem	$\times 10^4$ - 10^5
Mudança de alta frequência nos processos deposicionais e erosionais de origem pouco conhecida	▶ ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES E SUB-ESTÁGIOS TURBIDÍTICOS	4ª ordem	$\times 10^3$ - 10^4
Erosão e deposição de pequena escala	▶ ESTRATOS	5ª ordem	INSTANTÂNEA

Figura 11: Hierarquia dos eventos que caracterizam a sedimentação turbidítica. Fonte: Leone (2020), modificado de Mutti e Normark (1991).

3.1.1 FEIÇÕES EROSIONAIS

Podem ser consideradas as principais fontes de sedimento dos sistemas turbidíticos. Inclui feições de erosões de larga escala, bem expressas em sistemas modernos e antigos, incluindo i) escorregamentos de borda de plataforma, ii) escorregamentos de inclinação, iii) escorregamentos na bacia turbidítica e iv) *canyons*. Escorregamentos de borda de plataforma podem ser gigantes em sistemas modernos, enquanto em sistemas antigos podem ser correlacionados em sísmica com acumulações de turbiditos em áreas adjacentes. Em escala de afloramentos, as grandes feições erosionais geralmente são grandes demais para serem observadas. O preenchimento dessas feições é variável e complexo pois estão sujeitas a períodos de erosão e deposição. Em sistemas antigos o preenchimento é dado majoritariamente por mergulhos de delta progradante e depósitos deltaicos ou uma variedade de elementos erosivos e deposicionais de turbiditos, indo de conglomerados grossos a depósitos de *overbank* de gradação ascendente.

3.1.2 CANAIS

Possuem relevo negativo e alongado produzidos e/ou mantidos pelas correntes de turbidez, representando os caminhos mais duradouros da passagem dos sedimentos. Em sistemas modernos, o relevo do canal pode ser predominantemente erosional ou deposicional ou uma

combinação de ambos os processos, tendo, portanto, um preenchimento complexo. Embora sistemas modernos possam apresentar padrões meandantes, entrelaçados e ramificados, em sistemas antigos essas características são raramente encontradas, e quando o são, são meandros pequenos desenvolvidos num estágio de abandono do preenchimento de canais de maior escala. Sobre a profundidade de canais em sistemas antigos, Mutti e Normark (1991) definem como de difícil definição, portanto a interpretação de canais antigos deve ser limitada apenas àquelas feições erosionais de longa duração que serviriam como caminho para o transporte de sedimentos. Para mapear canais, no entanto, pacotes sedimentares formados dentro dos canais após as feições erosionais pararem de funcionar como caminho dos sedimentos devem ser incluídos. Três tipos de depósitos de preenchimento de canal são encontrados em sistemas antigos tanto subsuperfície quanto em afloramentos: i) depósito de preenchimento de canal erosivo, com facies de grãos grossos residual coberta por depósitos de grão fino referentes ao abandono do canal; ii) depósitos de canal deposicional, com facies deposicional que preenche o canal após a principal fase como caminho de transporte de sedimentos; e iii) mistura dos dois tipos de depósitos. O preenchimento de canais antigos raramente excede a espessura de cem metros e larguras de poucos quilômetros.

Um exemplo de feição sísmica de canal turbidítico pode ser observado na Figura 12, retirada do trabalho de Posamentier (2004), onde o autor identificou uma feição de canal com *levees* no Golfo do México com largura de, aproximadamente, 1,8 km e profundidade de 175 m do fundo do canal ao topo dos *levees*.

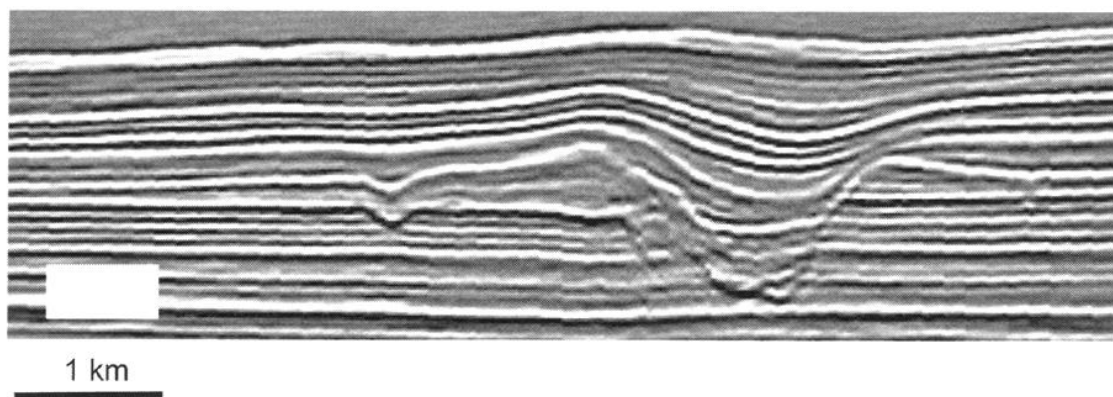


Figura 12: linha sísmica com uma feição representativa de canal e depósitos de *levees*. Fonte: Posamentier (2004) e adaptado pelo autor.

Posamentier & Kolla (2003) demonstram em dados sísmicos, tanto em *horizon slices* quanto em seção, a complexidade do preenchimento de canais turbidíticos em função da migração, tanto lateral quanto vertical, de meandros, como mostra a Figura 13. Fica claro, através dessa figura, que os depósitos de canal em sísmica podem não apresentar uma feição clara e individualizada de corte e preenchimento, mas também formas mais complexas referentes às

migrações de meandros e erosões posteriores. Isso corrobora com o que foi apontado por Mutti e Normark (1991) sobre canais em sistemas antigos serem restritos às feições que serviram de caminho de passagem de sedimentos de longa duração.

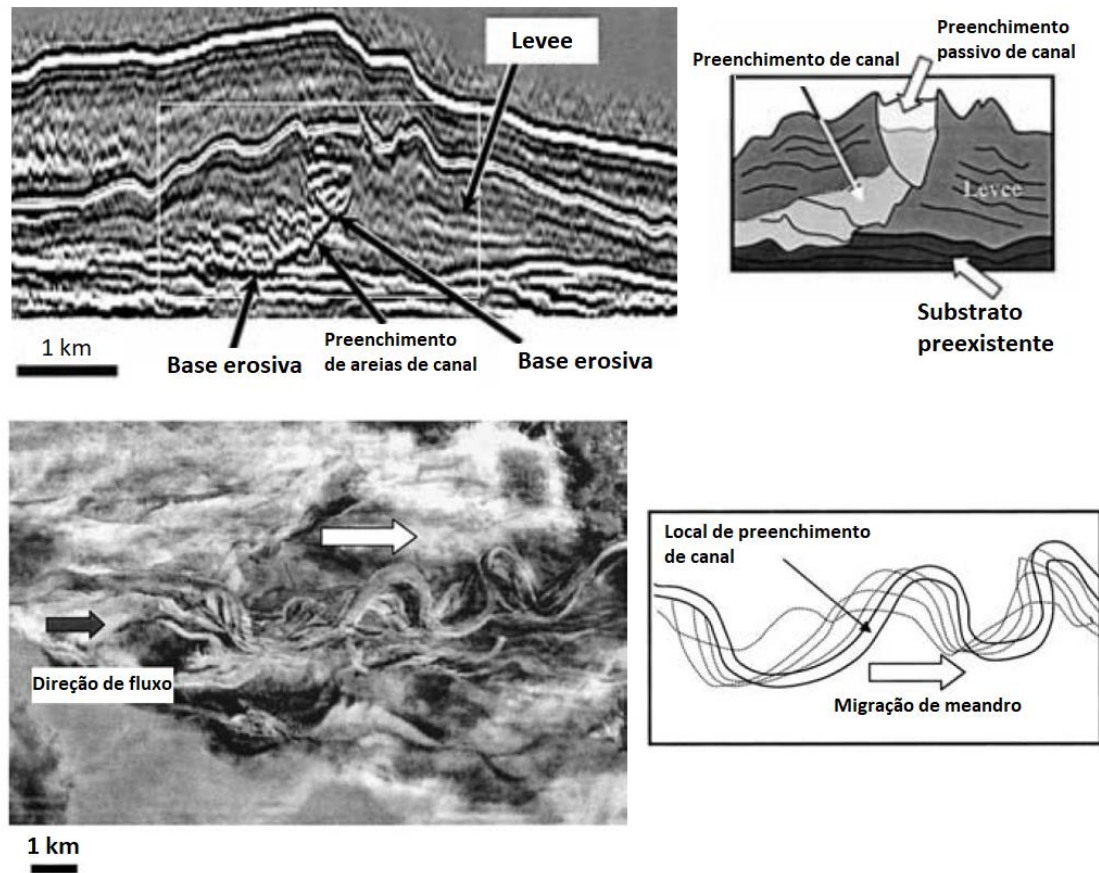


Figura 13: À esquerda, uma feição de canal, com a representação da migração do canal e seus meandros à direita. Acima, um exemplo em seção, abaixo um exemplo em *horizon slice*. Fonte: Posamentier (2003) e adaptado pelo autor.

3.1.3 DEPÓSITOS DE *OVERBANK*

Adjacentes aos canais principais, em geral são depósitos de grão fino e camadas delgadas, podendo ser lateralmente extensos. Divididos em duas partes: i) com relevo positivo de *levee* (diques marginais) às margens dos canais ativos; ii) partes mais distais sem grandes relevos. O termo *overbank* é usado em preferência a *levee* pois a morfologia de *levees* raramente é preservada em depósitos antigos.

Overbanks antigos podem ser razoavelmente reconhecidos tanto em sísmica quanto em afloramentos, sendo divididos em dois grupos principais: i) relacionados ao canal, que inclui camadas delgadas de arenitos turbidíticos finos; e ii) cunhas de *overbank*, caracterizado por cunhas de sedimentos finos, chegando até a centenas de metros de espessura próximo às margens da bacia e se estendendo a quilômetros bacia a fora.

Catuneanu (2006) fornece uma boa representação dos depósitos de *overbank* baseado no trabalho de Posamentier (2004) (Figura 14). Nessa figura fica evidente que os *overbanks* são referentes ao extravasamento dos canais e também que a migração dos meandros, mencionada anteriormente, tende a erodir principalmente os *levees* mas também os *overbanks*.

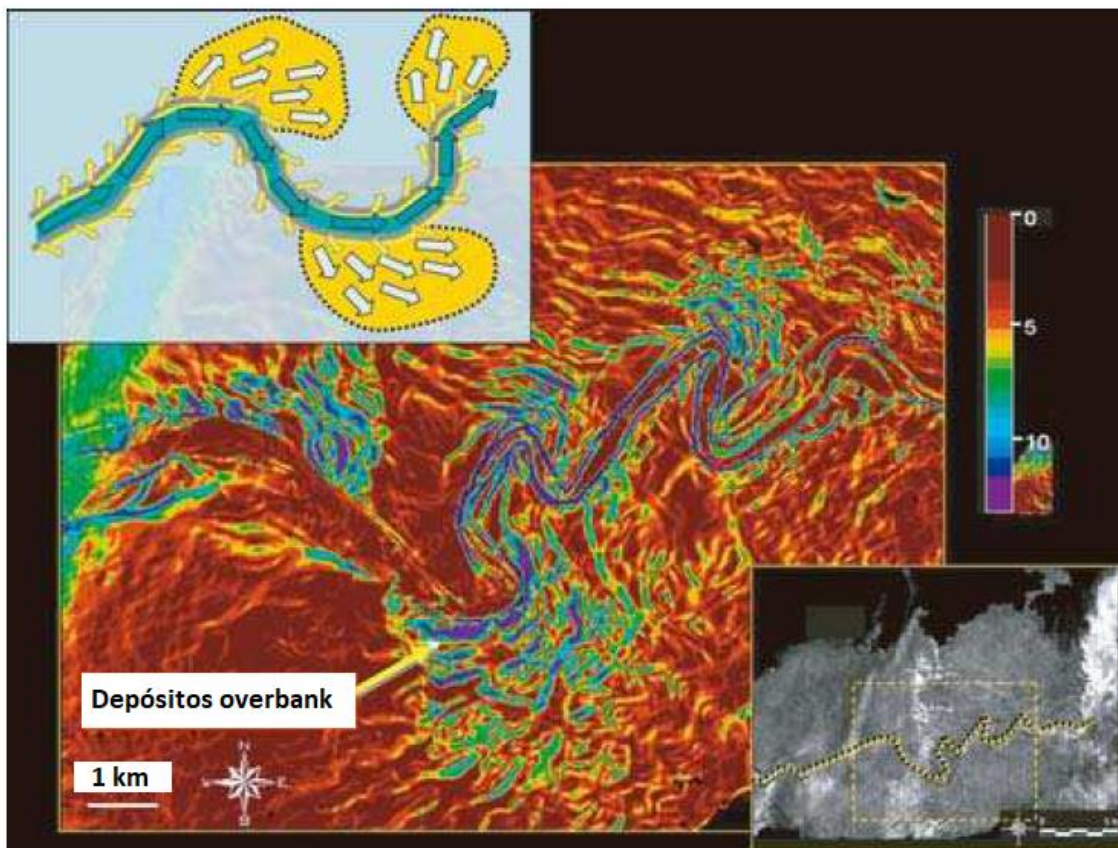


Figura 14: Mapa de magnitude sísmica da associação canal-*levee* com desenho esquemático acima. Fonte: Catuneanu (2006), adaptado pelo autor.

3.1.4 LOBOS DEPOSICIONAIS

Dentre os cinco elementos supracitados dos turbiditos, os lobos são os que possuem menor compatibilidade entre sistemas modernos e antigos. Em sistemas modernos, é difícil definir a espessura de lobos a menos que esses sejam excepcionalmente espessos. Em sistemas antigos, lobos arenosos são representados por corpos aproximadamente tabulares e não canalizados, com espessuras individuais, normalmente, entre 3 e 15 m. Os lobos são formados por camadas espessas de areias grossas a médias e geralmente paralelas, mesmo em escala de grandes afloramentos. Nos sistemas antigos, normalmente formam sucessões verticais com centenas de metros de espessura, onde as areias alternam com argilas, sendo a razão arenito/folhelho bastante variável de sistema para sistema. Por essa sucessão de areias e argilas, os lobos tendem a representar melhor os turbiditos clássicos da Sequência de Bouma. Lobos representam a extensão máxima do transporte de areias, e podem terminar em abruptos *onlaps* nas margens da bacia.

3.1.5 DEPÓSITOS DE TRANSIÇÃO CANAL-LOBO

Esses depósitos são de difícil reconhecimento tanto em sistemas antigos quanto modernos. Como o próprio nome pressupõe, apresenta características tanto de canal como de lobo, portanto também uma gama de características deposicionais e erosivas, reflexo das transformações nas correntes de turbidez. Por este motivo, esses depósitos são de grande importância para entender a distribuição de facies e configuração deposicional dos sistemas turbidíticos. Esses sedimentos são representados, principalmente pelas facies F6 e F7 de Mutti (1992)

3.2 SISTEMAS DELTAICOS

Deltas são formados pela desembocadura de um rio no mar ou em um lago, formando uma protuberância na linha de costa e corpos sedimentares, denominados *fan* deltas. Existem diversos fatores que podem influenciar a morfologia de um delta, sendo os principais a própria corrente do rio, a ação de ondas ou a ação da maré. Esses fatores também influenciam o tipo de sedimentos depositados nos deltas. Por exemplo, os sedimentos depositados pelo Rio Mississipi, dominado por rio, e Ganges, dominado por marés, são predominantemente lamosos. Por outro lado, o delta do Rio Reno, dominado por ondas, tem sedimentação predominantemente arenosa. Além disso, a profundidade do corpo onde o rio deságua é de grande importância, pois influencia os efeitos da ação das ondas e da maré e controla a geometria de um corpo deltaico, de forma que um delta formado em águas rasas se espalhará mais pela bacia do que um delta formado em águas mais profundas (NICHOLS, 2009).

Nichols (2009) descreve os sistemas deltaicos com base em dois subambientes principais: i) delta superior; e ii) frente deltaica.

- i) Delta superior: os canais deltaicos possuem os mesmos padrões meandrante ou ramificado de sistemas fluviais, com canal único ou subdividido. A ramificação de canais em diversos cursos é comum e forma o padrão distributário ao longo do delta superior. As facies mais grossas são encontradas nos canais, onde a corrente é mais forte. As áreas de *overbank*, adjacentes aos canais, são os locais onde se depositam sedimentos em suspensão em períodos de enchente. Em deltas onde os canais constroem grandes áreas de sedimentos, algumas regiões de água rasa podem ficar isoladas da ação de ondas e formar baías interdistributárias.
- ii) Frente deltáica: a frente deltaica é imediatamente a frente da desembocadura do canal, onde a velocidade é abruptamente reduzida conforme o fluxo adentra o lago ou mar. Primeiro são depositados os sedimentos mais grossos, nas porções mais rasas, que

podem ser retrabalhados por ondas e maré. A medida que a profundidade aumenta e as influências de onda e maré diminuem, forma-se um padrão de sedimentos progressivamente mais finos a medida que a distância da desembocadura do rio aumenta, numa região denominada talude deltaico. A pluma de sedimentos suspensos em água doce se espalha a maiores distâncias da frente deltaica, transportando lamas que se depositam na região do prodelta. Fluxos gravitacionais podem trazer sedimentos mais grossos para as porções mais distais dos deltas, sendo depositados como turbiditos. Desta forma, deltas podem ser os sistemas alimentadores de grandes complexos de leques submarinos.

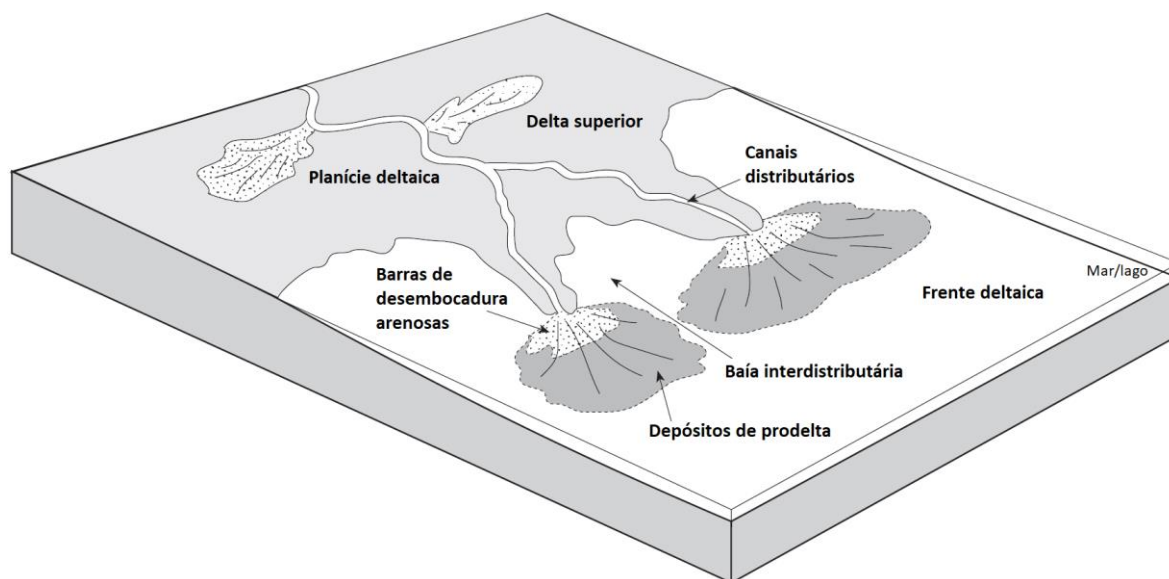


Figura 15: Desenho esquemático de um sistema deltaico. Fonte: Nichols (2009), adaptado pelo autor.

A definição de um delta envolve o conceito de progradação, ou seja, uma deposição que resulta na construção de um corpo sedimentar lago ou mar adentro. Essa sucessão sedimentar consiste em facies progressivamente mais rasas, de forma que a facies de prodelta é sobreposta por facies de frente deltaica, que é sobreposta por facies de barra de desembocadura e assim sucessivamente, formando um padrão estratal de *shallowing-up* (NICHOLS, 2009).

Deltas em geral são classificados em termos do tamanho predominante de sedimentos e a importância relativa dos processos fluviais, de ondas e de maré. O aporte sedimentar é determinado pela natureza da área fonte, com grande influência do clima no intemperismo e na erosão. Além disso, controles tectônicos e topográficos influenciam no gradiente do rio, o que afetará o tamanho dos sedimentos transportados. Sedimentos grossos, trazidos por processos fluviais, podem ser retrabalhados por efeito de ondas e correntes de maré. A energia das ondas é fortemente dependente da profundidade, de forma que clastos grossos permanecem nas águas

rasas onde a energia das ondas é maior. Um delta que se desenvolve em águas rasas tenderá a formar grandes áreas de frente deltaica (Figura X) com seleção relativamente boa de areias e cascalhos (NICHOLS, 2009).

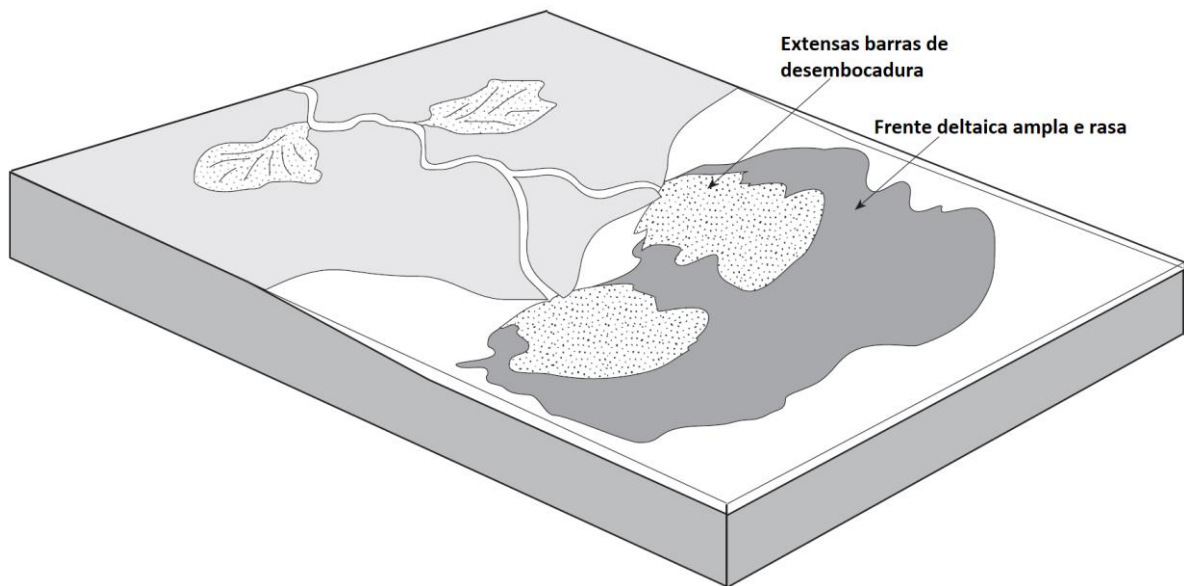


Figura 16: Desenho esquemático de um sistema deltaico em águas rasas. Fonte: Nichols (2009), adaptado pelo autor.

Um exemplo de sistema deltaico em sísmica é apresentado por na Figura 17, onde as linhas vermelhas indicam um sistema deltaico progradante, com refletores terminando em *downlap* na superfície de inundação máxima abaixo (linha azul)

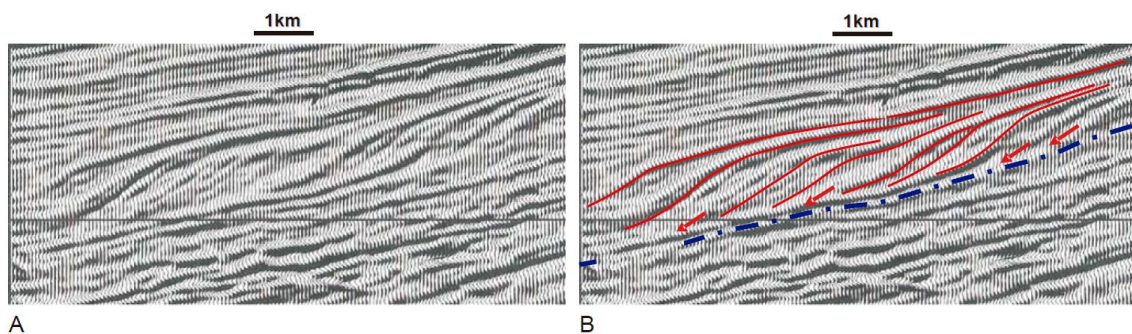


Figura 17: A: sísmica não interpretada; e B: sísmica com deltas progradantes interpretados. Fonte: Catuneanu (2006), adaptado pelo autor.

3.3 SISMOESTRATIGRAFIA

A sismoestratigrafia é um ramo de uma área de grande complexidade, a estratigrafia. Um estudo em detalhes da ciência da estratigrafia requereria muitas páginas para ser abordado no nível de complexidade que essa ciência requer. Por isso, neste tópico será feito um resumo dos conceitos sobre sismoestratigrafia importantes para este trabalho.

“A sismoestratigrafia é, basicamente, uma abordagem geológica para a interpretação estratigráfica de dados sísmicos” (FREIRE, 2022, *apud* Vail & Mitchum, 1977). Como disciplina de extrema importância para interpretação geológica, a sismoestratigrafia iniciou uma revolução nas metodologias de análises estratigráficas. Foi em grande parte impulsionada pela indústria do petróleo e permitiu a predição da ocorrência e distribuição de importantes feições como trapas e reservatórios de hidrocarbonetos, ao passo que técnicas de aquisição e processamento também evoluía para melhorar o poder de resolução e, logo, interpretação dos dados sísmicos (CROSS & LESSENGER, 1988).

A “sequência” é a unidade estratal fundamental da estratigrafia de sequências. Corresponde ao produto deposicional de um ciclo completo de mudança do nível de base. Esse conceito independe de escala espacial ou temporal. A definição proposta por Mitchum *et al.* (1977) “uma sucessão relativamente conforme de estratos geneticamente relacionados limitados por inconformidades ou suas conformidades correlativas” expande a capacidade de mapear sequências ao longo de uma bacia através de conformidades correlativas. As sequências conectadas por inconformidade de Sloss (1963) permanecem como a base da estratigrafia moderna, uma vez que as inconformidades definem uma sucessão relativamente conforme de estratos geneticamente relacionados. Além disso, definem a posição de conformidades correlativas no registro litológico, representando, então, o elemento fundamental para a definição de sequências. (CATUNEANU, 2006).

Posteriormente à definição de Mitchum (1977), diversos modelos foram elaborados para definir a porção não-conforme de um limite de sequências, a se destacar Posamentier *et al.* (1988), Van Wagoner *et al.* (1988), Galloway (1989) e Posamentier & Allen (1999).

As superfícies estratigráficas são utilizadas para construir a estrutura cronoestratigráfica de uma sucessão sedimentar, indo da escala de depósitos individuais até aquela do preenchimento completo de uma bacia. As terminações dos estratos, definidas pelas relações geométricas entre as superfícies estratigráficas, servem como critério para a o reconhecimento de várias superfícies e tratos de sistemas. Essas terminações são formadas em um contexto deposicional específico e, portanto, permitem inferir as mudanças de nível de base e de linha de costa. As principais terminações estratais são truncamento, *toplap*, *onlap*, *downlap* e *offlap*, que são descritas a seguir com base no livro de Catuneanu, 2006, e representadas na Figura 18:

- Truncamento: terminação de um estrato em uma superfície erosiva acima.

- *Toplap*: terminação de um estrato inclinado (clinoforma) em direção à costa sob uma superfície de baixo ângulo, resultado de uma não deposição, ou *bypass* sedimentar. Representa o limite proximal de uma unidade sedimentar, podendo formar refletores tão finos que não podem

ser diferenciados pela sísmica, formando os *toplaps* aparentes, que ocorrem em contexto de planícies deltaicas.

- *Onlap*: terminações de estratos de baixo ângulo em uma superfície de maior inclinação. Marca a terminação lateral de uma unidade sedimentar em seu limite deposicional. Podem ser desenvolvidos em sistemas marinhos, costeiros ou não-marinhos:

i) *Onlap* marinho: desenvolvido em taludes em períodos de transgressão, quando sedimentos de água profunda “onlapam” a superfície regressiva máxima;

ii) *Onlap* costeiro: referente a estratos de costa transgressiva em águas rasas “onlapando” as superfícies de ravinamento transgressivas;

iii) *Onlap* fluvial: ocorre quando há uma inversão à montante da área de agradaciação em um sistema fluvial durante a subida do nível de base, quando os estratos fluviais “onlapam” uma inconformidade subaérea.

- *Downlap*: terminação de estratos inclinados contra uma superfície de menor ângulo abaixo. Marca o limite inferior de uma unidade sedimentar, normalmente como a base de clinoforamas progradantes, tanto em ambiente marinho raso quanto profundo, representando a mudança de deposição em talude para condensação marinha.

- *Offlap*: é a progressão do mergulho acima das terminações de uma unidade sedimentar em uma sequência conforme, onde cada unidade mais jovem deixa exposta uma porção da sequência mais antiga. É o produto da queda do nível de base, diagnóstico de uma regressão forçada.

Em termos das relações de empilhamento de estratos, algumas terminações de estratos são formadas apenas em contexto de subida de nível de base (os diferentes *onlaps*), outros apenas em queda do nível de base (truncamento e *offlap*) e outros ainda podem se formar em ambos os contextos, como truncamentos de erosão marinha (*toplap* aparente ou *downlap*).

Os princípios básicos da estratigrafia podem ser observados com base na terminação dos estratos acima ou abaixo de uma superfície de conformidade ou inconformidade. Por exemplo, estratos abaixo de uma superfície de inconformidade nunca terminam contra ela, uma vez que inconformidades tendem a ser paralelas ao acamamento dos depósitos abaixo, mas podem terminar contra uma inconformidade mais jovem.

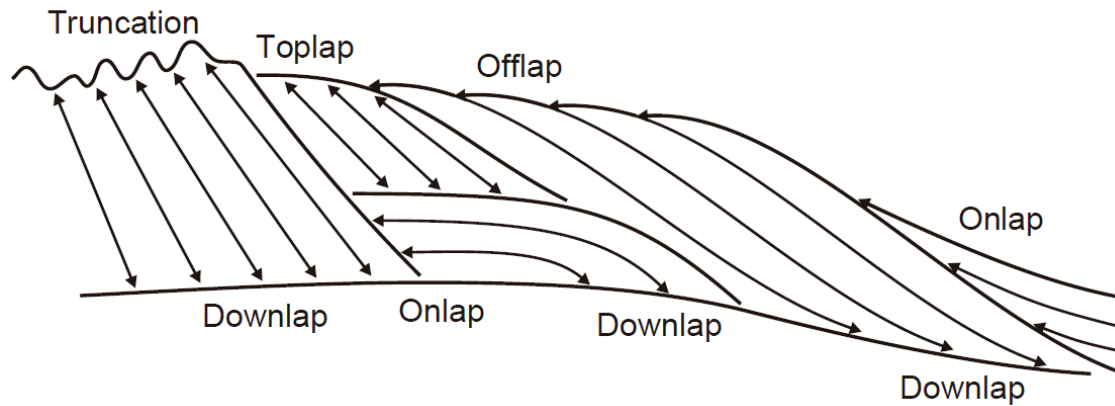


Figura 18: Tipos de terminações estratigráficas. Fonte: Catuneanu (2006).

Catuneanu (2006) ainda ressalta que inclinações provocadas por tectonismo pós-deposição podem falsear a interpretação de terminações estratigráficas, especialmente *onlaps* e *downlaps*. Diapirismo salino durante a evolução da bacia, por exemplo, pode modificar a inclinação inicial da bacia, transformando estratos terminados em *downlap* em um aparente *onlap* e vice-versa.

Uma sequência sísmica é uma sequência deposicional identificada em uma seção sísmica. Seus refletores, em uma sucessão conforme, são interpretados como geneticamente relacionados, limitados no topo e base por superfícies de descontinuidade, marcados pelas terminações, ou por inconformidades ou conformidades correlativas. Uma vez definidas as sequências sísmicas, os ambientes deposicionais e litologias dentro de uma mesma sequência podem ser interpretados. A configuração das reflexões revela os padrões de estratificação a partir dos quais podem ser interpretados processos deposicionais ou erosionais, além da paleotopografia. A continuidade dos refletores está associada com a continuidade dos estratos, de forma que refletores contínuos sugerem uma ampla uniformidade de depósitos estratificados. A amplitude das reflexões contém informação sobre contrastes de velocidade e densidade dos estratos. Com isso, a configuração da reflexão é parâmetro sísmico mais diretamente analisado e indica a configuração e processos deposicionais de uma unidade sísmica (MITCHUM *et al.*, 1977).

A geometria geral de uma facies sísmica consiste nas formas externas e internas do refletor, ambas importantes para delinear a configuração deposicional. Para uma dada configuração externa, uma ou várias configurações internas podem ocorrer. Alguns dos principais padrões de configuração interna são explicados a seguir e demonstrados na Figura 19 (MITCHUM *et al.*, 1977):

- i. Paralelos e subparalelos: podem ser planos (*even*) ou ondulados (*wavy*) e sugerem taxas uniformes de deposição em uma plataforma uniformemente subsidente ou planície de bacia estável;
- ii. Divergentes: é caracterizado por uma unidade em forma de cunha onde a maior parte dos espessamentos laterais é acompanhado pelo espessamento de cada reflexão individual, podendo apresentar terminações típicas na direção da convergência. Sugere variações laterais na taxa de deposição ou na inclinação progressiva da superfície de deposição;
- iii. Reflexões progradantes: padrões progradacionais sigmoidal, oblíquo, complexo, *shingled* ou *hammocky* são formados pelo desenvolvimento lateral progressivo de superfícies levemente inclinadas, denominadas clinofórmulas, que são a característica deposicional mais comum;
- iv. Reflexões caóticas: descontínuas, com arranjo desordenado das superfícies de reflexão. Sugerem estratos depositados em ambiente de energia variável relativamente alta ou estratos inicialmente contínuos que foram perturbados ou deformados. Estruturas de escorregamento, complexos de corte e preenchimento de canais e zonas de falha ou dobradas podem conter expressão sísmica caótica;
- v. Zonas sem reflexão: homogêneas, não estratificadas, altamente contorcidas ou de alto ângulo de mergulho. Podem ser características de grandes massas ígneas, sais, espessos pacotes de folhelhos ou arenitos homogêneos.

As geometrias externas também são de grande importância para a compreensão sobre as sismofácies. Algumas podem ser de grande escala, como lençol, cunha e bancos, comuns em plataformas e podem conter diversas configurações internas, como refletores paralelos, divergentes e progradantes. Outras podem ser de pequena proporção, até indetectáveis na sísmica, como alguns *mounds* carbonáticos individuais. Lençóis ondulados consistem em refletores paralelos moldados pela topografia subjacente em um padrão que sugere ambiente marinho profundo de baixa energia. Lentes podem ocorrer em muitas associações de facies sísmicas, sendo muito comuns em clinofórmulas progradantes. *Mounds* são interpretados como proeminências das formações dos estratos que se elevam acima do nível ao redor, podendo ser de crescimento orgânico ou de processos vulcanoclásticos ou siliciclásticos e possuem geometria muito diversa em função de suas variadas origens. Leques de mar profundo, lobos e massas de escorregamentos podem possuir formas de *mound* em 2D. Reflexões de preenchimento são os estratos que preenchem um relevo negativo gerado por diversos fatores, como erosão de canal, *canyons*, vales estruturais, leques, escorregamentos entre outros (MITCHUM *et al.*, 1977). Esses tipos de configurações externas dos refletores estão apresentados em um desenho esquemático na Figura 20.

O reconhecimento de facies sísmicas nas sequências sísmicas, baseadas nos parâmetros aqui descritos, em combinação com a interpretação do ambiente e processos deposicionais e estimação de litologia, formam a ferramenta denominada sismoestratigrafia (MITCHUM *et al.*, 1977). A compreensão acerca dos princípios da sismoestratigrafia é de grande importância neste trabalho para a identificação dos diferentes estágios turbidíticos descritos anteriormente, além de auxiliar as interpretações aqui feitas com base em terminações de refletores identificadas.

Por se tratar de uma interpretação baseada na sísmica, a identificação e discriminação de superfícies ficará sempre limitada à resolução sísmica. Por isso, para entender essas limitações, o capítulo seguinte trata de descrever esse conceito em maiores detalhes.

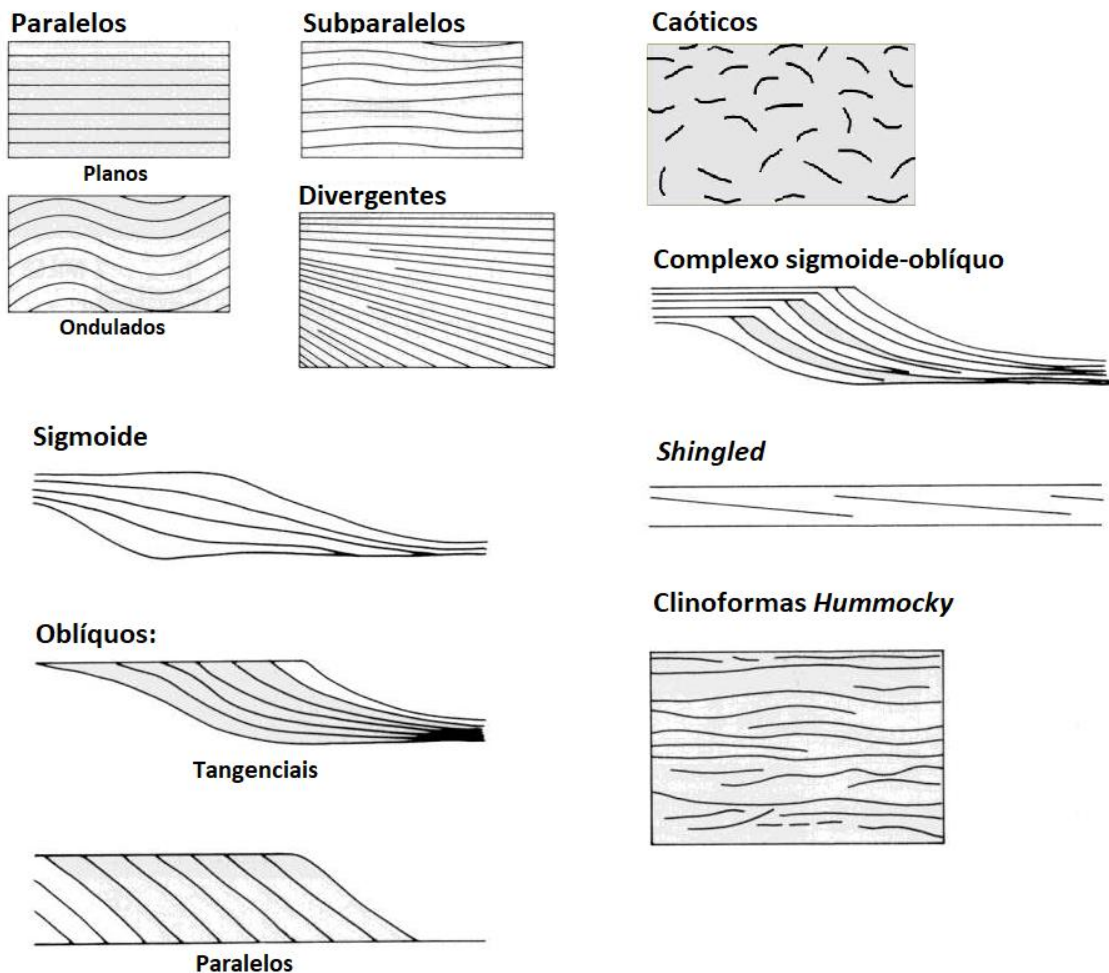


Figura 19: Desenhos esquemáticos dos tipos de configuração interna dos refletores. Fonte: Mitchum *et al.* (1977) e adaptado pelo autor.

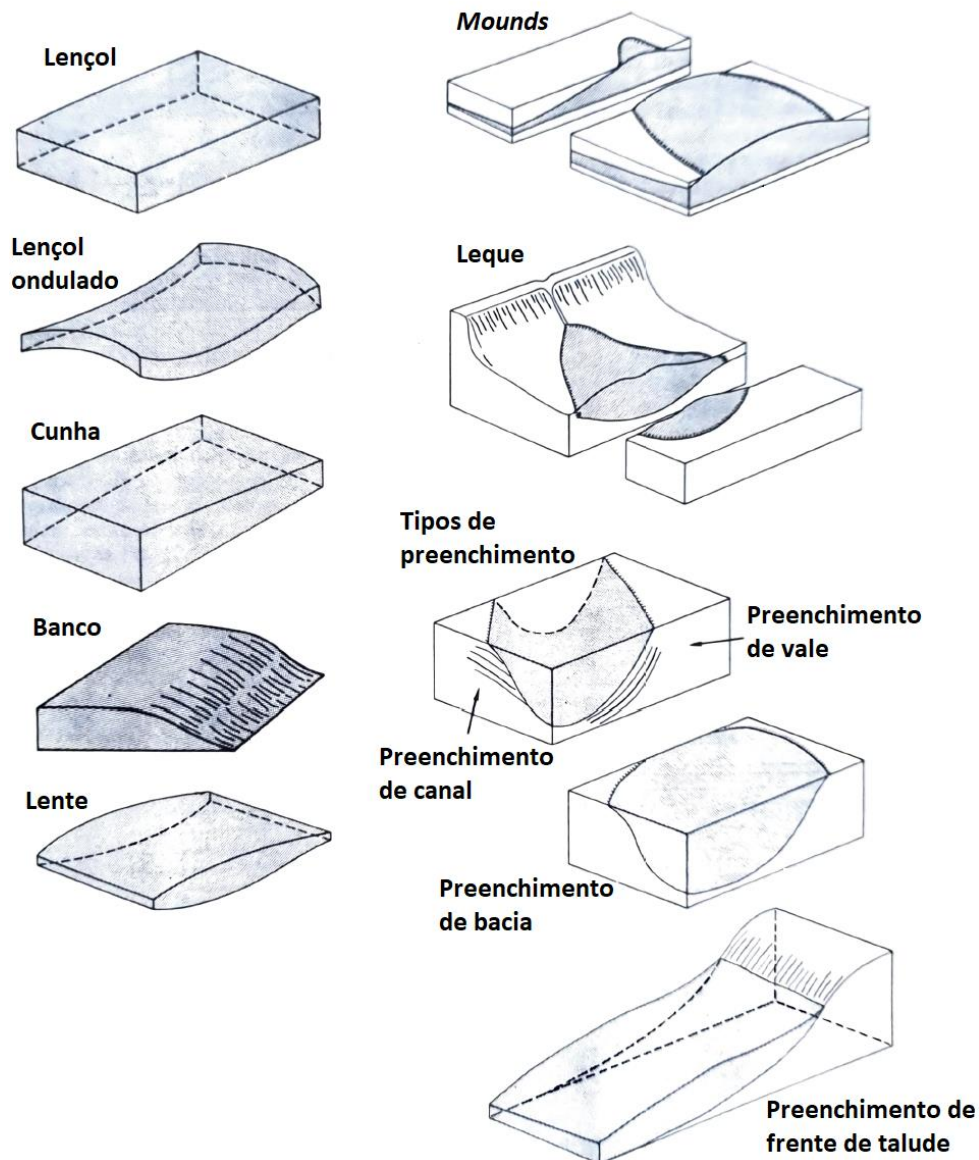


Figura 20: Desenho esquemático dos tipos de características externas dos refletores. Fonte: Mitchum *et al.* (1977) e adaptado pelo autor.

3.4 RESOLUÇÃO SÍSMICA

O conceito de resolução sísmica é essencial para se compreender o limite do que pode ser interpretado na sísmica. Por isso, este tópico tratará dos importantes conceitos abordados no trabalho de Kallweit e Wood (1982) onde os autores explicam três importantes critérios para se compreender a capacidade da resolução temporal (T_r) da sísmica. Estes são: Critério de Rayleigh, Critério de Ricker e Critério de Widess.

3.4.1 CRITÉRIO DE RAYLEIGH

Em analogia com a óptica, uma fonte pontual funciona como um pico de reflexão (*spike*), o instrumento óptico é análogo às camadas em subsuperfície e os padrões de difração equivalem a uma *wavelet* de banda-limitada. A resolução do instrumento óptico é sua capacidade de produzir imagens separadas de objetos próximos um ao outro. Os padrões de difração impõem um limite superior para a resolução de maneira análoga a uma *wavelet* sísmica. Em condições ideais de aplicação das leis da óptica, o instrumento óptico seria capaz de focar luz paralela em uma imagem pontual, situação que seria análoga a ter um *spike* para uma *wavelet* sísmica. No entanto, o princípio de Huygens produz um padrão de difração do instrumento óptico, de forma que a intensidade do máximo central possui largura finita inversamente proporcional ao tamanho da separação entre os objetos. Assim, a imagem de dois objetos irá colapsar a uma única imagem não resolvida quando a separação entre os dois for menor que a largura do máximo central (Figura 21).

Assim, Rayleigh estabelece o limite de resolução em função da separação de pico a vale ($b/2$) do padrão de difração. Pode-se dizer, então, que duas fontes pontuais podem ser resolvidas quando sua separação for maior que a distância pico a vale do padrão de difração. Analogamente, objetos são ditos não resolvidos quando a separação entre eles for menor que a distância pico a vale ($b/2$).

3.4.2 CRITÉRIO DE RICKER

Ricker definiu o limite de resolubilidade em função da separação onde a onda composta apresenta curvatura zero no máximo central (*flat spot*) (Figura 22). Essa separação seria igual à distância entre os pontos de inflexão do máximo central da *wavelet*. A Figura 22 mostra como funciona a observação de Ricker para o caso da sísmica, onde os picos são referentes à refletividade gerada nas interfaces entre uma camada que vai se afinando e suas vizinhas.

3.4.3 CRITÉRIO DE WIDESS

Enquanto o critério de Ricker é aplicado para amplitudes iguais de mesma polaridade, Widess estudou o caso de amplitudes iguais com polaridades invertidas. Conforme a separação diminui, há um ponto onde a onda composta se estabiliza assumindo a forma da derivada da *wavelet*. Com isso, Widess definiu que o limite de separação para estabilização da *wavelet* é igual a $1/8$ o comprimento de onda da frequência dominante. Assim, camadas menores que $1/8$ desse comprimento de onda poderiam ser resolvidas, a princípio, por mudanças de amplitude na reflexão composta.

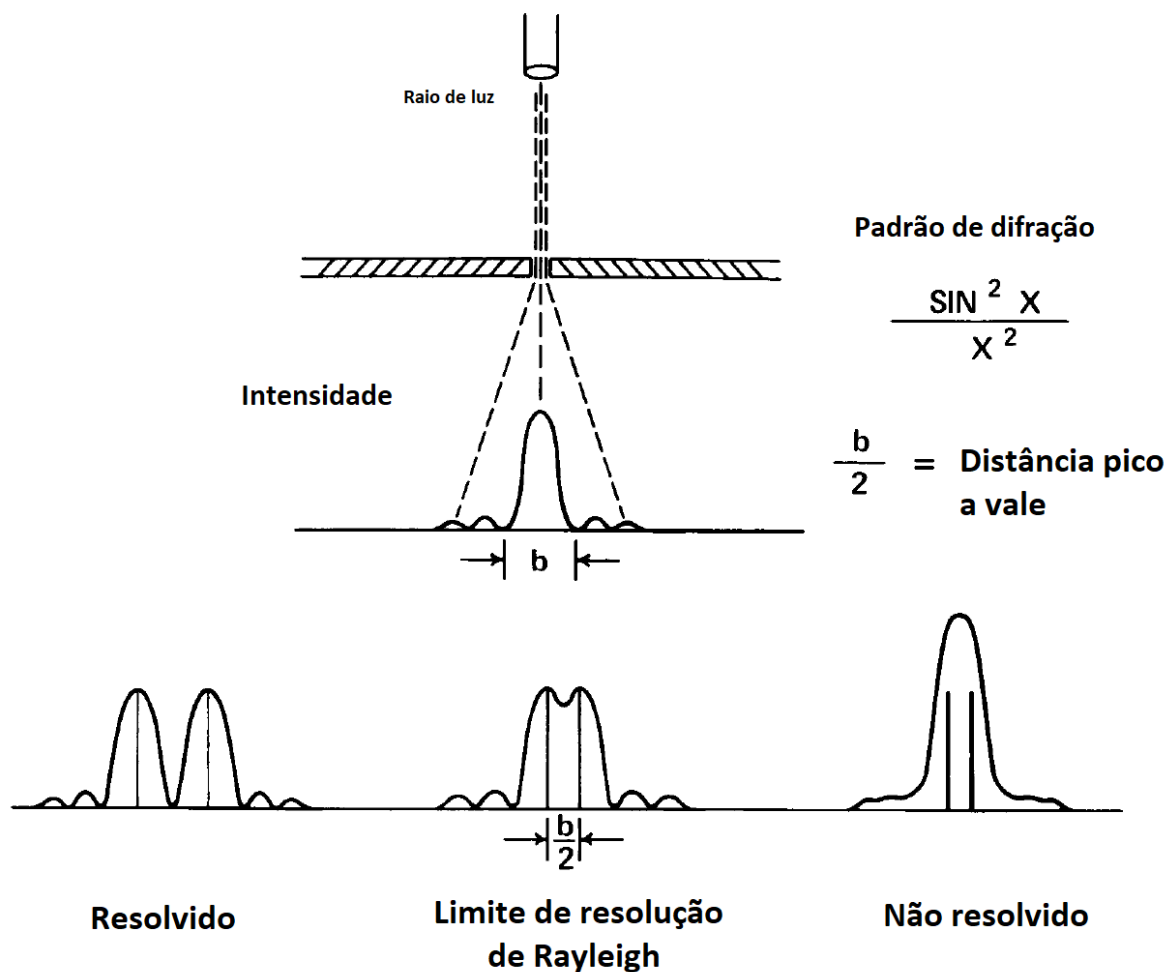


Figura 21: Desenho esquemático do critério de Rayleigh. Fonte: Kallweit e Wood (1982), adaptado pelo autor.

3.4.4 RESOLUÇÃO TEMPORAL E ESPESSURA DE *TUNING*

Por fim, Kallweit e Wood (1982) elaboram conceitos de Resolução Temporal (T_r) e espessura de *tuning* para unificar os três critérios descritos anteriormente. A resolução temporal é quando a separação entre picos diminui ao intervalo onde o *flat spot* aparece no máximo central da onda composta e é equivalente ao tempo de separação entre o máximo central e os pontos de inflexão. Pode ser expressa em termos de frequência de pico f_p (ou frequência dominante). Frequência de pico é definida como a frequência onde a amplitude no espectro é máxima. A espessura de *tuning*, expressa por $b/2$, é o ponto onde a espessura aparente, ou tempo pico-a-pico, tem exatamente o mesmo valor da espessura real, podendo ser determinada ao igualar a primeira derivada da onda convolvida a zero. Para uma *wavelet* de Ricker, a resolução temporal T_r é definida como:

$$T_r = \frac{1}{3f_p}, \quad (1)$$

e a espessura de *tuning* é dada por:

$$\frac{b}{2} = \frac{1}{2.6f_p}. \quad (2)$$

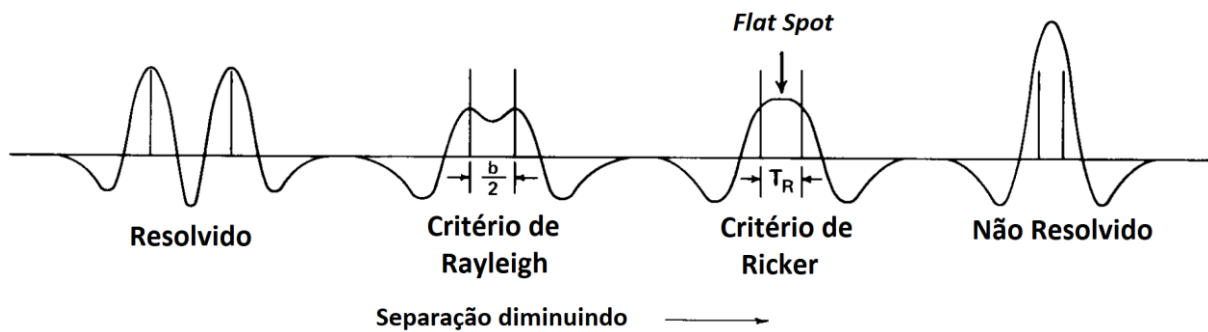


Figura 22: Desenho esquemático comparando os critérios de Rayleigh e Ricker. Fonte: Kallweit e Wood (1983) e adaptado pelo autor.

No caso de picos de mesma polaridade, a amplitude máxima da onda composta diminui à medida que o espaçamento entre os picos vai também diminuindo, até atingir um valor mínimo. Esse valor mínimo ocorre na espessura de *tuning*, a partir da qual a amplitude aumenta de forma não linear até o dobro da amplitude original no limite de espessura zero. Já para picos de polaridade oposta, na espessura de *tuning* a amplitude da onda composta é máxima e igual à soma dos módulos do pico central e do lobo adjacente. A medida que o espaçamento diminui a amplitude diminui não linearmente até zero. Quando a separação entre os picos é igual a $\lambda_p/8.5$ (onde λ_p o comprimento de onda da frequência de pico), a amplitude da onda composta é igual à amplitude original da *wavelet* de Ricker. Com isso, o critério de Ricker pode ser aplicado tanto para picos de mesma amplitude e polarizadas inversas quanto para picos de mesma amplitude e polaridade.

3.5 ATRIBUTOS SÍSMICOS

Atributos sísmicos são ferramentas que permitem realçar e quantificar informações de um dado sísmico que podem auxiliar a interpretação de interesse. Com grande aplicação na exploração de petróleo, atributos sísmicos são sensíveis tanto às características geológicas ou propriedades de reservatórios quanto à configuração estrutural ou ambiente de deposição. A

computação de atributos funciona como filtros que removem algum componente do sinal para revelar alguma característica de interesse. (CHOPRA & MARFURT, 2007; BARNES, 2016).

Atributos sísmicos podem ser utilizados tanto em dados *pré-stack* quanto em dados *pós-stack*. Atributos sísmicos *pré-stack*, muito mais pesados computacionalmente, incluem velocidades de ondas P e S, impedâncias, variação de amplitude com *offset*, anisotropia, atenuação e iluminação sísmica. Atributos sísmicos *pós-stack* inclui os atributos sísmicos complexos dos traços, estatísticas intervalares, descontinuidades, atributos de tempo e frequência, forma de onda e diferenças 4D, de forma a quantificar propriedades estratigráficas e estruturais dos traços em uma carga computacional mais leve que atributos sísmicos *pré-stack* (BARNES, 2016). Como os dados sísmicos utilizados neste trabalho são dados *pós-stack*, a compreensão sobre atributos se limitará àqueles desta mesma categoria. Por isso, nesta seção será feita uma revisão dos atributos que foram aplicados nos dados de base deste trabalho.

3.5.1 *STRUCTURAL SMOOTHING*

Atributos estruturais quantificam propriedades associadas a falhas, dobramentos, diápiros, mergulhos, azimute, inclinação e curvatura. O atributo *structural smoothing* é utilizado para remover ruídos de fundo e melhorar a continuidade espacial do sinal sísmico (NGERI *et al.*, 2015). Ngeri *et al.* também mostram a aplicação do atributo *structural smoothing* e comparam o dado original com o filtrado, mostrando um nítido ganho de continuidade dos refletores (Figura 23).

3.5.2 *TEXTURE*

Baseado na premissa de que as zonas de característica de sinal sísmico em comum estão relacionadas ao ambiente geológico em foram depositados, Chopra e Alexeev (2006) descrevem o atributo *texture* como baseado na ideia de descrever matematicamente a distribuição de valores de pixel em uma sub-região do dado. O termo *texel* é utilizado para o menor conjunto de pixels que caracterizam uma textura. Em sísmica 3D, o *texel* cúbico é quantificado através de uma transformação que gera a Matriz de Co-ocorrência de Nível de Cinza (abreviado, do inglês como GLCM). “Nível de cinza” se refere ao alcance dinâmico do dado, por exemplo, um dado de 8 bits terá 256 níveis de cinza, e a GLCM teria 256 linhas e 256 colunas, totalizando 65.536 termos. Por este motivo, o dado é redimensionado para 4 ou 5 bits.

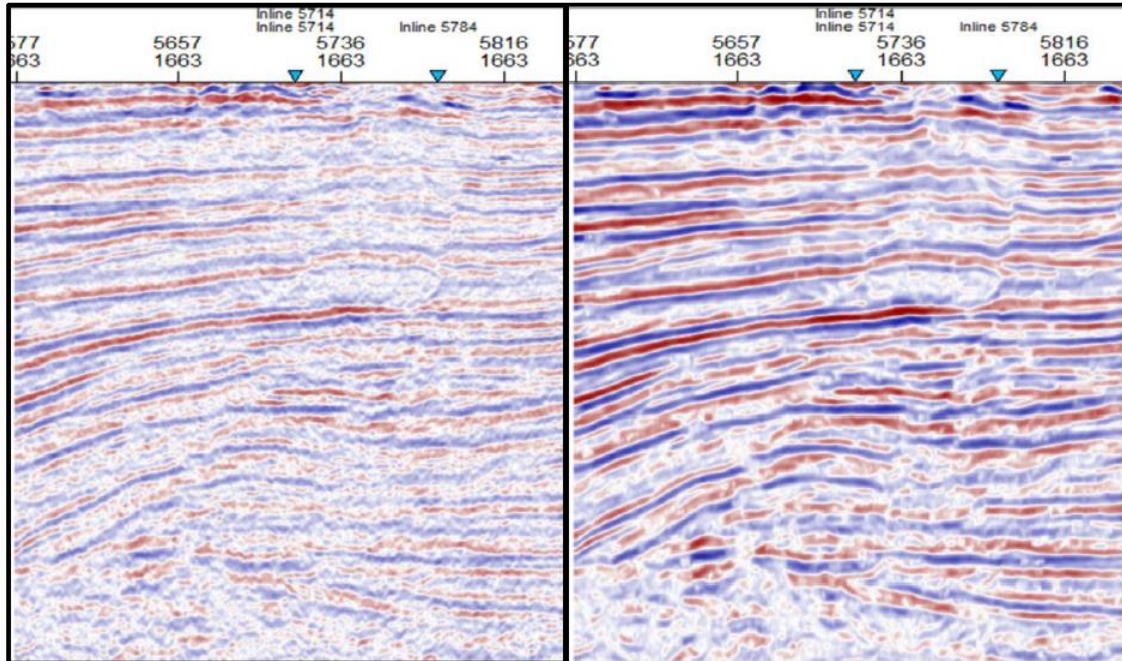


Figura 23: Comparação entre um dado bruto, na esquerda, e o dado após a aplicação do *structural smoothing*, à direita, onde percebe-se um ganho de nitidez dos refletores. Fonte: Ngeri *et al.*, 2015.

A GLCM representa a probabilidade conjunta de ocorrência de níveis de cinza, dada uma certa relação espacial em uma região, que é, então, usada para gerar medidas estatísticas como contraste e homogeneidade. A Figura 24 mostra como se comporta uma GLCM de dimensão 64x64 em três diferentes regiões de um dado sísmico, onde é possível observar que a GLCM apresenta uma distribuição menos esparsa, concentrada ao longo da diagonal principal na região de refletores fortes e contínuos, enquanto na região com amplitudes pequenas a distribuição exhibe valores próximos ao centro da matriz, e, por fim, para a região de refletores descontínuos e incoerentes a matriz exhibe valores ainda mais distantes da diagonal principal.

Dentre as várias informações estatísticas que podem ser tiradas da GLCM, as principais que Chopra e Alexeev (2006) destacam são: energia, entropia, contraste e homogeneidade. Para este trabalho, foi utilizada apenas a homogeneidade, que apresentou resultado muito próximo ao inverso do contraste. A homogeneidade mede a similaridade dos pixels, sendo alta quando os elementos da GLCM estão localizados próximo à diagonal principal, útil para quantificar a continuidade das reflexões e é dada por:

$$\sum_i \sum_j \frac{1}{1 + (i - j)^2} P_{i,j} \quad (3)$$

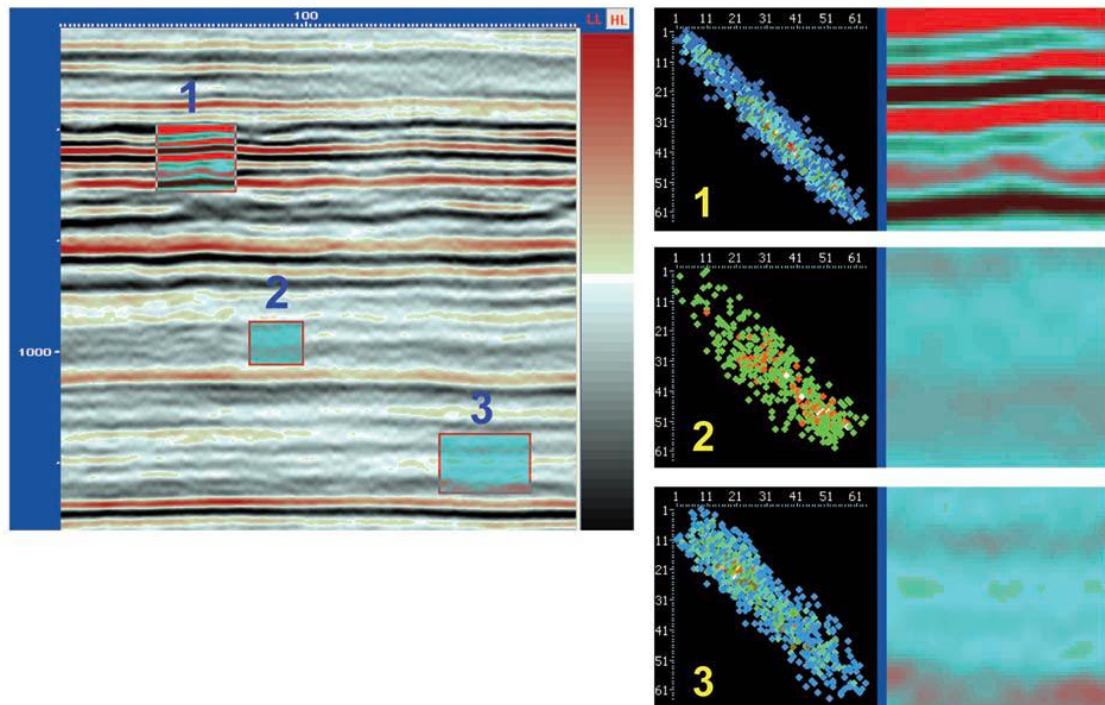


Figura 24: À direita a GLCM de cada uma das regiões 1, 2 e 3 da figura à esquerda, mostrando a distribuição dos valores dos pixels. Fonte: Chopra & Alexeev (2006).

Chopra & Alexeev (2006) ainda mostram como um reservatório de areia apresenta altos valores de homogeneidade, delimitando bem a distribuição dos arenitos, conforme mostra a Figura 25. Esse resultado serviu como motivação para a aplicação deste atributo no presente trabalho, que resultou também em uma boa visualização da distribuição de depósitos especialmente do sistema CR-1.

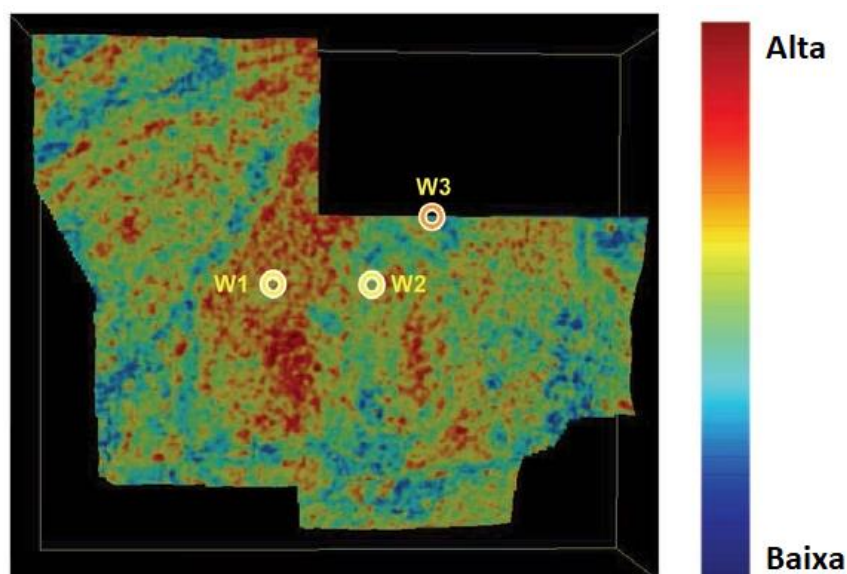


Figura 25: Valores de homogeneidade do atributo *texture* em um reservatório de areia. Fonte: Chopra & Alexeev (2006), adaptado pelo autor.

3.5.3 AMPLITUDE RMS

De acordo com Barnes (2016), a amplitude, sendo uma das propriedades sísmicas mais importantes, possui mais atributos do que qualquer outra propriedade. Amplitude RMS é sempre um valor positivo, independente da polaridade. É neste contexto que o atributo Amplitude RMS (do inglês, *root mean square*) ganha importância para este trabalho, pois este destaca o valor absoluto da amplitude, atribuindo a picos e vales um valor absoluto da média da raiz quadrada da soma dos quadrados das amplitudes, dado um certo intervalo de tempo:

$$x_{rms} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N x_n^2}, \quad (4)$$

no qual x é o valor da amostra e N é o intervalo de tempo do qual será calculada a média.

Em geral, foram encontrados trabalhos em que este atributo foi utilizado em *horizon slices*, como no próprio trabalho de Barnes (2016) e Kang *et al.* (2018), ou *times slices*, como no trabalho de Hu e Zhu (2013). No presente trabalho, o atributo Amplitude RMS foi usado em sobreposição ao atributo TecVA para ressaltar amplitudes referentes aos arenitos de canal. Amplitudes essas que já foram mais bem delimitadas pelo atributo TecVA.

3.5.4 TECVA

Proposta por Bulhões (1999), a Técnica Volume de Amplitude (TecVA), é uma ferramenta que obtém variações laterais de sismofacies através da média RMS ou simplesmente a média dos valores absolutos das amplitudes. A aplicação da TecVA se baseia na identificação de uma sismocamada elementar M , que pode ser interpretada como metade do período entre o pico e o vale da onda (BULHÕES, 2005). No caso do presente trabalho, foi utilizado um $M = 12 \text{ ms}$ em função do período da *wavelet* média do dado. Em Bulhões (2005) há um exemplo da aplicação deste atributo, como mostra a Figura 26, onde é possível visualizar a continuidade realçada das camadas, assim como uma melhora na visualização das discontinuidades.

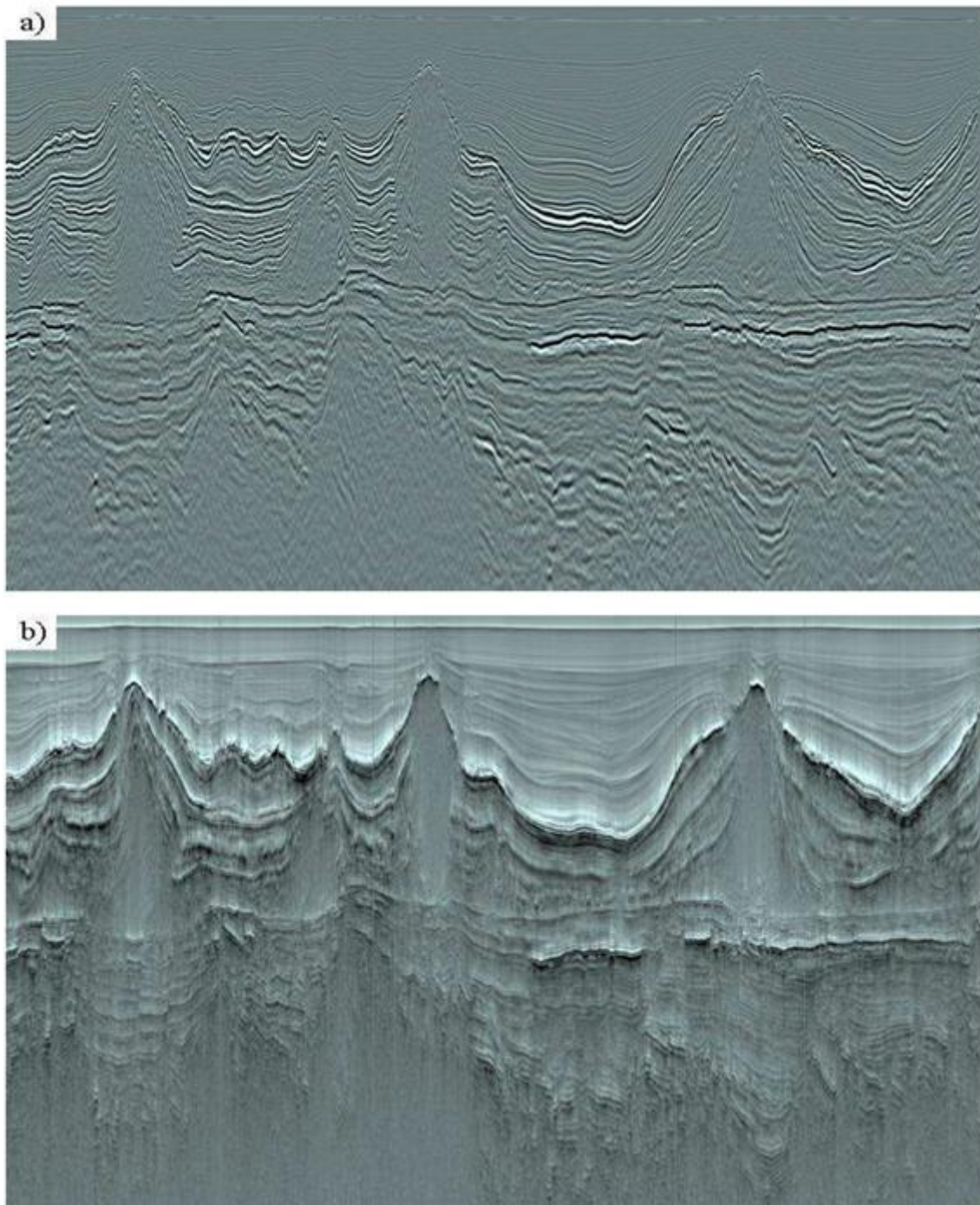


Figura 26: Em a) a sísmica na amplitude original e em b) a mesma seção após a aplicação da TecVA. Fonte: Bulhões (2005).

3.5.5 FILTRO INVERSO Q

A terra, por ser um meio viscoelástico, tem a característica de causar uma deformação contínua no sinal sísmico a medida que a onda se propaga, causando atenuação e dispersão da mesma. O fator Q é utilizado para modelar esses efeitos que deformam o sinal sísmico. A

aplicação de um filtro inverso Q visa compensar as perdas de sinal e mudança de fase no sinal sísmico. O fator Q pode ser matematicamente definido por (WANG, 2008):

$$\frac{1}{Q} = \frac{\Delta W}{2\pi W'} \quad (5)$$

no qual ΔW é a perda de energia da onda por ciclo de estiramento harmônico em relação à energia máxima W .

4 BASE DE DADOS

4.1 SÍSMICA

Os dados utilizados neste trabalho são um volume sísmico 3D pós-empilhamento no domínio do tempo, adquiridos em janeiro de 1998. A área do volume aqui utilizado é apresentado na Figura 27 junto com uma seção típica deste volume.

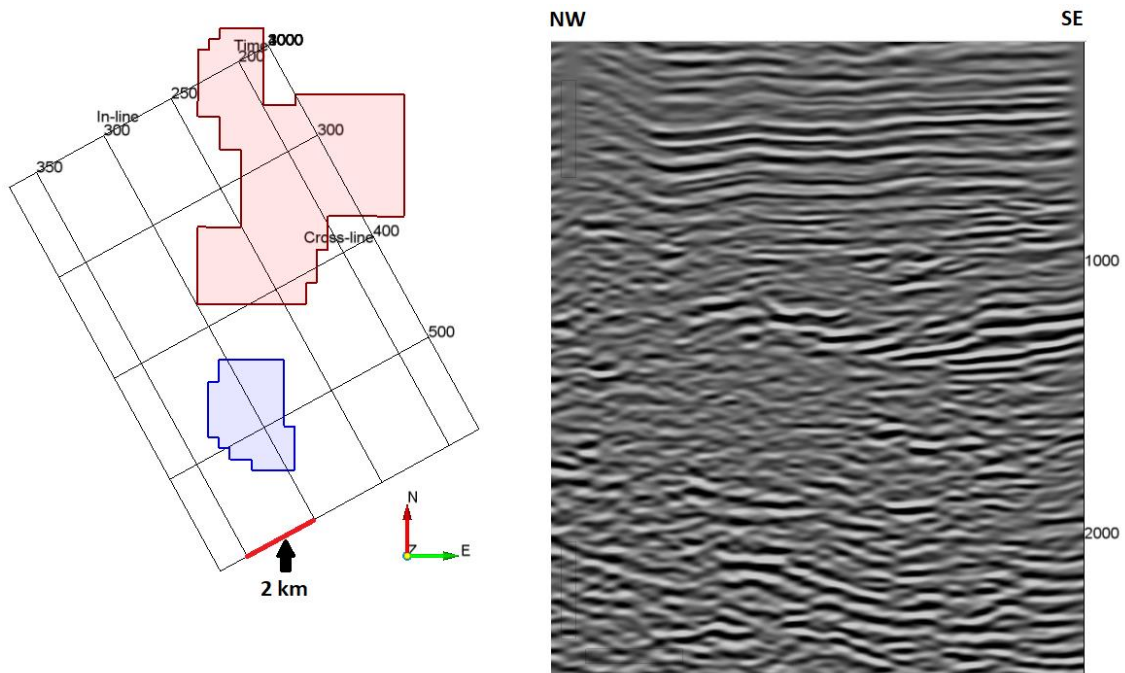


Figura 27: Área do volume sísmico, à esquerda, com os polígonos dos campos de Massapé (vermelho), ao norte, e Cantagalo (azul), ao sul; à direita uma *cross-line* desse mesmo volume. Fonte: Autor.

Por se tratar de sísmica terrestre, é de se esperar que haja uma quantidade maior de ruído e, portanto, menos nitidez de um modo geral. Por isto, esse dado passou por etapas de processamento adicionais a fim de melhorar a continuidade dos refletores e aumentar o ganho de frequências a grandes profundidades. Essas etapas foram a aplicação do atributo *structural smooth* e um filtro inverso Q. Leone (2020) demonstrou em seu trabalho como a aplicação do atributo *structural smooth* e do filtro inverso que foi capaz de modificar o espectro de frequências do dado (Figura 28), salientando que essa filtragem também acaba por realçar ruídos inerentes ao dado.

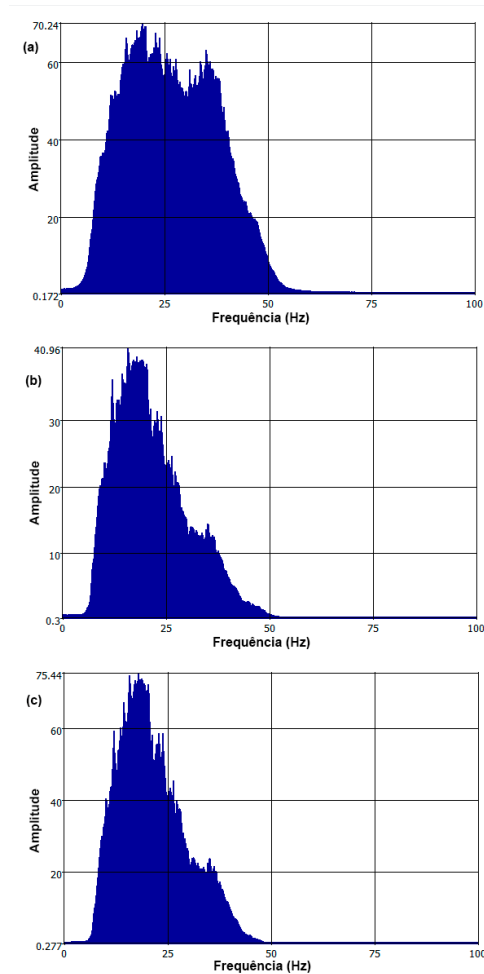


Figura 28: Espectro de frequências do volume sísmico bruto em (a), volume pós *Structural Smooth* em (b) e após filtro inverso Q em (c). Fonte: Leone (2020).

A *wavelet* do dado, assim como seu espectro de frequências, estão representados na Figura 29. Com base nesta figura, é possível perceber o período de 48 ms vale a vale da *wavelet*, o que forneceria uma frequência de pico de 20,8 Hz, que é representado no espectro de frequências da mesma *wavelet*. Com essas informações, é possível estimar a resolução temporal sísmica desse dado, baseado na equação (1):

$$T_r = \frac{1}{3f_p} = \frac{1}{3 * 20,8} = 0,016 \text{ s.}$$

Através do TTI do poço 4-MP-45D-BA (ou 4-BRSA-895D-BA), foi possível calcular uma velocidade para o intervalo entre o Marco 15 e o topo da Formação Candeias de aproximadamente 3.900 m/s. Essa velocidade em 16 ms fornece uma profundidade mínima de resolução de 62,4 metros.

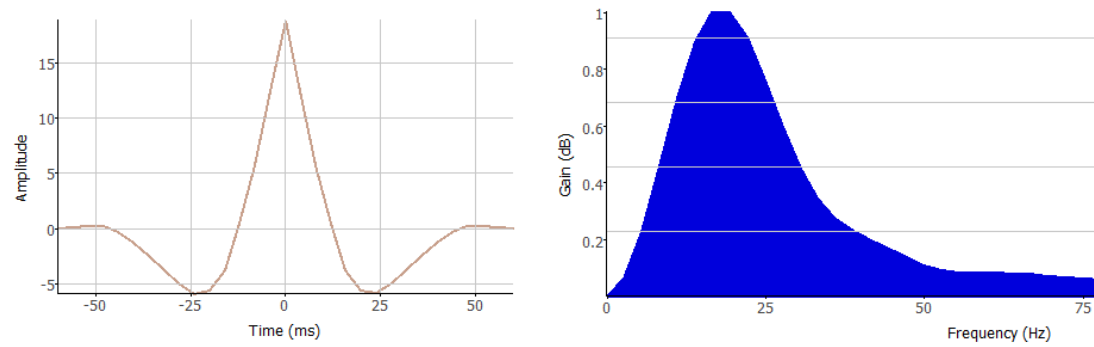


Figura 29: Wavelet do dado no domínio do tempo, à esquerda, e no domínio das frequências, à direita. Fonte: autor.

4.2 POÇOS

Os poços utilizados para este trabalho foram fornecidos pela ANP, que disponibilizou 55 poços presentes no campo de Massapê. Para este trabalho, porém, foram utilizados apenas cinco poços, em função do fator de qualidade da amarração com a sísmica, para embasar as interpretações aqui feitas. Um exemplo de um dos poços aqui utilizados pode ser visto na Figura 30, no qual pode ser observado o poço 7-MP-22D-BA, interpretado por Candido da Silva (2021).

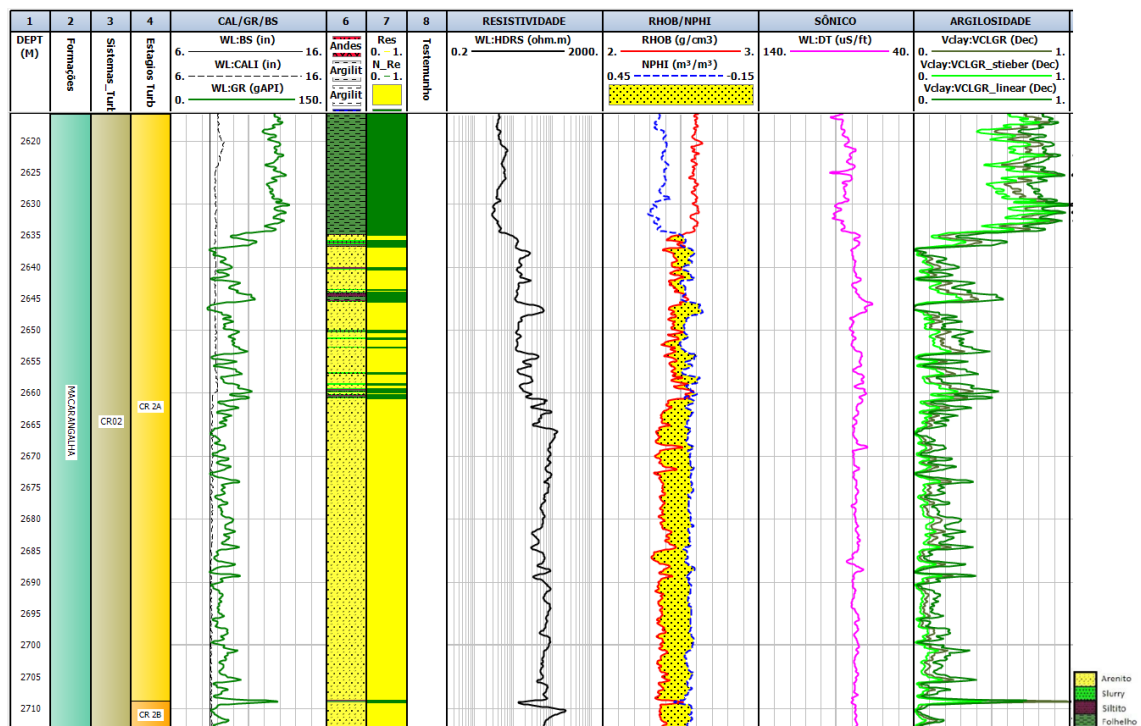


Figura 30: Poço 7-MP-22D-BA com litologia e estágios interpretados, perfis gama, resistividade, sônico e argilosidade. Fonte: Candido da Silva (2021).

5 METODOLOGIA

Os dados sísmicos e de poços usados neste trabalho foram carregados no Software OpendTect, desenvolvido pela dGB *Earthsciences*. Uma consideração importante a ser feita é que, com base no trabalho de Leone (2020), onde foi observado que os arenitos dos sistemas CR-2 e CR-3 apresentavam impedância acústica próxima ao *cross-over* entre folhelhos e arenitos, mas ainda assim acima do valor de impedância dos folhelhos, as feições de canal foram interpretadas como refletores positivos nesses dois sistemas. No sistema CR-1, por outro lado, a autora identificou valores de impedância muito próximos entre folhelhos e arenitos, por isto foram escolhidos os refletores de polaridade negativa, também em função da maior amplitude dos refletores de polaridade negativa nesse intervalo, para interpretar as feições observadas nesse sistema, principalmente lobos, como será mostrado na seção de resultados.

5.1 AMARRAÇÃO DE POÇOS

Como forma de calibrar a interpretação dos horizontes, foram escolhidos alguns poços, que necessariamente teriam os perfis de densidade e sônico, para fazer a amarração com a sísmica. A partir desses perfis foi gerado um sismograma sintético que foi, em seguida, correlacionado com a sísmica pela técnica *stretch & squeeze*, visando o maior fator de correlação entre os sismogramas sintético e real, sem que fossem geradas velocidades muito anômalas.

Os poços escolhidos estão apresentados na Tabela 1 junto com os coeficientes de correlação após a amarração. Os marcos estratigráficos utilizados para a amarração foram o Marco 15, que na sísmica fora interpretado anteriormente por Leone (2020), e o topo da Formação Candeias, que fora interpretado sísmicamente por Sergio Cirino (2020), a partir do qual uma nova interpretação mais refinada foi feita pelo autor deste trabalho.

5.2 MARCOS ACARAJÉ E ABARÁ

Para a interpretação do Marco Acarajé foi observado que em diversos poços esse marcador estava logo acima de dois fortes refletores de polaridade negativa. Vale ressaltar que, em diversos poços, o Marco Acarajé apresenta espessura inferior ao limite de resolução sísmica, no entanto foi observada uma certa continuidade de refletores de polaridade negativa de mergulho aproximadamente coincidente com o mergulho do Marco 15 e também ao mergulho para SE que se espera pela evolução tectônica da bacia. Ao fim, as linhas foram interpoladas e em seguida filtradas pela média móvel de 3 em 3 *in-lines* e *cross-lines*.

Não foi possível mapear o Marco Abará em função de sua fina espessura se comparado à resolução sísmica dos dados utilizados neste trabalho, sendo possível a visualização apenas em escala de poço.

5.3 LIMITE DE SEQUÊNCIAS

O mapeamento desse limite de sequências foi feito também através de *cross-lines* em intervalos de 2 em 2, a partir da identificação da terminação de sucessivos refletores em *onlap*, sempre sendo calibrando com *inlines*. A preferência pelo mapeamento em *cross-lines* foi em função da melhor visualização desse limite de sequência do que se comparado as *in-lines*. Em seguida essas linhas foram interpoladas e filtradas pela média móvel de um conjunto de 3 linhas.

5.4 FEIÇÕES TURBIDÍTIICAS

A interpretação das feições turbidíticas em linhas foi limitada ao polígono do Campo de Massapê. A interpretação de feições de canais e lobos dos sistemas CR-2 e CR-3 foi feita de 3 em 3 *cross-lines*, na direção SE-NW, entre as *cross-lines* 396 e 327, a partir da qual não foi possível observar uma quantidade relevante de feições com alguma continuidade. Algumas feições que puderam ser correlacionadas ao longo de um intervalo de nove linhas ou mais foram interpoladas. Muitas das feições, principalmente de canal, não puderam ser correlacionadas ao longo de um intervalo relevante de linhas, em parte em função da própria natureza dos depósitos turbidíticos, onde canais podem erodir outras feições mais antigas, sejam de canais, lobos, *overbank* etc., e em parte pela baixa resolução dos dados.

A observação de feições turbidíticas também foi feita nas *time-slices* em que foi possível observar certa continuidade de refletores referente a feições de canal.

No caso do sistema CR-1, que em parte pode ser estratigraficamente reposicionado, como será discutido mais adiante, a interpretação de feições ficou muito limitada a feições de lobo acima do limite de sequências identificado, indo além dos limites ao norte do Campo de Massapê. Esses lobos foram mapeados em um grid de 2 em 2 *in-lines* e *cross-lines*, e em seguida interpolados e filtrados também pela média de cada conjunto de três linhas. Há também presença de alguns canais, principalmente abaixo do limite de sequências.

5.5 ATRIBUTOS

Os atributos de Amplitude RMS e TecVA foram utilizados para evidenciar o "enxame" de amplitudes referentes a canais na região do dado, onde foram identificadas diversas feições de canal pela amplitude nos sistemas CR-2 e CR-3. O atributo Amplitude RMS foi gerado pelo intervalo de 24 ms, ou metade do tempo vale a vale da *wavelet*. O atributo TecVA foi gerado utilizando 12 ms, ou metade do tempo pico a vale da *wavelet*. Já o atributo de textura foi utilizado nos lobos mapeados do CR-1 para ressaltar a homogeneidade (ou heterogeneidade) dos lobos mapeados. A partir disso, foi possível observar as regiões onde houve espaço preferencial para deposição de sedimentos e outras partes que podem ter funcionado como área de transporte e deposição subordinada.

O atributo de textura foi gerado pela homogeneidade dentro de um intervalo de ± 24 ms, referente à metade do período da *wavelet*, em 3 *cross* e *in-lines*. Esse atributo apenas apresentou resultados relevantes quando aplicado aos lobos ou prodeltas, interpretados no intervalo acima do limite de sequência, sendo portanto avaliado apenas nesse intervalo.

6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1 AMARRAÇÃO DE POÇOS

Os poços utilizados para calibrar a interpretação dos horizontes, que serão apresentados mais adiante, estão dispostos na tabela 1, em que é apresentado também o coeficiente de correlação obtido, assim como observações importantes sobre cada amarração. É importante ressaltar que outros poços foram descartados por um ou mais dos seguintes motivos: (i) baixo fator de amarração; (ii) altos valores de velocidade intervalar após amarração; (iii) discrepância de profundidade de marcadores em relação a poços próximos; e (iv) baixa qualidade do perfil sintético gerado e/ou arrombamento de cáliper.

Tabela 1: relação e poços e correlação após amarração.

Poço	Correlação	Observações
BRSA-MP-502-BA-D	48%	Amarração entre Marco 15 e Marco Abará
BRSA-MP-43D-BA	43%	Amarração entre Marco 15 e Marco Abará
BRSA-MP-36D-BA	57%	Amarração entre Marco 15 e Marco Abará
BRSA-MP-35D-BA	54%	Amarração entre Marco 15 e Marco Abará. Até o topo da Fm. Candeias a correlação decaiu para 39%
BRSA-MP-22D-BA	57%	Amarração entre Marco 15 e Marco Abará. Em um intervalo de aproximadamente 24 ms ocorreram velocidades demasiadamente altas, por vezes mais de 10.000 m/s, logo abaixo de outro intervalo também de 24 ms com velocidades baixíssimas, as vezes até abaixo de 1.000 m/s

6.2 MARCO ACARAJÉ

O Marco Acarajé mapeado tem maior confiabilidade nas regiões próximas aos poços, sendo que nas regiões mais distantes dos poços, a interpretação foi feita com base na continuidade lateral. A representação em mapa do Marco Acarajé está apresentada na Figura 31, onde é observada uma tendência de mergulho para leste-sudeste. Este mergulho é esperado em função do desenvolvimento do diápiro de folhelho e do basculamento da bacia em direção ao depocentro regional, próximo ao Sistema de Falhas de Salvador, ao longo do tempo. O mapeamento dos marcos estratigráficos tem grande importância para este trabalho no sentido de tornar possível a identificação dos três sistemas turbidíticos. Neste caso, foi possível mapear apenas o Marco Acarajé, de forma que apenas o sistema CR-1 pode ser individualizado. Acima do Marco Acarajé

é possível identificar uma mudança de comportamento das feições sísmicas, principalmente acima de um limite de sequências que foi identificado pouco acima do Marco Acarajé.

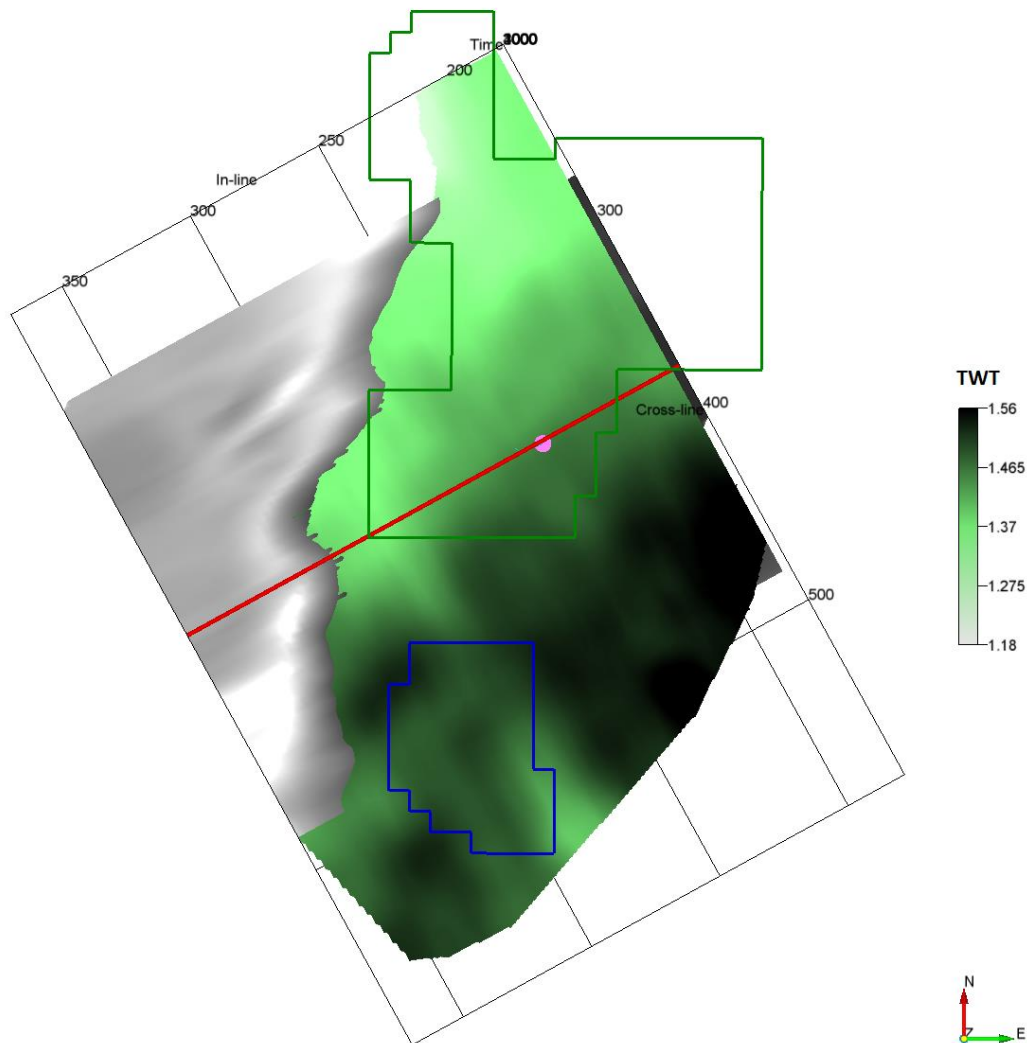


Figura 31: Marco Acarajé mapeado em verde, sobreposto ao topo da Formação Candeias em tons de cinza, destacando-se o diápiro de Massapê à oeste representado pelos tons mais claros de cinza. A linha vermelha marca a *cross-line* 378 utilizada para demonstrar a amarração com o poço 7-MP-36D-BA, representado pelo ponto rosa nesta figura. Escala verde em TWT.

A seção da Figura 32 demonstra o Marco Acarajé interpretado com base na amarração de poços. Em função de uma limitação do *software*, não foi possível visualizar o poço amarrado com a sísmica na janela de visualização 2D, portanto essa imagem fica com menos detalhes de escala temporal e espacial.

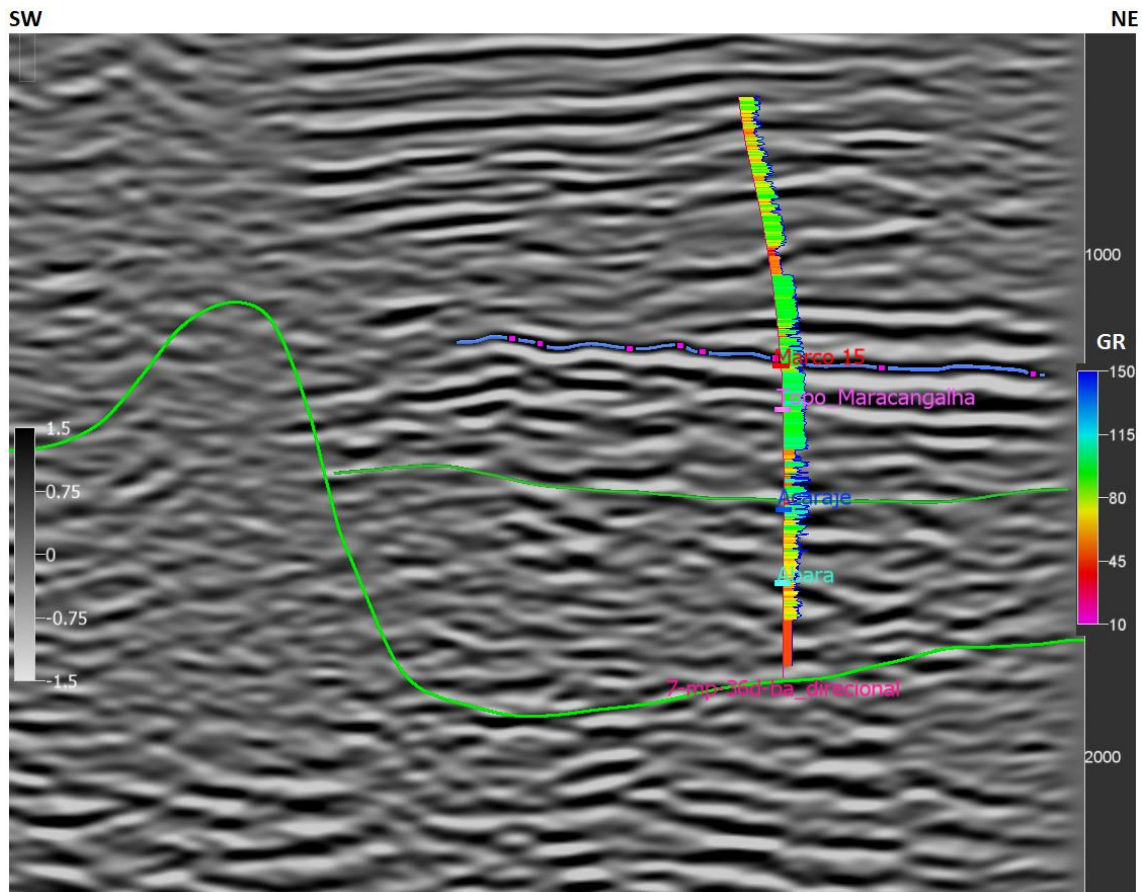


Figura 32: Marco Acarajé, em verde escuro, com poço amarrado na *cross-line* 378. Em azul o Marco 15 e em verde claro o topo da Formação Candeias. O marcador do poço 7-MP-36D-BA não coincide totalmente com o mapeado na sísmica em função da filtragem do Marco Acarajé mapeado, além da ambiguidade que existe em função da baixa resolução sísmica e a possível influência do caráter direcional do poço.

6.3 LIMITE DE SEQUÊNCIAS

Um dos principais resultados deste trabalho foi a identificação de um limite de seqüências que está apresentado na *random-line* representada na Figura 33 (marcador azul claro). Essa *random line* foi escolhida especificamente para abranger dois poços. A importância deste limite se dá pelo fato de que suas características, associadas à amarração com os poços e aos trabalhos que anteriormente identificaram facies mais lamosas no sistema CR-1, coincidem com as características até então descritas como sendo do Membro Catu, da Formação Marfim. Outro fator importante a ser observado na Figura 33, assim como na Figura 32, é o topo da Formação Maracangalha, em rosa nos poços.

Neste limite são observados refletores terminando em *onlap*, característica importante do Membro Catu apontada por Silva *et al.* (2007) provavelmente devido à uma erosão associada a expansão dos sistemas deltaicos. Este limite de seqüência é importante pois modifica o posicionamento estratigráfico do topo da Formação Maracangalha na área de estudo. Além disso,

a boa continuidade das feições lobadas pode ser característica de prodeltas, o que é corroborado também pela sedimentação mais argilosa, observada neste intervalo, e por uma aparente erosão de parte desses refletores contínuos acima do limite de seqüências. Essa erosão afeta inclusive o Marco 15, o que poderia ser referente à progradação de canais e, logo, à erosão, como mostra a Figura 34. Fica evidente também nesta figura que pouco acima do Marco Acarajé já é possível observar o limite de seqüências e, acima deste, os refletores mudam fortemente de característica.

Com base nessas observações, o marcador do topo da Formação Maracangalha nos poços das figuras 32 e 33 poderia ser, então, modificado, uma vez que provavelmente as feições acima do limite de seqüência já são referentes ao Membro Catu da Formação Marfim.

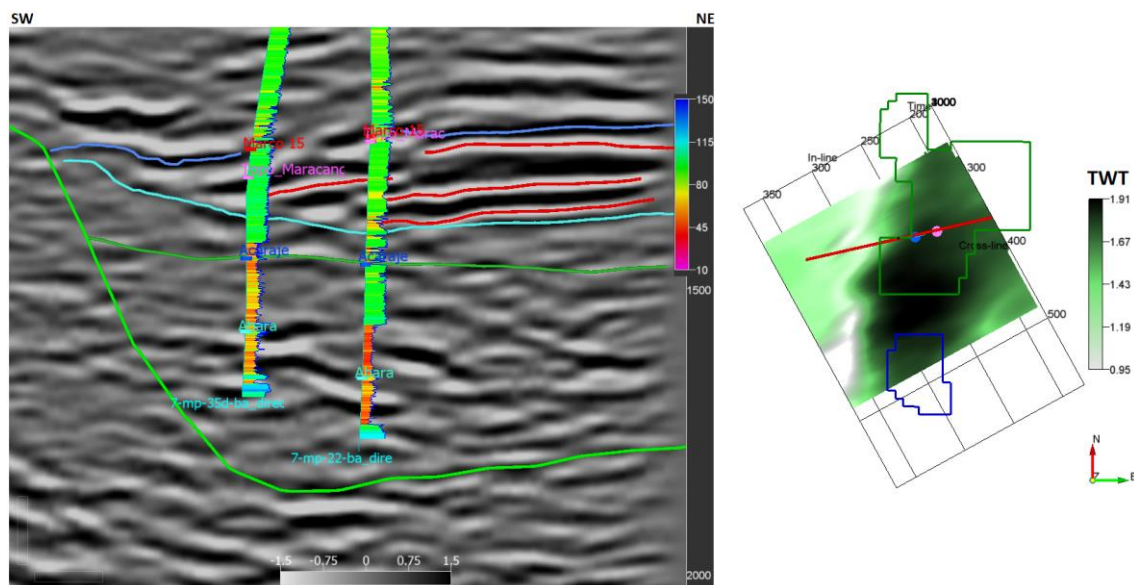


Figura 33: seção de uma *random line*, à esquerda, muito próxima da *cross-line* 339, com a amplitude em escala de cinza, evidenciando as terminações em *onlap* (ou possivelmente *onlap* aparente) e o perfil de raios gama dos poços 7-MP-22D-BA e 7-MP-35D-BA evidenciando pacotes mais ou menos argilosos; à direita a visão em mapa desta mesma seção, com o poço MP-22D representado pelo ponto rosa e o poço MP-35D pelo ponto azul.

É importante se considerar também que as terminações em *onlap* dos refletores acima dos limites de seqüência podem se tratar, na verdade, de *onlap* aparente, em função do desenvolvimento do diápiro de lama e do aumento do mergulho da bacia ao longo do tempo.

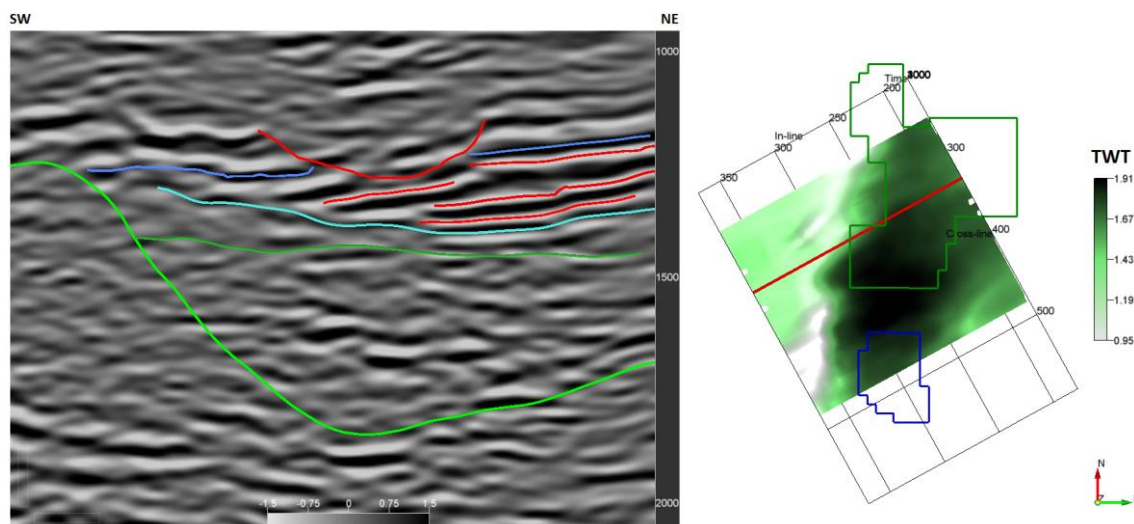


Figura 34: *Cross-line* 333 onde fica mais evidente uma erosão dos refletores contínuos acima do limite de seqüências.

A interpolação do limite de seqüência está apresentada em mapa na Figura 35, que também apresenta alguns poços. A região em azul escuro (a zona mais profunda do limite de seqüência) é a região onde esse limite é visualmente mais fácil de ser identificado e, portanto, seu mapeamento tem maior confiabilidade. Nota-se que a maioria dos poços foi perfurada na região onde esse limite de seqüência foi mapeado, o que implica que parte do que é considerado como arenitos turbidíticos do sistema CR-1 seria, na verdade, arenitos deltaicos/turbidíticos do Mb. Catu, da Formação Marfim.

Os corpos tabulares acima desse limite de seqüência, aqui interpretados como prodeltas, puderam ser mapeados ao longo de diversas linhas por apresentarem boa continuidade, como já mencionado. Com isso foi possível gerar um horizonte 3D para cada um desses refletores que são apresentados na Figura 36, do mais antigo para o mais recente. É importante ressaltar que, se tratando de feições de prodeltas, as porções mais rasas das feições mapeadas poderiam ser referentes a porção da frente deltaica.

Também nesses corpos foi aplicado o atributo *texture* cujo resultado será apresentado no tópico sobre atributos.

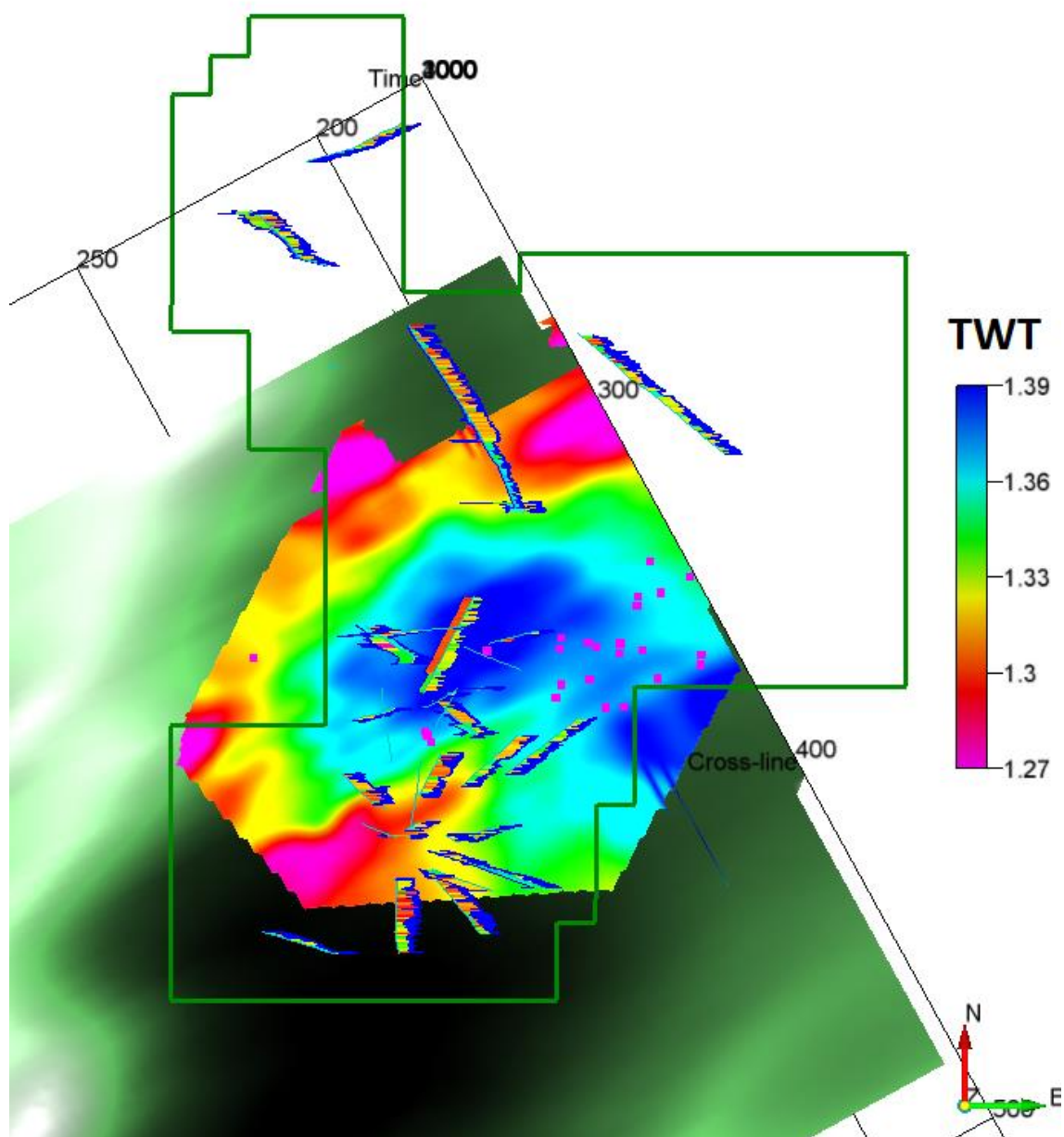
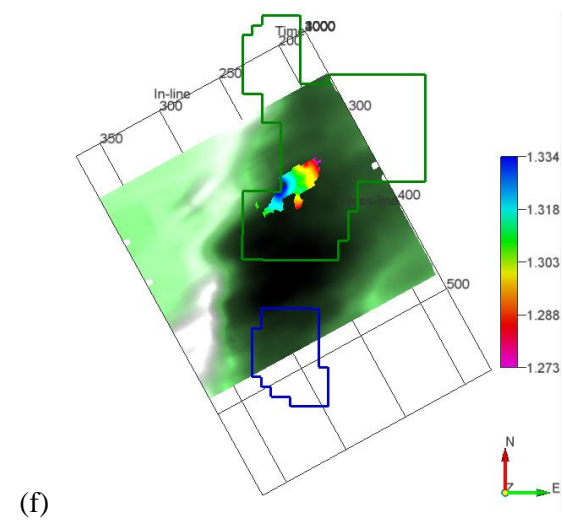
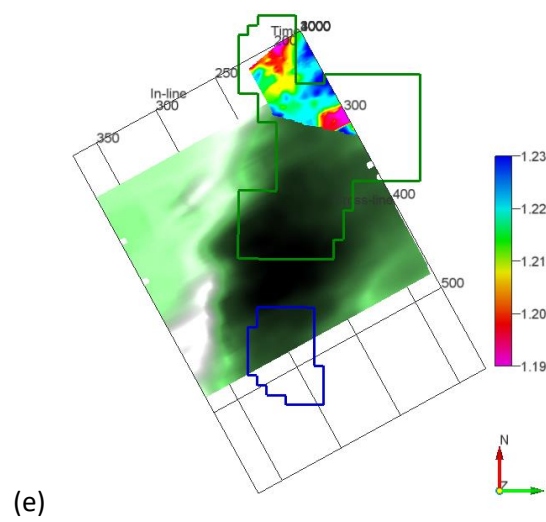
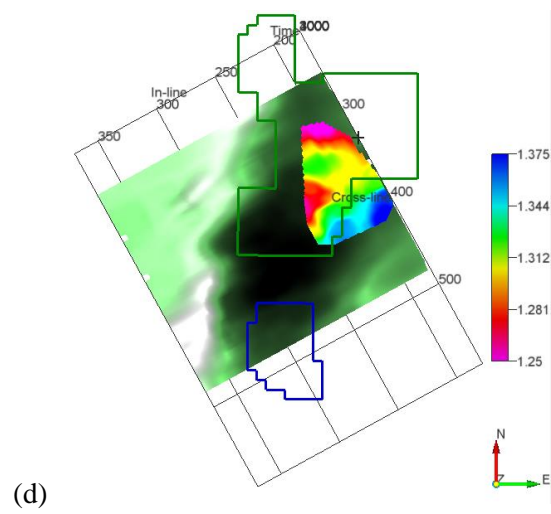
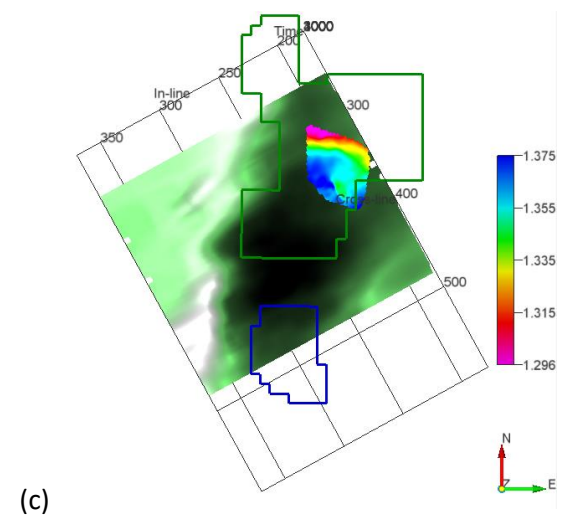
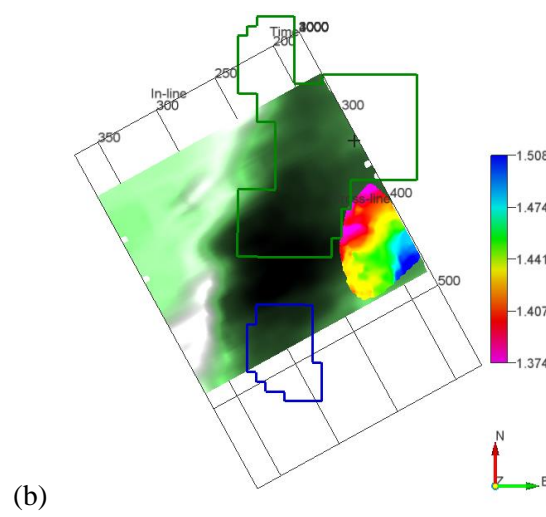
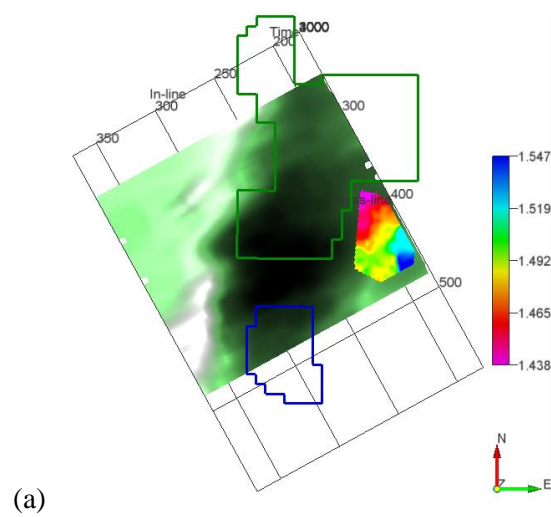


Figura 35: Visão em mapa do limite de seqüências mapeado. Escala de cores em TWT.



(g)

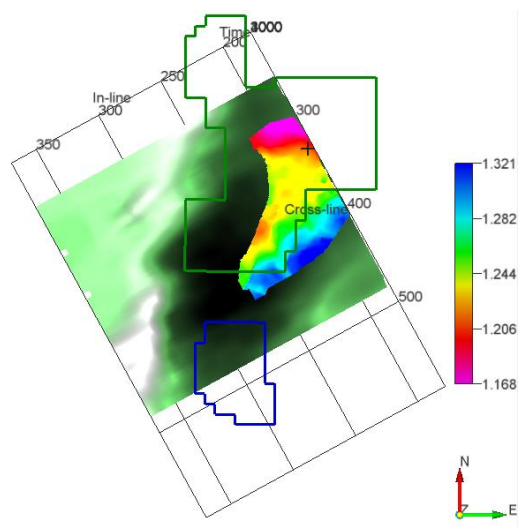


Figura 36: Prodeltas interpretados em mapa, do mais antigo para o mais novo de (a) a (g). Escala colorida em de TWT, sendo vermelho o mais raso, ou de menor tempo duplo.

A análise de idade relativa de cada um desses prodeltas foi feita com base em *in-lines*, através das quais é possível observar a relação temporal de lobos muito. Aqui dá-se o nome de cada prodelta em função de seu índice na Figura 36, sendo o prodelta da figura 33(a), por exemplo, chamado de prodelta A. Desta forma, a Figura 37 mostra que o lobo B, em amarelo na seção, aparentemente é formado antes do lobo D (roxo em seção), que, por sua vez, é formado antes do lobo E (marrom em seção). Os demais corpos lobados em vermelho são os prodeltas G e C.

É importante observar, na Figura 37, a aparente terminação do prodelta G (em vermelho) em *downlap* sobre o prodelta B (em amarelo), o que indicaria uma progradação do sistema por uma diminuição do nível do lago (regressão forçada) ou um forte aporte sedimentar (regressão normal).

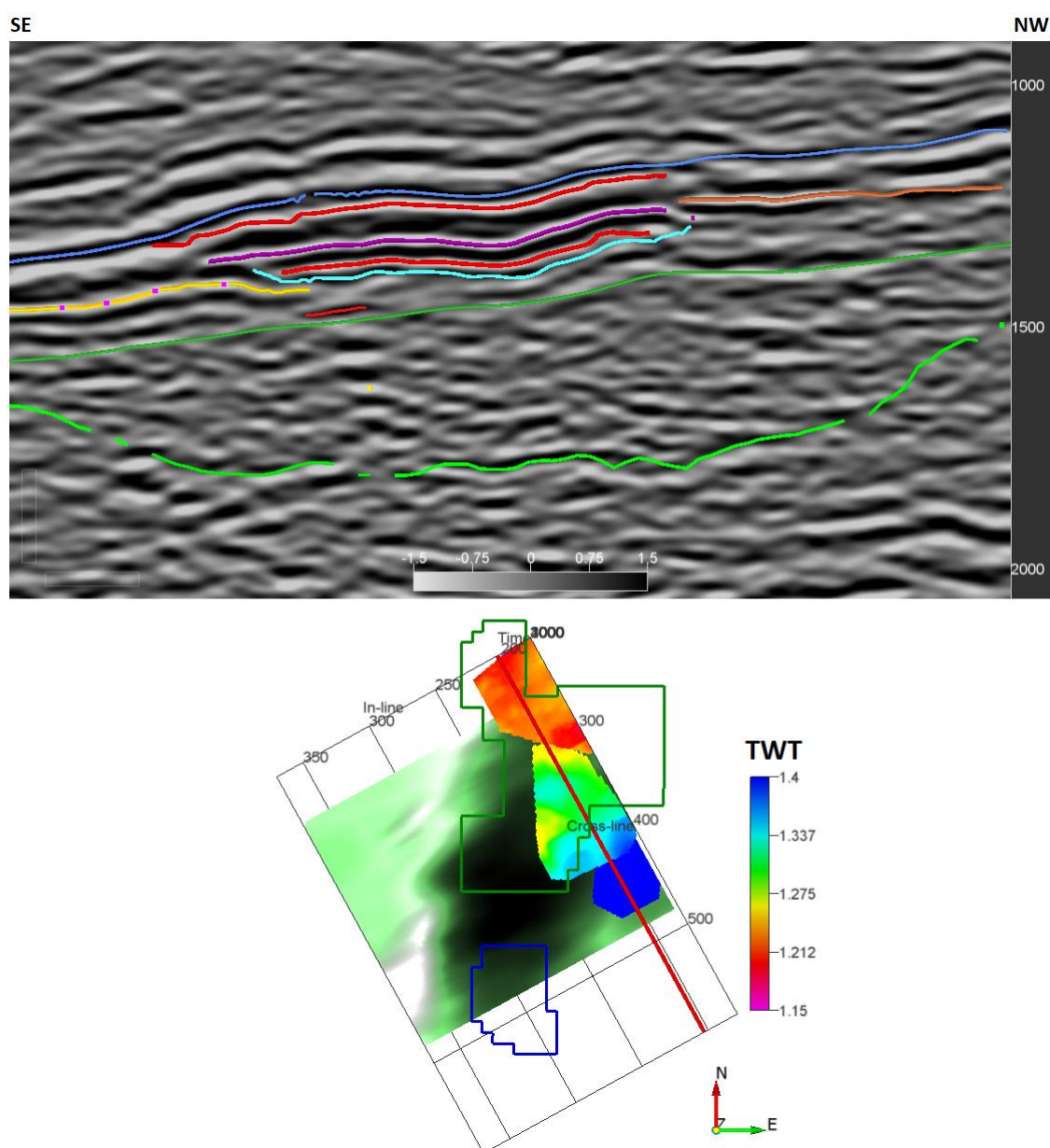


Figura 37: *In-line* 203 mostrando a distribuição lateral e relação temporal entre os prodeltas mapeados no intervalo CR-1 acima e a representação da linha e dos prodeltas em mapa abaixo.

6.4 FEIÇÕES TURBIDÍTCAS

As principais feições turbidíticas identificadas, relacionadas aos sistemas CR-3 e CR-2, foram classificadas como:

- 1) Feições de canal: referentes aos refletores de amplitude positiva forte e pouca continuidade lateral tanto em *cross* quanto em *in-lines* (Figura 38);
- 2) Caminhos preferenciais (em tradução livre para *pathways* utilizado por Mutti e Normark, 1991): feições de corte e preenchimento de maior escala, também pouco contínuas ao longo das linhas, referentes àqueles caminhos de transporte de sedimentos mais longevos, definidos por Mutti e Normark (1991) como a representação de canais em sistemas antigos (Figura 39);
- 3) Lobos: feições mais planas, de maior continuidade lateral, podendo ser de amplitude positiva ou negativa, pois podem sofrer forte influência de outros refletores sobrepostos e sotopostos, em função da resolução e da baixa espessura dessa porção dos turbiditos (Figura 40);
- 4) *Levees*: feições de relevo positivo adjacentes às feições de canal ou de caminhos preferenciais. Poucas foram identificadas, o que era também esperado pois de acordo com Mutti e Normark (1991) essas feições tendem a ser erodidas em sistemas antigos (Figura 41).

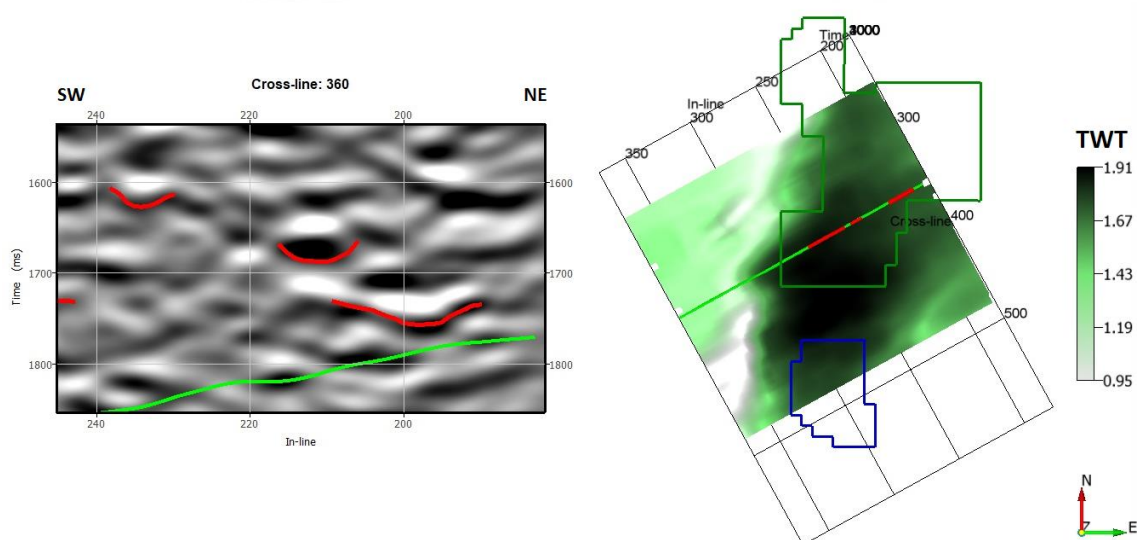


Figura 38: feições de corte e preenchimento referente a pequenos canais, com amplitude forte e rápida terminação lateral à esquerda, e a representação em mapa da linha e dos canais à direita.

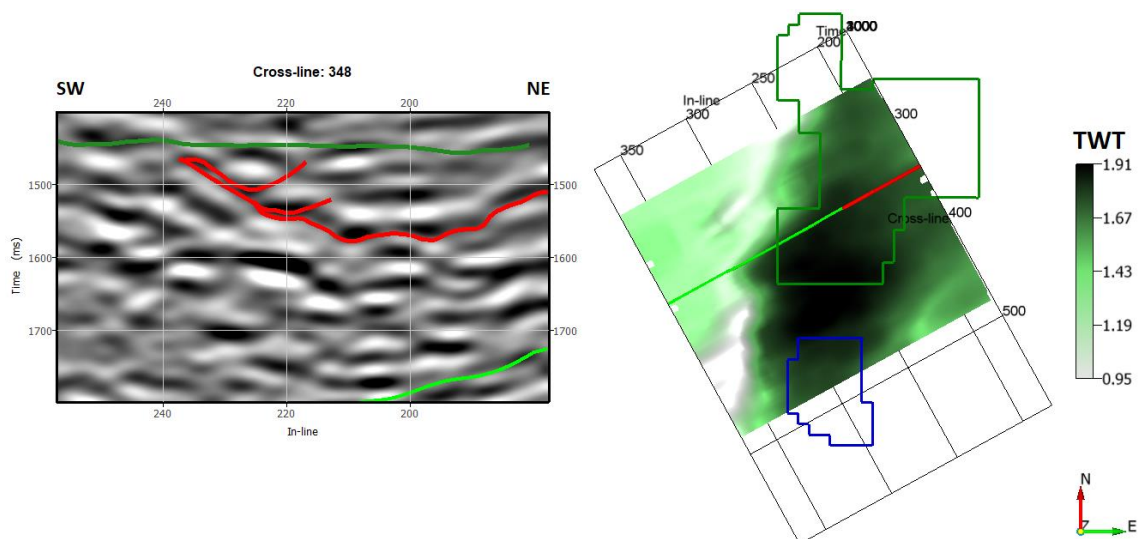


Figura 39: Feição de corte e preenchimento na *cross-line* 348 referente aos caminhos mais longevos de transporte de sedimentos, com preenchimento complexo e aparente migração de canais à esquerda, e representação em mapa da linha e dos canais à direita.

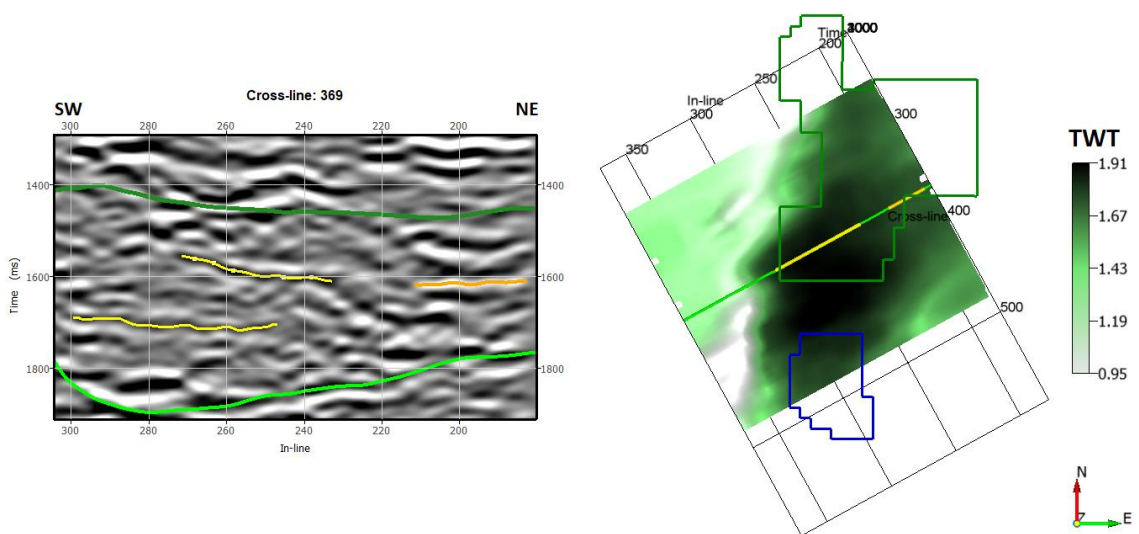


Figura 40: Feições de lobo na *cross-line* 369 em amarelo e laranja (foi escolhido laranja para melhor visualização em cima do refletor branco) à esquerda e localização em mapa da linha e das feições à direita.

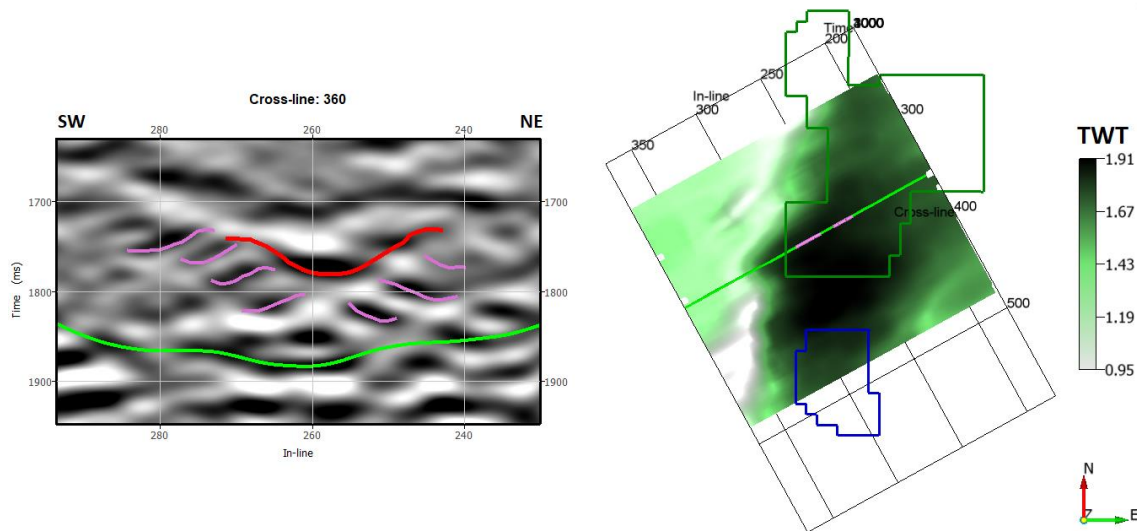


Figura 41: Feições de *levee*, conforme proposto por Mutti e Normark (1991) em lilás na *cross-line* 360 à esquerda, e a representação em mapa dessas feições e da linha à direita.

Algumas das feições de canal e caminhos preferenciais tiveram relativa continuidade ao longo de um intervalo relevante de linhas e por isso foram fundidas para geração de horizontes 3D que estão apresentados nas figuras 42, 43 e 44 que, nesta sequência, mostram linhas indo de SW a NE. Com base no mapeamento do Marco Acarajé e do limite de seqüências, infere-se que essas feições de canal pouco contínuas fazem parte principalmente dos sistemas CR-2 e CR-3, e apenas uma pequena parte se distribui entre o Marco Acarajé e o limite de seqüências.

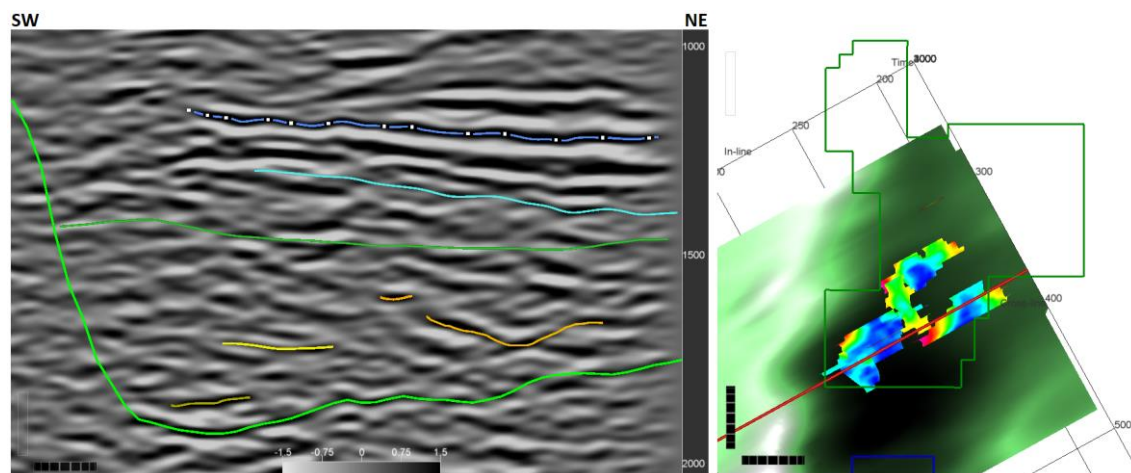


Figura 42: Feições com boa continuidade interpoladas na *cross-line* 375 à esquerda e em mapa com os horizontes 3D gerados à direita. A escala de cores é específica para cada feição mapeada, sendo o azul os maiores tempos (mais profundos) e vermelho os menores tempos (mais rasos).

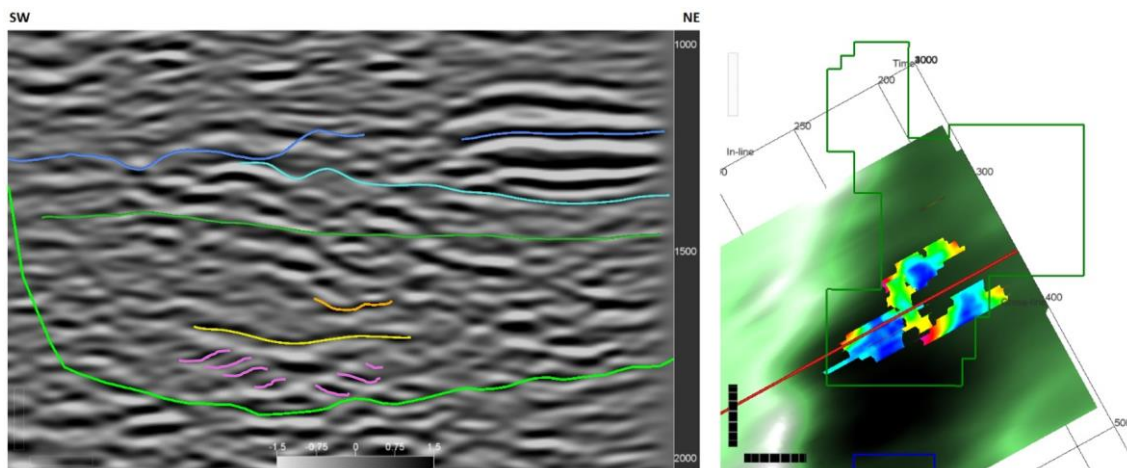


Figura 43: Feições com boa continuidade interpoladas na *cross-line* 360 à esquerda e em mapa com os horizontes 3D gerados à direita.

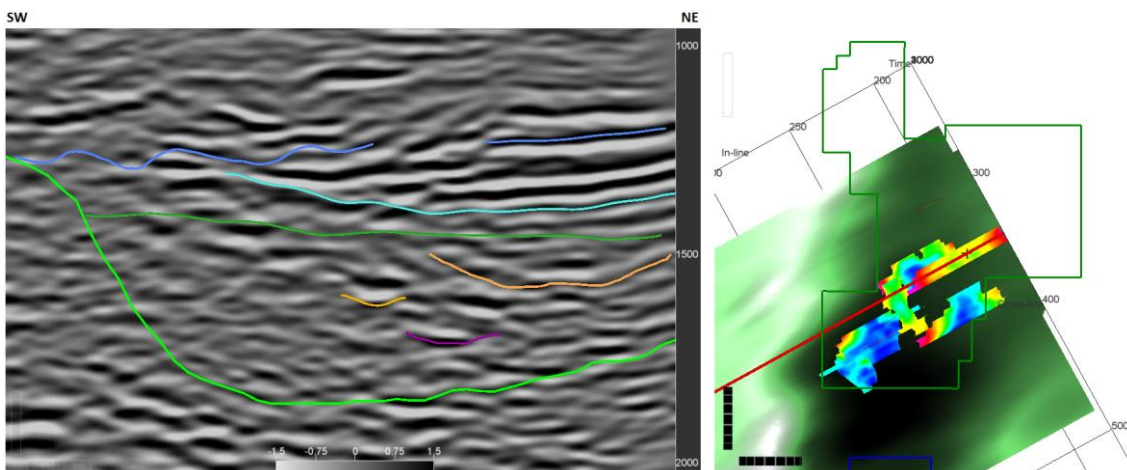


Figura 44: Feições com boa continuidade interpoladas na *cross-line* 345 à esquerda e em mapa com os horizontes 3D gerados à direita.

A partir das figuras 42, 43 e 44, é possível perceber uma tendência dos vales para norte e noroeste. Também se nota que na Figura 43 há uma feição aparentemente de lobo sobrepondo-se aos canais com feições de *levees* associados, os mesmos apresentados em detalhe na Figura 41. Isso pode ocorrer ou por uma retrogradação do sistema ou por um fluxo turbidítico vindo de outra direção. O horizonte interpolado que engloba esse lobo, porém, demonstra que há um alargamento da porção funda da feição (o vale do canal) para sul, o que leva a crer que a sobreposição do lobo ao canal com *levees* foi causada por um fluxo turbidítico vindo do eixo norte.

A localização de grande parte das feições de corte e preenchimento dos sistemas CR-2 e CR-3 coincide com as regiões de maior espessura dos sistemas turbidíticos propostos por Ferreira da Silva (2020). Da mesma forma, o mapa das feições lobadas, aqui propostas como referentes a prodeltas do Membro Catu, coincide também com a maior espessura do sistema CR-1 proposto pela mesma autora.

Em termos da distribuição de argilosidade apontada por Candido da Silva (2021), a autora identificou maior argilosidade do sistema CR-3 na porção centro-norte do polígono do Campo de Massapê. A porção mais argilosa seria referente às porções mais distais dos turbiditos de acordo com o modelo de Bouma. É importante ressaltar que não foi possível identificar, em escala sísmica, o Marco Abará, que limita os sistemas CR-3 e CR-2 em função de sua pequena espessura e pouca resolução, não sendo possível individualizar com clareza a qual sistema, CR-2 ou CR-3, algumas feições de canais e lobos pertencem.

Porém, não foram identificadas muitas feições nítidas de canais nas porções mais profundas da Formação Maracangalha em sísmica, que estariam mais provavelmente associadas ao CR-3, nesta região dos dados, o que leva a supor que não a haveria deposição de areias relacionadas a canais e prevaleceria a deposição de lobos e franjas. Isso corrobora com o que foi observado pela autora, que foi um maior conteúdo de argila. A respeito do sistema CR-2, a autora não apontou altos valores de argilosidade generalizada no intervalo CR-2, sendo os menores valores em torno de 9,5% muito distribuídos nas porções central e centro-norte do polígono, mesmas regiões onde foram identificadas grande parte das feições de canal, onde espera-se encontrar menores taxas de argila.

Grande parte dos horizontes interpolados localiza-se, provavelmente, no sistema CR-2, e no mapa coincidem com regiões de baixa argilosidade, sendo caminhos mais longevos de transporte de sedimentos, novamente corroborando com o que foi observado pela autora. Por fim, O sistema CR-1 que apresenta baixíssimos valores de argilosidade (menos de 6,4%) na porção central e na ponta norte do polígono. A região central do polígono corresponde à porção onde os corpos tabulares, interpretados como prodeltas, não possuem continuidade lateral, em algumas partes apresentando até mesmo refletores mais caóticos. O atributo de textura ressaltou bem uma área de deposição preferencial dos prodeltas no CR-1, onde os refletores são mais contínuos e apresentam maior homogeneidade. Exatamente nessas porções onde os prodeltas mapeados apresentam maior homogeneidade foi que Candido da Silva (2021) apontou os maiores valores de argilosidade, corroborando novamente com a possibilidade de que essa porção da zona CR-1 seja, na verdade, uma zona de prodeltas, ligadas ao Mb. Catu da Fm. Marfim.

Por fim, algumas *time-slices* podem servir de guia para a região onde predominam os canais e transporte de sedimentos, apresentados na Figura 45. A partir dessa figura, percebe-se uma tendência, pelo menos nos tempos indicados, de refletores pretos continuamente para nordeste, indicando o fluxo turbidítico preferencial.

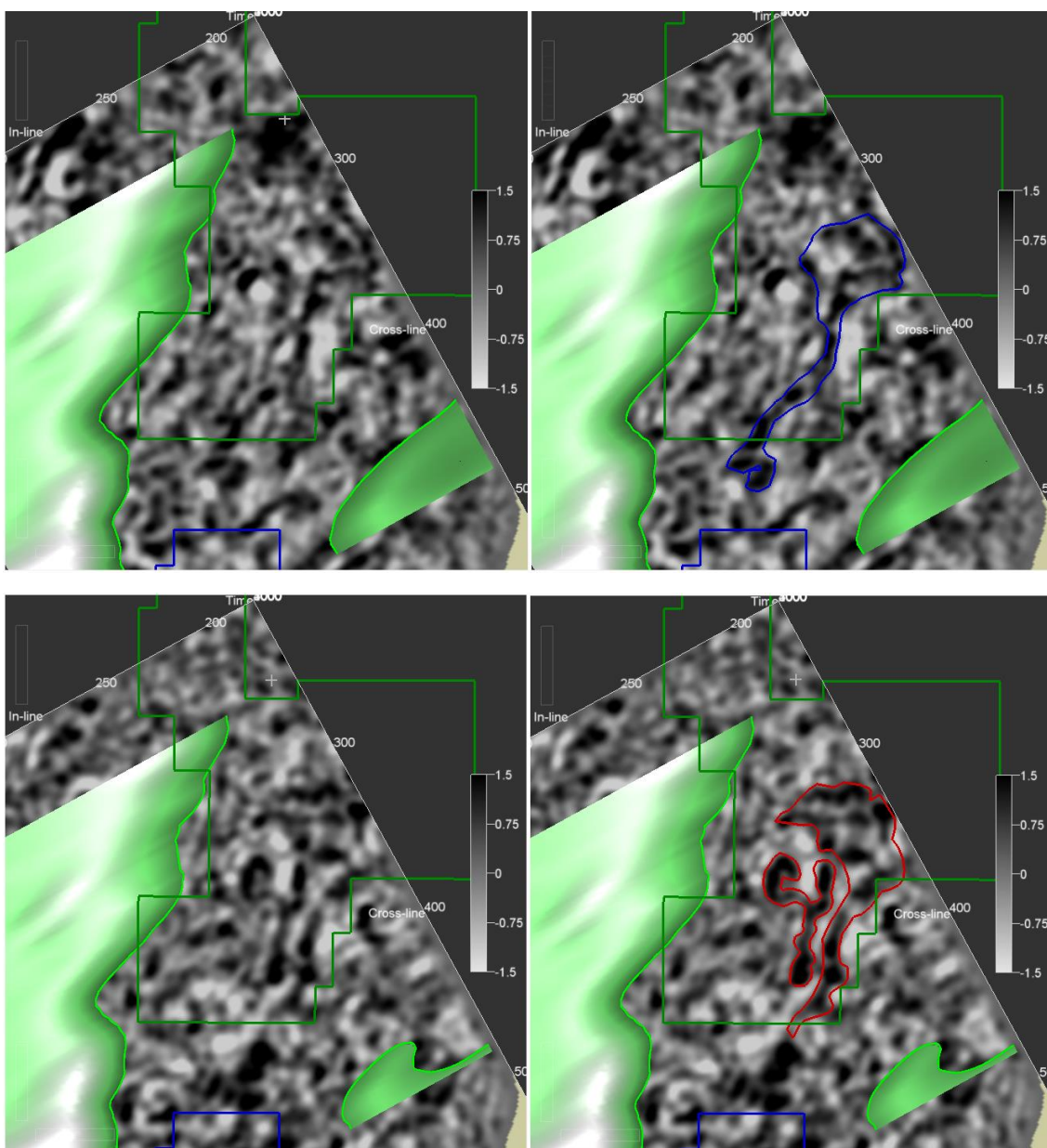


Figura 45: *Time-slices* 1676 acima e 1636 abaixo, com imagem não interpretada à esquerda e feições de canal e lobo interpretados à direita, sobrepostos aos diápiros do topo da Formação Candeias, em escala de verde. A geometria sugere um fluxo SSW-NNE. Amplitude em escala de cinza.

6.5 ATRIBUTOS

Enquanto o atributo Amplitude RMS evidencia amplitudes, o atributo TecVA também o faz, mas, além disso, delimita melhor a geometria dessas amplitudes. Por este motivo, a sobreposição do atributo Amplitude RMS, com uma escala de transparência, ao atributo TecVA gerou um resultado interessante sob o aspecto de evidenciar as amplitudes fortes associadas às feições de canal, como ajudou a delimitar a distribuição geométrica dessas feições de maior amplitude. Em função de uma limitação do *software*, não foi possível gerar a sobreposição dos

dois atributos na janela de visualização 2D. Desta forma, a visualização desta aplicação não possui o nível de detalhes em termos de intervalo de tempo e distância de outras representações.

Esta forma de visualizar os enxames de canais é particularmente interessante no contexto de complexos turbidíticos onde as feições e seus preenchimentos são complexos e ficam severamente limitados pela baixa resolução sísmica. Isso fica evidente quando comparamos os sistemas CR-2 e CR3 com o sistema CR-1. No sistema CR-1 os refletores são razoavelmente contínuos, não sendo necessária a utilização desses atributos para a melhor visualização deles. Já nos sistemas CR-2 e CR-3, a aplicação desses atributos realçou as amplitudes fortes que nesse intervalo tem pouca continuidade, o que acaba por favorecer a visualização de um complexo deposicional onde há diversos episódios de erosão e deposição.

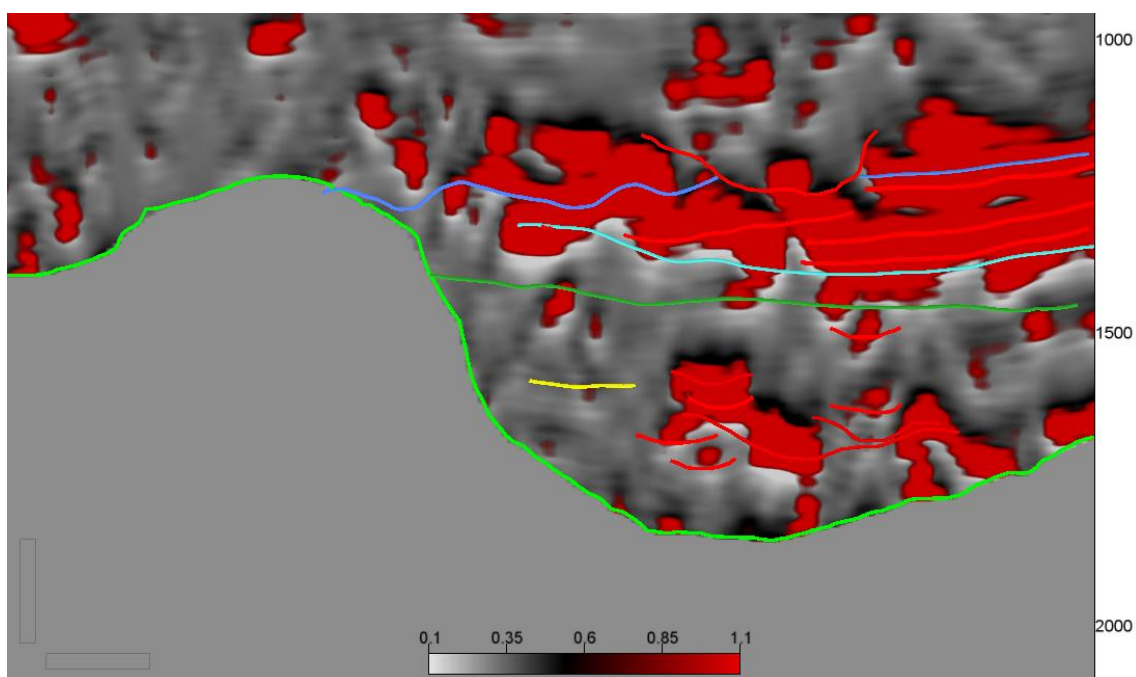
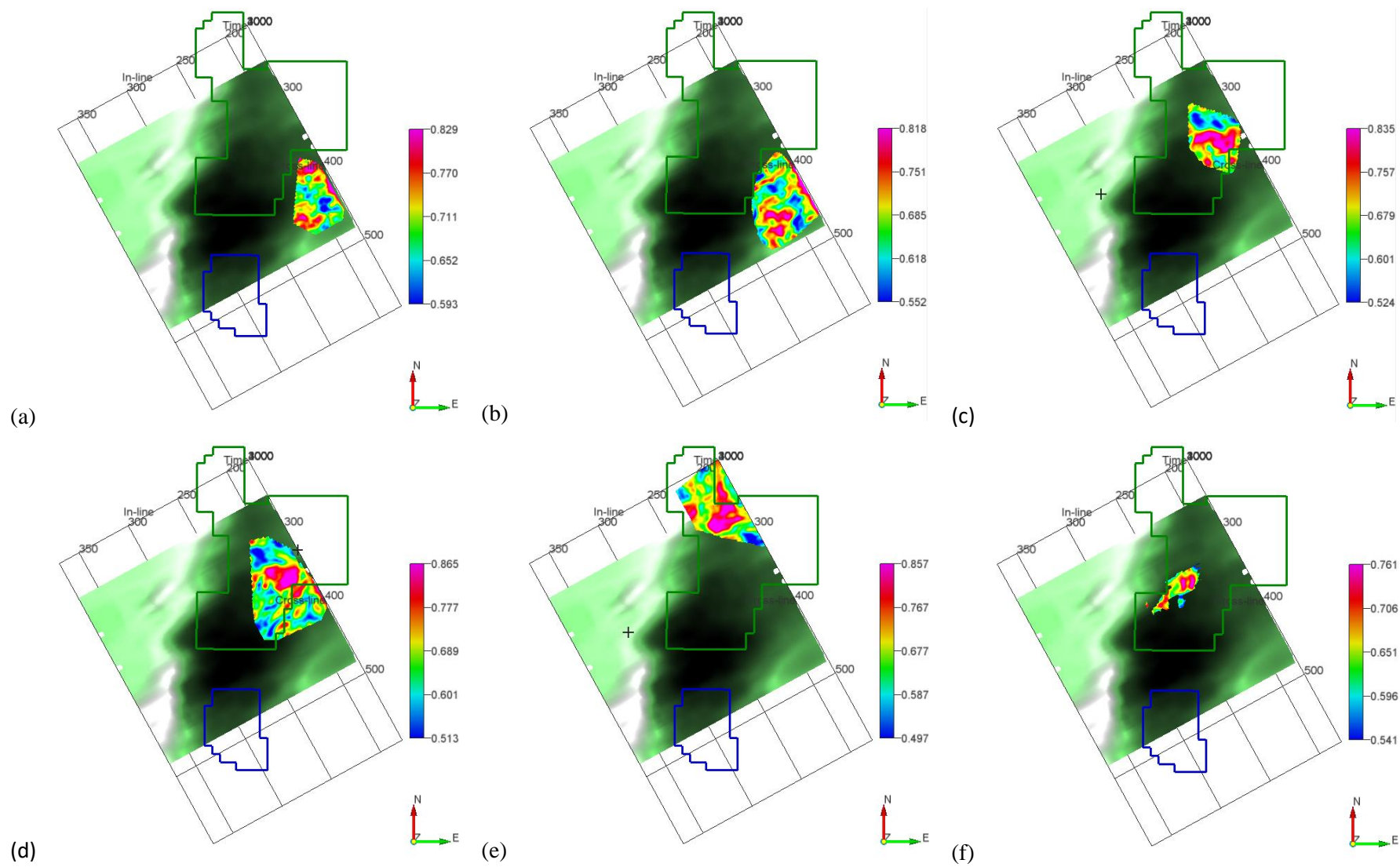


Figura 46: sobreposição do atributo Amplitude RMS, em vermelho, com o atributo TecVA, em cinza na *in-line* 339.

Já o atributo de textura, como mencionado anteriormente, teve aplicação mais relevante no intervalo acima do limite de seqüências, onde esse atributo pode evidenciar as regiões de maior homogeneidade dos refletores (Figura 47) indicando, assim, o possível depocentro dos mesmos, onde se depositariam preferencialmente as lamias, com base no que foi observado no trabalho de Candido da Silva (2021). Esse atributo fornece maiores valores de homogeneidade onde há maior continuidade nos refletores, com pouco ângulo de mergulho, e menor variação de amplitude, portanto indica ambientes onde a sedimentação tende a variar pouco, seja de argilas ou areias. No intervalo CR-2 e CR-3, o atributo de textura somente foi capaz de identificar maiores homogeneidades nas regiões onde havia baixas amplitudes, enquanto nos refletores de alta

amplitude, interpretados como feições de canal, em função de sua pouca continuidade, o atributo gerou baixas homogeneidades.

Com base na Figura 47 é possível observar uma sobreposição de regiões de grande homogeneidade dos lobos C, D e G, interpretados como local preferencial para a deposição homogênea de sedimentos, no caso de lamas com base no trabalho de Candido da Silva (2021). A Figura 48 faz uma comparação do atributo de textura no prodelta E da Figura 47 com a distribuição de argilas de Candido da Silva (2021). Também é interessante notar que no prodelta G é possível identificar duas zonas de canais que possivelmente foram preenchidos por essas lamas, um vindo de noroeste e outro de sudoeste, demonstrado pelas setas na Figura 48. Outra feição importante é observada no prodelta E, na Figura 47, onde, novamente, há uma feição de canal. Entretanto, nesse caso, o trabalho de Candido da Silva (2021) identificou valores menores de argilosidade, o que leva a crer que essa região seria de uma planície ou frente deltaica, o que é ainda evidenciado por uma descontinuidade da homogeneidade em função de um outro canal que teria erodido esse refletor, conforme mostrado na Figura 49.



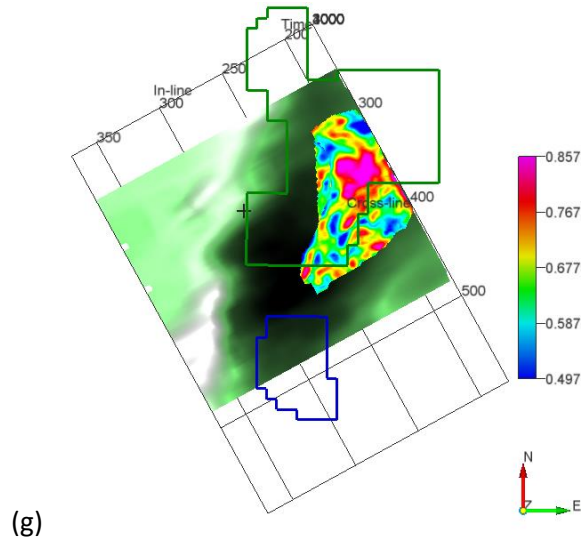


Figura 47: Prodeltas mapeados no intervalo CR-1 com o atributo de homogeneidade da textura, do mais antigo para o mais novo de (a) a (g). A escala de cores indica maior homogeneidade nas regiões em vermelho, interpretadas como depocentro do sistema acima do limite de seqüências, indicando argilas.

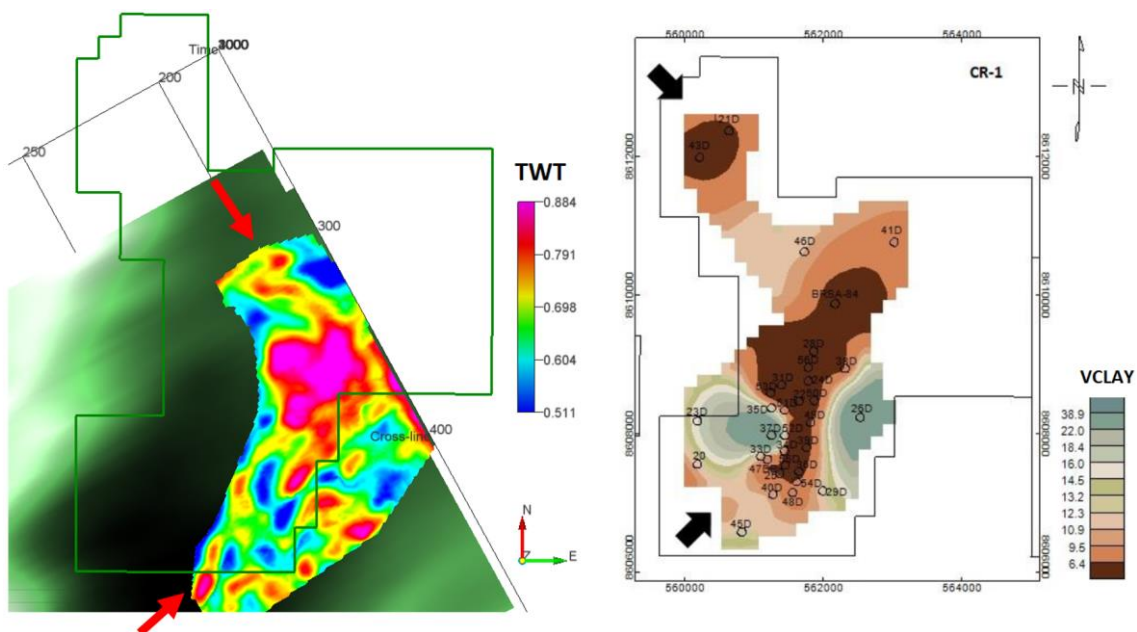


Figura 48: Comparação da feição de pro-delta mapeada em escala de cor de textura à esquerda com o mapa de argilosidade de Candido da Silva (2021) correspondente ao sistema CR-1, à direita.

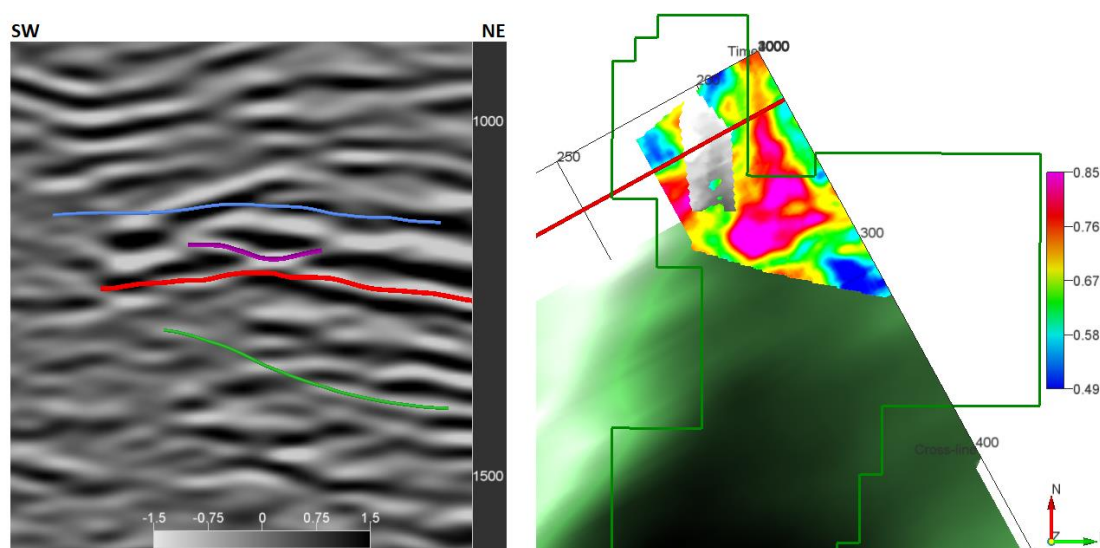
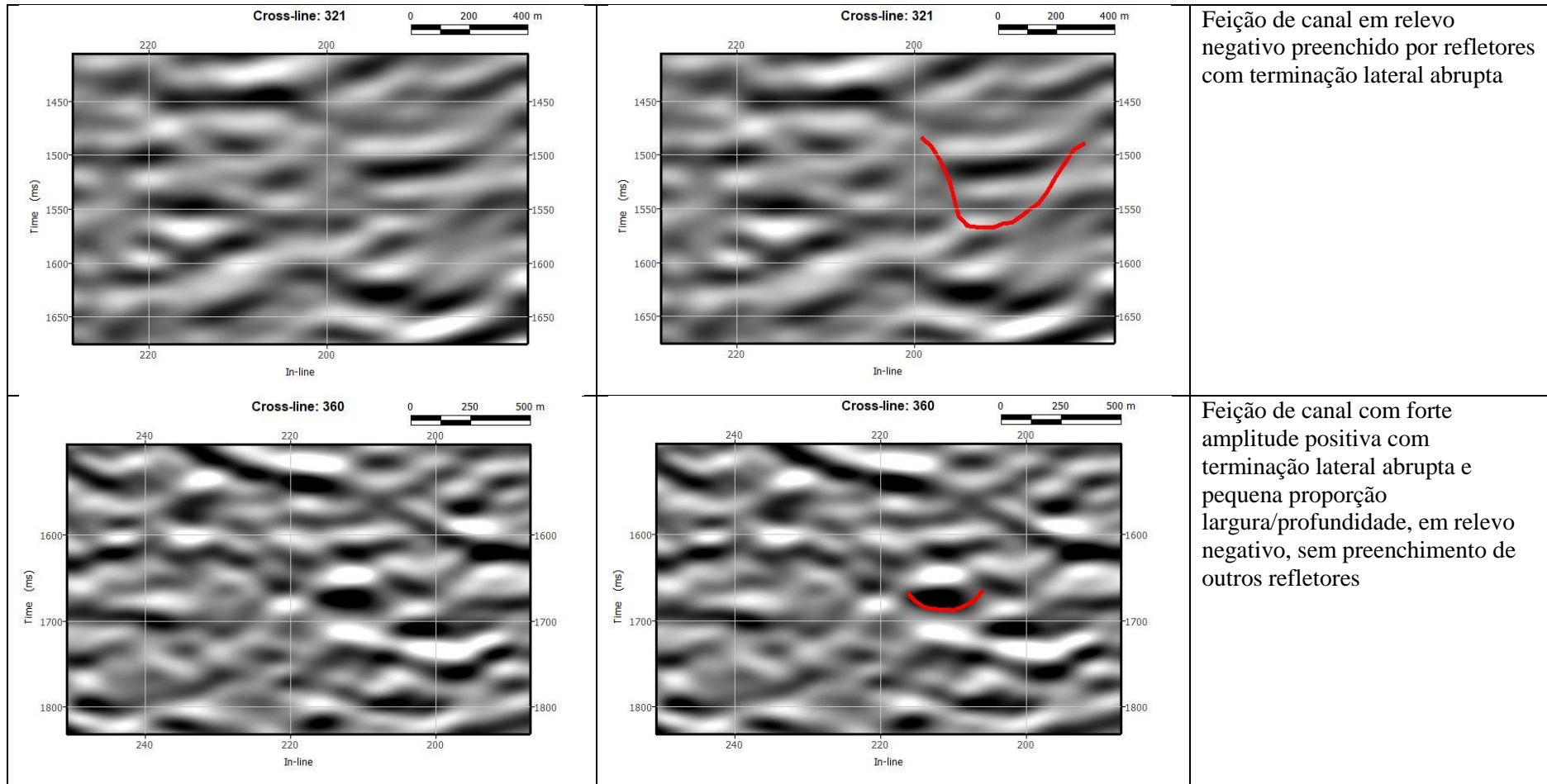
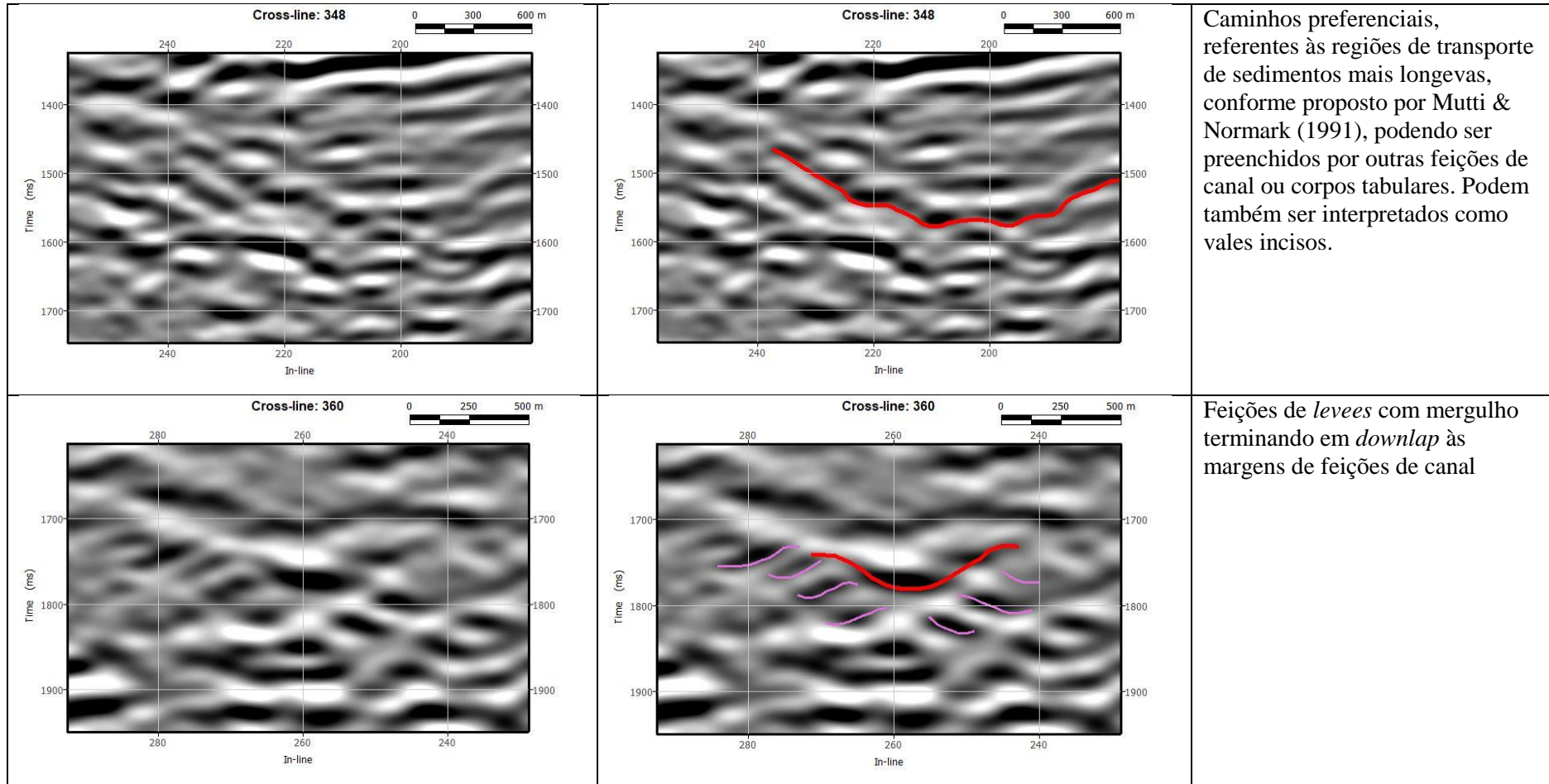


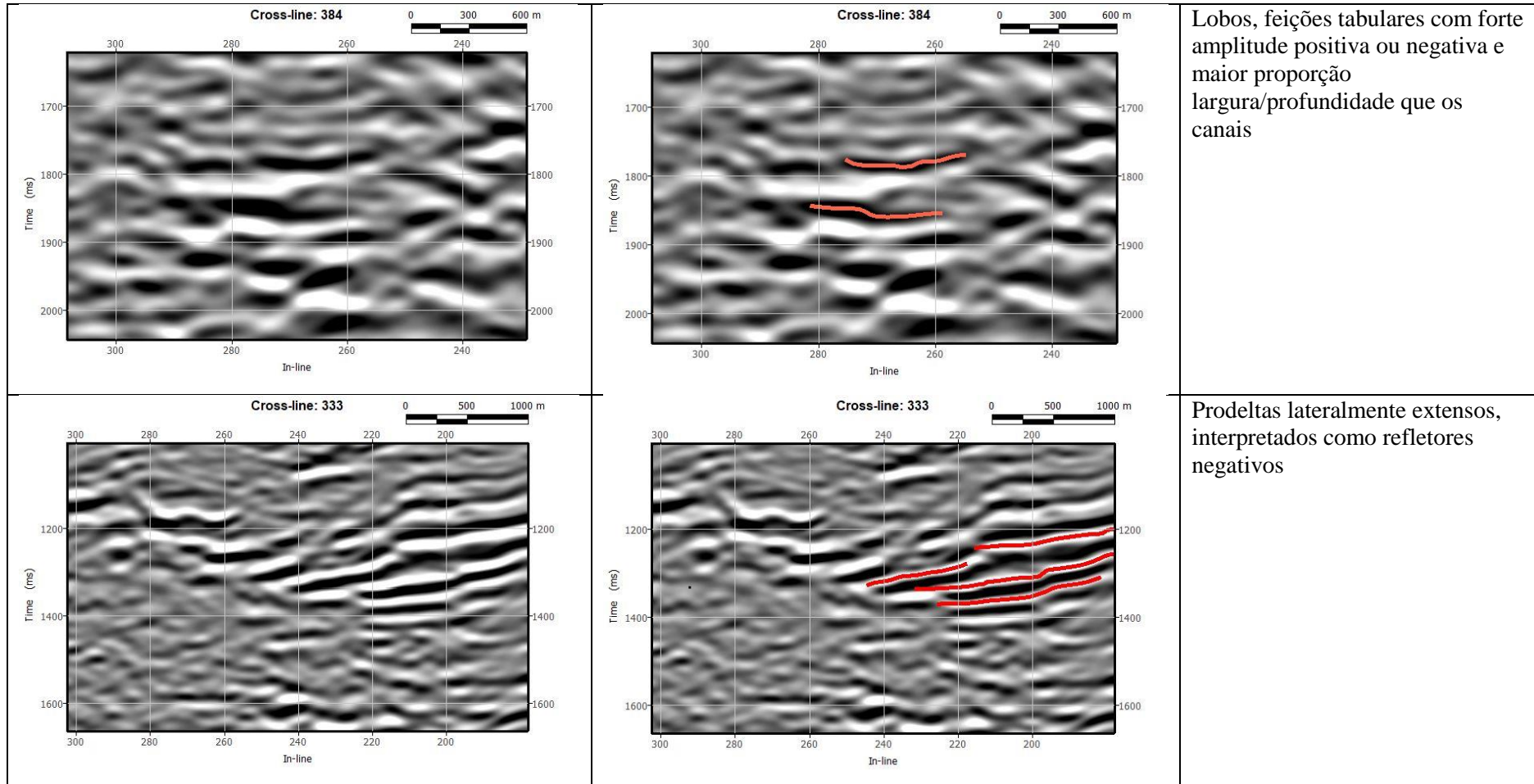
Figura 49: Canal que distorce o refletor referente a pro-delta na *cross-line* 234, à esquerda, e em mapa à direita. Em tons de cinza, do mais claro para o mais escuro é a profundidade do canal, na imagem à direita. Os tons coloridos são os valores de homogeneidade.

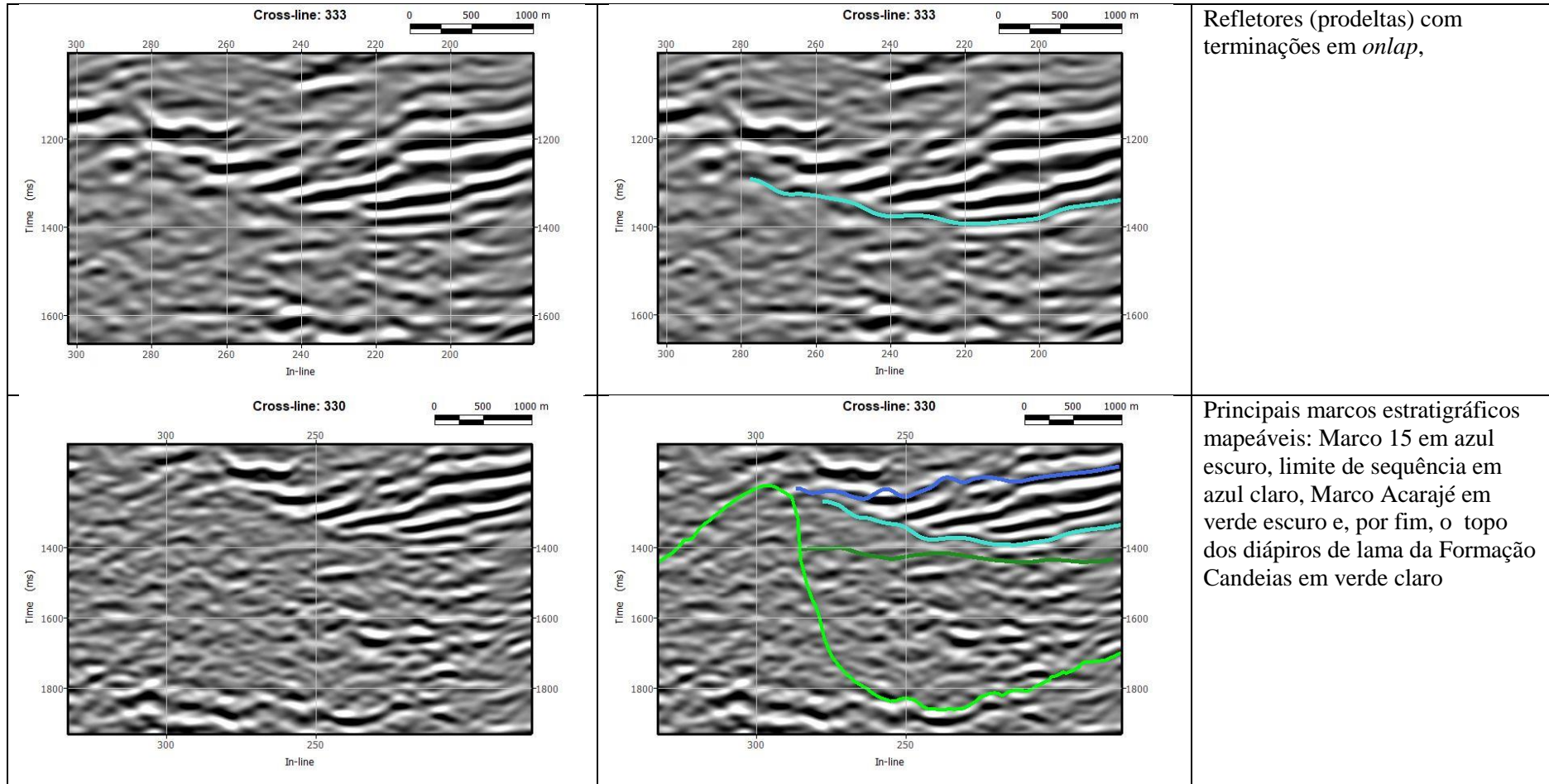
6.6 ATLAS DE SISMOFACIES

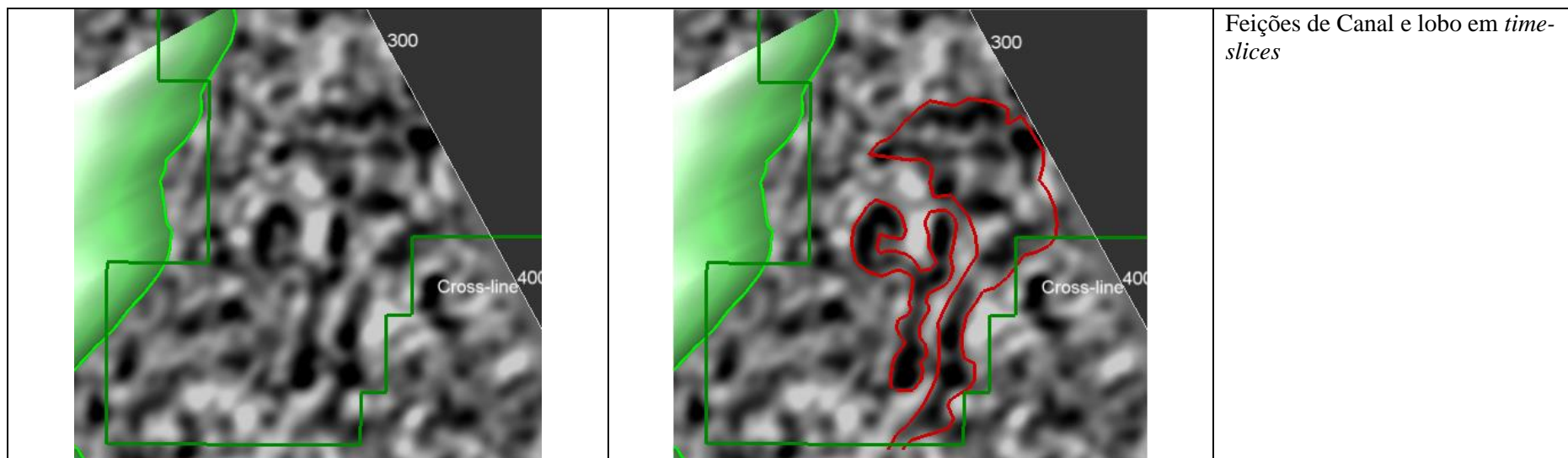
Após o mapeamento das feições mencionadas na metodologia e apresentadas neste capítulo, foi possível elaborar um atlas de sismofacies onde são demonstradas feições típicas encontradas no intervalo entre o Marco 15 e o topo da Formação Candeias. Esse atlas serve como guia para o reconhecimento das feições turbidíticas e deltaicas desse volume sísmico que engloba os campos de Massapê e Cantagalo.











7 CONCLUSÃO

Uma das conclusões deste trabalho foi a identificação de, pelo menos, um limite de sequências. Essa descoberta abre novas perspectivas sobre as interpretações anteriores a respeito dessa área do Membro Caruaçu. Em primeiro lugar porque a identificação de um limite de sequências tão nítido já supõe uma mudança importante no regime sedimentar da bacia. Em segundo lugar, porque as descrições feitas em outros trabalhos sobre o Membro Catu, da Formação Marfim, coincidem bastante com as características dos refletores aqui mapeados acima desse limite. Além da característica sísmica, a distribuição dos teores de lama observada em poços também coincide com as facies de prodeltas mapeadas.

Foi observado também, conforme demonstrado por estudos desse projeto, que houve uma variação no depocentro do sistema CR-1. No caso deste trabalho, foi possível observar um fluxo vindo de sentido norte intercalado com fluxos vindos de sul/sudoeste.

Com base na qualidade dos dados utilizados, também é possível concluir que a visualização e o mapeamento de feições típicas de estágios turbidíticos, facilmente observada em perfis de poços, torna-se de grande dificuldade em uma resolução tão baixa, tanto em seção quanto em *time-slices*. Essa dificuldade é intensificada quando há grande presença de ruído, comum em sísmica terrestre, por mais que esses ruídos sejam disfarçados com as técnicas aqui mencionadas. Dessa forma, recomenda-se que, do ponto de vista sísmico, esses turbiditos sejam interpretados como sistemas (CR-3, CR-2 e CR-1) e complexos turbidíticos (Formação Maracangalha) sem que seja possível diferenciar os estágios observados apenas em perfis de poços.

Por fim, este estudo corrobora com os estudos feitos anteriormente pelo grupo do projeto, tanto os executados apenas com poços quando os que integraram sísmica e poços, de forma que as principais feições mapeadas coincidem com as regiões de maior espessura dos sistemas turbidíticos. Essa similaridade com outros trabalhos do grupo suporta uma estimativa de uma relação de distribuição de sedimentos de acordo com o modelo deposicional de turbiditos, e também corrobora com as distribuições de lama no sistema CR-1, associado-as às principais feições de prodeltas. Além disso, nos sistemas CR-2 e CR-3 também foram observadas feições de canal, algumas das quais puderam até mesmo ser interpoladas, nas regiões onde foram identificados menores teores de lama, conforme espera-se encontrar em canais.

8 RECOMENDAÇÕES

A partir dos resultados aqui obtidos, é recomendável que a interpretação do topo da Formação Maracangalha seja refeita na maioria dos poços, senão na totalidade. Além disso, para que se compreenda com clareza o sistema deltaico interpretado como sendo da Formação Marfim, é recomendável que o mapeamento seja mais refinado, incluindo também outros volumes sísmicos, para a geração de mapas de isópacas. Assim, será possível também que se tenha mais clareza se o tipo de terminação dos refletores acima do limite de sequência é, de fato, *onlap* ou *onlap* aparente.

9 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BARNES, A. E. **Handbook of Poststack Seismic Attributes** Geophysical References, v. 21, SEG, EUA, 2016.

BASTOS, I. P. **Bacia do Recôncavo – Sumário Geológico e Setores em Oferta**, ANP, 2017.

BOUMA, A. H. **Turbidites** Geological Institute, State University, Utrecht, Holanda, 1964.

BULHÕES, E. M. **Técnica “Volume de Amplitudes” para Mapeamento de Feições Estruturais**, SBGF, v. 296, 1999.

BULHÕES, E. M.; AMORIM, W. N.; **Princípio da SismoCamada Elementar e sua aplicação à Técnica Volume de Amplitudes (tecVA)**, Ninth Congresso of the Brazilian Geophysical Society, SBGF, 2005.

CÂNDIDO DA SILVA, T. C. **Caracterização de Reservatórios e Modelo Depositional para os Estágios Turbidíticos da Formação Maracangalha, Campo de Massapê, Bacia do Recôncavo** Dissertação, Universidade Federal Fluminense, 2021.

CANTUNEANU, O. **Principles of Sequence Stratigraphy** v. 1, Elsevier, 2006.

CHOPRA, S.; ALEXEEV, V. **Applications of texture attribute analysis to 3D seismic data**, Arcis Corporation, Canadá, 2006.

CHOPRA, S.; MARFURT, K. J. **Seismic Attributes for Prospect Identification and Reservoir Characterization** Geophysical Developments v. 11, SEG, EUA, 2007.

CROSS, T. A.; LESSENGER, M. A. **Seismic Stratigraphy**, Annu. Ver. Planet. Sci., v. 16, p. 319-354 1988.

D'ÁVILA, R. S. F.; PAIM, P. S. G.; **Mecanismos de transporte e deposição de turbiditos** Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares, e. 1, c. 2.5, p. 93-121, Brasil, 2003.

FERREIRA DA SILVA, C. **Distribuição Espacial de Sistemas e Estágios Turbidíticos do Membro Caruaçu da Formação Maracangalha, no Campo de Massapê, Bacia do Recôncavo** Dissertação, Universidade Federal Fluminense, 2020.

FREIRE, A. F.M; DOS SANTOS, G. F. R.; FERREIRA DA SILVA, C.; LUPINACCI, W. M. **Recognition of turbidite stages in the Massapê oil field, Recôncavo Basil - Brazil, using well logs** Journal of Petroleum Science and Engineering v. 192, 2020.

FREIRE, A. F. M, notas de aula, disciplina de Sismoestratigrafia e Estratigrafia de Sequências, Universidade Federal Fluminense, 2022.

GABAGLIA, G. P. R.; MILANI, E. J.; **Origem e Evolução das Bacias Sedimentares Brasileiras** – Petrobras, 1991.

GALLOWAY, W. E. **Genetic stratigraphic sequences in basin analysis**, AAPG Bulletin, v. 73, p. 125-142, 1989.

KALLWEIT, R. R.; WOOD, L. C. **The limits of resolution of zero-phase wavelets Geophysics**, vol. 47, p. 1035-1046, SEG, EUA, 1982.

LEONE, Y. A. F. **Utilização da Inversão Acústica para Identificação dos Sistemas Turbidíticos do Membro Caruaçu – Formação Maracangalha, Campo de Massapê, Bacia do Recôncavo**, Dissertação, Universidade Federal Fluminense, 2020.

MAGNAVITA, L. F.; SILVA, R. R.; SANCHES, C. P. **Guia de Campo da Bacia do Recôncavo, NE do Brasil**. B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 13, p. 301-334, 2005.

MATO, L. F.; CAIXETA, J. M.; MAGALHÃES, M. R. C. **Padrões de sedimentação na passagem da Formação Marfim para a Formação Pojuca (Andar Rio da Serra/Andar Aratu) e significado estratigráfico do Marco 15, Cretáceo inferior, Bacia do Recôncavo, Bahia**. B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 6, p. 59-72, 1991.

MITHCUM, R. M.; VAIL, P. R.; SANGREE, J. B. **Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences**, American Association of Petroleum Geologist, v. 26, p. 117-133, 1977.

MUTTI, E.; NORMARK, W. R. **An Integrated Approach to the Study of Turbidite System**, Springer-Verlag, Nova York, 1991.

MUTTI, E., **Turbidite Sandstones**. Agip-Istituto di Geologia, Università di Parma, San Donato Milanese p. 275, 1992,

NGERI, A. P.; TAMONUBERETON-ARI, I.; AMAKIRI, A. R. C. **Ant-Tracker Attributes: An Effective Approach to Enhancing Faultdetection And Interpretation** Rivers State University of Science and Technology, Nigeria, 2015.

NICHOLS, G. **Sedimentology and Stratigraphy**, v. 2, p. 179-198, UK, 2009.

POSAMENTIER, H. W.; KOLLA, V. **Seismic Geomorphology and Stratigraphy of Depositional Elements in Deep-water Settings**, Journal of Sedimentary Research, v. 73, p. 367-388, SEPM, 2003.

POSAMENTIER, H. W. **Seismic geomorphology: imaging elements of depositional systems from shelf to deep basin using 3D seismic data: implications for exploration and development**, Geological Society, Londres, v. 29, p. 11-24, 2004.

POSAMENTIER, H. W., ALLEN, G. P. **Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications**, SEPM, v. 7, p. 210, 1999.

POSAMENTIER, H. W., VAIL, P. R. **Eustatic controls on clastic deposition II – sequence and system tract models**, SEPM Special, p. 125-154, 1988.

PRATES, I.; FERNANDES, R. **Bacia do Recôncavo – Sumário geológico e Setores em Oferta** – Superintendência de Definição de Blocos, ANP, 2015.

SHANMUGAM, G. **The Bouma Sequence and the turbidite mindset** Earth Science Reviews, v. 42, p. 201-229, EUA, 1997.

SILVA, O. B.; CAIXETA, J. M.; MILHOMEM, P. S. **Bacia do Recôncavo**. B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, p. 423-431, 2007.

SLOSS, L. L. **Sequences in the cratonic interior of North America**. Geological Society of America Bulletin, v. 74, p. 93–114, 1963.

TINTERRI, R.; CIVA, A.; LAPORTA, M.; PIAZZA, A. **Turbidites and turbidity currents** Regional Geology and Tectonics, v. 1, c. 17, p. 441-479, Universidade de Parma, Parma, Itália, 2020.

VAN WAGONER, J. C., POSAMENTIER, H. W., MITCHUM, R. M. Jr., VAIL, P. R., SARG, J. F. LOUITT, T. S., HARDENBOL, J. **Na overview of sequence stratigraphy and key definitions**, SEPM Special Publication v. 42, p. 39-45, 1988.