



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Wagner Alixandrini

**Geologia regional e análise sismoestratigráfica de possíveis
rochas-reservatório na área das Cordilheiras Mexicanas, na Bacia
do Golfo do México**

Rio de Janeiro

2020

Wagner Alixandrini

Geologia regional e análise sismoestratigráfica de possíveis rochas-reservatório na área das Cordilheiras Mexicanas, na Bacia do Golfo do México

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias.

Orientador: Prof. Dr. Webster Ueipass Mohriak

Coorientador: Dr. Roberto Salvador Francisco D'Avilla

Rio de Janeiro

2020

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

A414 Alixandrini, Wagner.
Geologia regional e análise sismoestratigráfica de possíveis rochas-reservatório na área das Cordilheiras Mexicanas, na Bacia do Golfo do México / Wagner Alixandrini. – 2020.
162f.: il.

Orientador: Webster Ueipass Mohriak.
Coorientador: Roberto Salvador Francisco D'Avilla.
Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.

1. Geologia estratigráfica – Mioceno – México, Golfo do – Teses. 2. Sismologia – México, Golfo do – Teses. 3. Sedimentação e depósitos – México, Golfo do – Teses. 4. Mapeamento geológico – México, Golfo do – Teses. I. Mohriak, Webster Ueipass. II. D'Avilla, Roberto Salvador Francisco. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.

CDU 551.782.1:550.34(261.54)

Bibliotecária responsável: Taciane Ferreira da Silva / CRB-7: 6337

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta dissertação, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Wagner Alixandrini

Geologia regional e análise sismoestratigráfica de possíveis rochas-reservatório na área das Cordilheiras Mexicanas, na Bacia do Golfo do México

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias.

Aprovada em 03 de março de 2020.

Coorientador:

Dr. Roberto Salvador Francisco D'Avilla
Petrobras

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Webster Ueipass Mohriak (Orientador)
Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Rogério de Araújo Santos
Universidade Federal Fluminense

Dr. João Marinho de Moraes Neto
Petrobras

Rio de Janeiro

2020

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Petrobras pela possibilidade de realizar o presente estudo e liberação para realizar os créditos do programa de pós-graduação.

Agradeço a TGS pela autorização e liberação dos dados sísmicos para realização do trabalho.

Agradeço ao geofísico Dr. Aloisio Pelon de Miranda pela ajuda em realizar o mestrado.

Agradeço ao geólogo Carlos Roberto Becker pela liberação das horas para realizar o trabalho.

Agradeço ao geofísico Ricardo de Campos pela ajuda na liberação dos dados sísmicos junto a TGS.

Agradeço ao geólogo Rudy Felix Ferreira pela ajuda em liberar os dados apresentados na dissertação.

Agradeço ao professor Dr. Webster Ueipass Mohriak pela disponibilidade de ser meu orientador e pelas discussões ao longo do trabalho.

Agradeço ao geólogo Dr. Roberto Francisco Salvador D'Ávilla pela disponibilidade de ser meu coorientador e pelas discussões ao longo do trabalho.

Agradeço ao geofísico Rodrigo Andrade Santos pelo grande auxílio com Petrel e questões relativas ao projeto.

Agradeço ao geofísico Cesar Kazzuo Vieira Nakatsubo pela ajuda com o Arc Gis.

Agradeço ao geólogo Dr. Nivaldo Destro com suas explicações sobre a geologia estrutural da área.

Agradeço ao geofísico Luiz Carlos Lucena Empinotti, a geóloga Fatima Regina Blanco de Dios, o geofísico Pedro Orlando Vasconcelos Piaulino e o geofísico Jair Soares Filho pela ajuda na preparação do projeto.

Agradeço ao geofísico Dr. Joao Marinho Moraes Neto pela leitura crítica e sugestões pertinentes.

Agradeço ao professor Dr. Rogério Santos pela disponibilidade em participar da banca examinadora.

Meu agradecimento principal é para Joyce, minha parceira de todo o sempre com quem compartilho a minha vida, pelo apoio e dedicação nesse projeto e pelas revisões sempre profícuas.

RESUMO

ALIXANDRINI, Wagner. *Geologia regional e análise sismoestratigráfica de possíveis rochas-reservatório na área das Cordilheiras Mexicanas, na Bacia do Golfo do México*. 2020. 162f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2020.

Este trabalho promove uma interpretação regional das possíveis rochas-reservatório siliciclásticas para uma área de aproximadamente 105.000 km², a partir do uso de 7.330 km de sísmica 2D dentro da área das Cordilheiras Mexicanas e da análise de 20 poços. Essa região é caracterizada por ser um cinturão de dobramentos criado por uma tectônica contracional causada por uma sobrecarga sedimentar sobre folhelhos sobrepressurizados do Eoceno, o que provocou várias falhas em *detachment*. Atualmente, apenas 9 poços foram perfurados na região, o que caracteriza as Cordilheiras Mexicanas como uma sub-bacia pouco explorada. Após a interpretação de 10 horizontes sísmicos (Fundo do Mar, Mioceno Superior, Mioceno Médio, Mioceno Inferior, Oligoceno, Eoceno, Paleoceno, Cretáceo, Jurássico e Embasamento) foram gerados mapas de isópacas que dão uma indicação de deposição de sedimentos siliciclásticos. Os mapas que melhor apontaram nesta direção foram os do Mioceno Superior, Mioceno Médio e Mioceno Inferior. Baseado nisso, interpreto as fácies características classificadas por sua amplitude, continuidade, arquitetura interna, forma externa e superfície de limite inferior. Essas fácies foram classificadas como (1) fácies característica de transporte de massa, (2) fácies característica de sedimentação hemipelágica, (3) fácies de canais turbidíticos, (4) leques turbidíticos, (5) fácies vulcânica e (6) contornitos. Foi realizado um diagrama de Wheeler parcial somente para o Mioceno Inferior. Além disso, fiz uma analogia entre as idades descritas em relatórios de poços, as idades da interpretação e a idade da curva eustática de Haq (1988) para definir que esses turbiditos foram depositados em um sistema regressivo. O mapeamento desses possíveis leques turbidíticos permitiu a confecção de mapas deposicionais para o Mioceno Superior, Mioceno Médio e Mioceno Inferior.

Palavras-chave: Estudo regional. Golfo do México. Cordilheiras Mexicanas. Isópacas. Mioceno. Análise sismoestratigráfica. Mapas deposicionais.

ABSTRACT

ALIXANDRINI, Wagner. *Regional geology and seismic stratigraphic analysis of possible reservoir rocks in the Mexican Ridges, Gulf of Mexico*. 2020. 162f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2020.

This work promotes a regional interpretation of possible siliciclastic reservoir rocks for an area of approximately 105,000 km², from the use of 7,330 km of 2D seismic data within the Mexican Ridges area, and the analysis of 20 wells. This region is characterized by a folding belt created through contractional tectonics originated from sedimentary overload on Eocene overpressured shales, causing several detachment faults. Currently, only 9 wells have been drilled in the region, which characterizes Mexican Ridges as a little explored sub-basin. After the interpretation of 10 seismic horizons (Sea Bottom, Upper Miocene, Middle Miocene, Lower Miocene, Oligocene, Eocene, Paleocene, Cretaceous, Jurassic and Basement), isopach maps have been generated, which could give an indication of siliciclastic sediments. The deposition maps that best point in this direction were those of the Upper Miocene, Middle Miocene and Lower Miocene. Based on these data, I interpret characteristic facies classified by their amplitude, continuity, internal architecture, external form and lower limit surface. These facies have been classified as (1) Mass transport, (2) Hemipelagic sedimentation, (3) Turbidite channel, (4) Turbidite fan, (5) Volcanic and (6) Contourite. I have made a partial Wheeler diagram to the Lower Miocene and also I have made an analogy between the ages described by the well reports, the ages of interpretation and the age of Haq's eustatic curve (1988) in order to define if these turbidites were deposited in a regressive system. The mapping of these possible turbiditic fans allows the preparation of depositional maps for the Upper Miocene, Middle Miocene and Lower Miocene.

Keywords: Regional Study. Gulf of Mexico. Mexican Ridges. Isopach. Miocene. Seismic stratigraphic analysis. Depositional maps.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Localização geográfica da área de estudo.....	20
Figura 2 –	Anomalia gravimétrica da região do Golfo do México.....	22
Figura 3 –	Modelo de evolução tectônica do Golfo do México.....	23
Figura 4 –	Coluna tectonoestratigráfica para o Golfo do México.....	24
Figura 5 –	Interpretação do limite crustal (COB, <i>continent-ocean boundary</i>)..	28
Figura 6 –	Interpretação do COB e limite de cordilheira extinta.....	29
Figura 7 –	Seção sísmica em tempo mostrando feição sísmica sugestiva da cordilheira extinta.....	30
Figura 8 –	Seção sísmica em tempo mostrando feição sísmica da cordilheira extinta.....	30
Figura 9 –	Evolução tectono-estrutural regional.....	31
Figura 10 –	Atol de Golden Lane.....	33
Figura 11 –	Seção esquemática da Sierra Madre Oriental.....	34
Figura 12 –	Mapa estrutural das Cordilheiras Mexicanas.....	36
Figura 13 –	Seção esquemática SW-NE dentro da região das Cordilheiras Mexicanas.....	38
Figura 14 –	Mecanismos de deformação para falhamento em detachment.....	41
Figura 15 –	Mecanismo de evolução de dobra em detachment.....	42
Figura 16 –	Mapa com distribuição das dobras, por idade, nas Cordilheiras Mexicanas.....	43
Figura 17 –	Seção sísmica mostrando dobras do Mesomioceno.....	44
Figura 18 –	Seção sísmica mostrando dobras do Neomioceno.....	46
Figura 19 –	Seção sísmica mostrando dobras do Plioceno-Recente.....	48
Figura 20 –	Seção esquemática regional desde a porção extensional até a região compressional.....	49
Figura 21 –	Carta estratigráfica das Cordilheiras Mexicanas segundo a Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH).....	50
Figura 22 –	Unidades estratigráficas aflorantes no Golfo do México.....	51
Figura 23 –	Seção sísmica na região do Cinturão de Perdido.....	56
Figura 24 –	Mapa de localização do Cinturão Vulcânico Transmexicano.....	58

Figura 25 –	Episódios magmáticos na área do Cinturão Vulcânico Transmexicano.....	60
Figura 26 –	Sumário dos dados.....	66
Figura 27 –	Interpretação do limite crustal oceano-continente no Golfo do México.....	67
Figura 28 –	Exemplos de unidades de fácies sísmicas.....	69
Figura 29 –	Configurações de reflexões sísmicas.....	72
Figura 30 –	Configurações de geometrias externas das unidades de fácies sísmicas.....	77
Figura 31 –	Configurações de geometrias externas associadas a <i>mounds</i>	78
Figura 32 –	Padrões de reflexão de preenchimento.....	80
Figura 33 –	Perfil de correlação do poço Piklis 1.....	82
Figura 34 –	Sismograma sintético do poço Piklis 1.....	83
Figura 35 –	Perfil de correlação do poço Lakach 1.....	84
Figura 36 –	Sismograma sintético do poço Lakach 1.....	85
Figura 37 –	Horizontes mapeados nos dados sísmicos.....	87
Figura 38 –	Mapas de contorno estrutural em profundidade do horizonte Fundo do Mar (a), Mioceno Superior (b), Mioceno Médio (c), Mioceno Inferior (d), Oligoceno(e) e Eoceno (f), respectivamente.	89
Figura 39 –	Seções estruturais (<i>line-drawing</i>) com orientação W-E para os horizontes Fundo do Mar, Mioceno Superior, Mioceno Médio, Mioceno Inferior, Oligoceno e Eoceno.....	90
Figura 40 –	Mapas de contorno estrutural em profundidade para os horizontes Paleoceno (a), Jurássico (b), Cretáceo (c) e Embasamento (d).....	91
Figura 41 –	Seções estruturais (<i>line-drawing</i>) com orientação W-E para os horizontes Paleoceno, Jurássico, Cretáceo e Embasamento.....	92
Figura 42 –	Mapas de isópacas dos intervalos Oligoceno (a), Mioceno Inferior (b), Mioceno Médio(c) e Mioceno Superior(d) respectivamente.....	93
Figura 43 –	Mapa de Fácies do Mioceno no setor norte das Cordilheiras Mexicanas.....	94
Figura 44 –	Seção sísmica mostrando feições de sismofácies de cânions na base do Mioceno.....	95

Figura 45 –	Mapas de isópacas do Cretáceo (a) e Jurássico (b).....	96
Figura 46 –	Seção sísmica <i>strike</i> com sismofácies de canais turbidíticos.....	100
Figura 47 –	Seção sísmica com sismofácies de espriamento turbidítico, depósitos hemipelágicos e transporte de massa.....	101
Figura 48 –	Seção sísmica com sismofácies típicas de <i>sills</i> ígneos.....	102
Figura 49 –	Seção sísmica mostrando sismofácies típicas de contornito.....	103
Figura 50 –	Modelo de Bouma (1962) para turbiditos clássicos.....	108
Figura 51 –	Perfil esquemático de um fluxo de densidade estratificado.....	110
Figura 52 –	Modelo deposicional de leque submarino.....	111
Figura 53 –	Modelo de um sistema turbidíticos de acordo com Mutti (1992).....	115
Figura 54 –	Calibração das fácies sísmicas turbidíticos com os perfis elétricos.....	117
Figura 55 –	Diagrama cronoestratigráfico para o Mioceno Inferior.....	119
Figura 56 –	Curva eustática de Haq (1988) para o Neógeno e associação com o limite de sequência observado para a sequência do Mioceno Inferior na região das Cordilheiras Mexicanas.....	121
Figura 57 –	Representação da rotação de fase para dois <i>pseudo well</i>	123
Figura 58 –	Seção sísmica com rotação de fase.....	124
Figura 59 –	Modelo de trato de sistema de Mar Baixo segundo Beaubouef (1999).....	125
Figura 60 –	Modelo de sedimentação de fundo de Bacia.....	126
Figura 61 –	Mapa de ocorrência das fácies de canais e leques turbidíticos.....	127
Figura 62 –	Mapa de modelo deposicional na área das Cordilheiras Mexicanas.....	128
Figura 63 –	Distribuição dos campos de petróleo e descobertas no México.....	132
Figura 64 –	Seção sísmica mostrando as feições sísmicas dos reservatórios turbidíticos.....	133
Figura 65 –	Carta de eventos geológicos para as Cordilheiras Mexicanas.....	134
Figura 66 –	Áreas adquiridas no processo do Bid 2018 em águas profundas do GoM mexicano.....	135
Figura 67 –	Mapa de distribuição dos cinturões de dobramento de águas profundas.....	138
Figura 68 –	Localização do Delta do Níger.....	139

Figura 69 –	Províncias deformacionais no Delta do Níger.....	140
Figura 70 –	Seção sísmica no Delta do Níger.....	141
Figura 71 –	Mapa de localização do Prospecto Alpha.....	142
Figura 72 –	Seção sísmica mostrando dobra com vergência para sudoeste....	143
Figura 73 –	Seção sísmica mostrando o resultado da perfuração dos poços Alpha -1 e <i>Sidetrack</i>	144
Figura 74–	Mapa de anomalia <i>Free Air</i> da Margem Equatorial Atlântica.....	145
Figura 75 –	Localização da Bacia de Barreirinhas.....	146
Figura 76 –	Carta estratigráfica da Bacia de Barreirinhas.....	147
Figura 77 –	Mapa paleogeográfico da Amazônia.....	149
Figura 78 –	Seção sísmica regional na Bacia de Barreirinhas.....	150

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Geometrias de reflexões sísmicas e seu significado geológico.....	70
Tabela 2 –	Síntese das diferentes fácies encontradas na área mapeada.....	96
Tabela 3 –	Imagem das diferentes fácies identificadas nos dados sísmicos....	103
Tabela 4 –	Nomenclatura de fluxos gravitacionais de sedimentos baseada no comportamento reológico e mecanismos de suporte para diversos tipos de fluxos gravitacionais de sedimentos.....	105

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AGC	Ganho automático na amplitude (<i>automatic gain control</i>)
BY	Bloco de Yucatán
CB	Construções carbonáticas
CDAP	Cinturão de dobramento de águas profundas
CGG	<i>Compagnie Générale de Géophysique</i>
CNH	<i>Comisión Nacional de Hidrocarburos</i>
COB	Limite Continente-Oceano (<i>Ocean - Continent Boundary</i>)
CTM	Complexos de transporte de massa
GoM	Golfo do México (<i>Gulf of Mexico</i>)
HN	<i>Hall and Nadjmuddin</i>
IRGE-OP	Interpretação Regional e Geologia Econômica – Outros Países
KC	<i>Keathley Canyon</i>
Ma	Milhões de anos
MRFB	Cinturão de Dobramento das Cordilheiras Mexicanas (<i>Mexican Ridges Fold Belt</i>)
MF	Delta do Mississippi (<i>Mississippi Fan</i>)
NA	Placa Norte-Americana
OIB	Basalto de Ilha Ocêânica (<i>Ocean island basalt</i>)
PEMEX	<i>Petróleos Mexicanos S.A</i>
PSDM	<i>Pre stack depth migration</i>
QEP	Província extensional de Quetzacoatl (<i>Quetzacoatl Extensional Province</i>)
RGD	Delta do Rio Grande
SCS	<i>Nappe</i> de sal do sul de Campeche
TGS	<i>Tomlinson Geophysical Services Inc.</i>
TMVB	Cinturão Vulcânico Trans Mexicano (<i>Trans Mexican Volcanic Belt</i>)
TxP	Transformação Tempo x Profundidade
SN	<i>Nappe</i> de Sisgbee
TC	Crosta afinada (<i>Thin Crust</i>)
TGLC	Anomalia Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas
YP	Paralelo de Yucatán (<i>Yucatan Parallel</i>)

LISTA DE SÍMBOLOS

%	Porcentagem
gAPI	Graus API
km	Quilômetro
km ²	Quilômetro quadrado
m	Metro
mGal	MiliGal
ohm.m	Ohm metro

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	16
1	LOCALIZAÇÃO DAS CORDILHEIRAS MEXICANAS	18
2	EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO GoM	21
2.1	Contato crosta continental-crosta oceânica	26
2.2	Identificação de limite de cordilheira extinta	29
2.3	Evolução tectônica regional	31
3	AS CORDILHEIRAS MEXICANAS	35
3.1	Análise de dobras por idade	42
3.1.1	<u>Dobras do Mesomioceno</u>	43
3.1.2	<u>Dobras do Neomioceno</u>	45
3.1.3	<u>Dobras do Plioceno-Recente</u>	47
3.2	Estratigrafia das Cordilheiras Mexicanas	49
3.2.1	<u>Jurássico Médio</u>	50
3.2.2	<u>Jurássico Superior</u>	52
3.2.3	<u>Paleoceno</u>	53
3.2.4	<u>Eoceno</u>	54
3.2.5	<u>Oligoceno</u>	55
3.2.6	<u>Mioceno</u>	56
3.3	Caracterização das rochas ígneas	57
3.3.1	<u>O Cinturão Vulcânico Transmexicano (CVTM) Recente (Mioceno Recente ao tardio)</u>	61
3.3.2	<u>A migração de pulsos máficos para leste (Mioceno tardio)</u>	62
3.3.3	<u>O episódio silicoso a bimodal (Mioceno ao Plioceno Recente)</u>	62
3.3.4	<u>O CVTM Moderno (Plioceno tardio-Holoceno)</u>	63
4	DADOS E METODOLOGIA	65
4.1	Reflexões sedimentares	67
4.1.1	<u>Unidade de fácies sísmicas</u>	70
4.1.1.1	Configuração de reflexão paralela a ondulada.....	72
4.1.1.2	Configuração de reflexão divergente.....	73
4.1.1.3	Clinofoma.....	74

4.1.1.4	Configuração de reflexão caótica.....	74
4.1.1.5	Zonas sem reflexão.....	75
4.1.2	<u>Geometria externa de unidades de fácies sísmicas</u>	76
5	SISMOFÁCEIS IDENTIFICADAS	81
5.1	Características e amarração	81
5.2	Complexo de transporte de massa (CTM)	98
5.3	Turbiditos lamosos e hemipelágicos	98
5.4	Canais turbidíticos	99
5.5	Lobos turbidíticos	100
5.6	Rochas ígneas	101
5.7	Contornitos	102
6	CARACTERIZAÇÃO DOS DEPÓSITOS TURBIDÍTICOS	105
6.1	Atributos para diferenciar as rochas ígneas da área	122
6.2	Mapas deposicionais	124
6.3	Principais reservatórios para a área estudada	130
7	COMPARAÇÃO COM SISTEMAS DEPOSICIONAIS ANÁLOGOS	136
7.1	Descolamento de sal regional nas CDAP	137
7.2	Descolamento de folhelho regional nas CDAP	137
7.3	Descolamentos locais não contínuos nas CDAP	138
7.4	Delta do Níger	138
7.5	Bacia de Barreirinhas	144
	CONCLUSÕES	152
	REFERÊNCIAS	155

INTRODUÇÃO

A presente dissertação de mestrado, vinculada ao programa de Pós-Graduação da Faculdade de Geologia da Universidade Estadual do Rio de Janeiro (UERJ), tem como objetivo o estudo de sismofácies de potenciais rochas-reservatório siliciclásticas na sub-bacia das Cordilheiras Mexicanas, no Golfo do México mexicano. Além disso, dentro do estudo regional da área, proponho modificação no contato crosta oceânica-crosta continental baseado em dados sísmicos e mapas de anomalias Bouguer.

A PEMEX (*Petróleos Mexicanos*), empresa estatal mexicana de economia mista, foi criada em 1938 e mantinha o monopólio da exploração no país até 2015. Com a abertura do setor, foram ofertadas diversas áreas *offshore* e *onshore*, além de campos já produtores. No intuito de indicar áreas com potencial petrolífero, a Petróleo Brasileiro S.A. (Petrobras) adquiriu malha sísmica regional 2D da empresa de aquisição sísmica TGS “Projeto Gigante”. Dentro deste escopo, a sub-bacia das Cordilheiras Mexicanas foi escolhida por ser pouco explorada, já que com cerca de 105.000 km² apresenta apenas 9 poços perfurados. O estudo foi focado na identificação e caracterização de fácies sísmicas com características de reservatórios, dado que nenhum trabalho enfatizando este tema foi publicado até o presente momento nessa área.

A base de dados disponíveis é composta por cerca de 7.330 km de sísmica 2D PSDM (*Pre Stack Depth Migration*) da companhia TGS e 20 poços para amarração sísmica. A permissão para o uso das imagens dos dados sísmicos foi concedida pela TGS com várias limitações de uso, entre as quais, a utilização de apenas 6 imagens de seções sísmicas parciais, sem identificação de localização. A CNH (*Comisión Nacional de Hidrocarburos*) permitiu o uso de apenas 3 poços com seus perfis básicos (GR, resistividade e densidade).

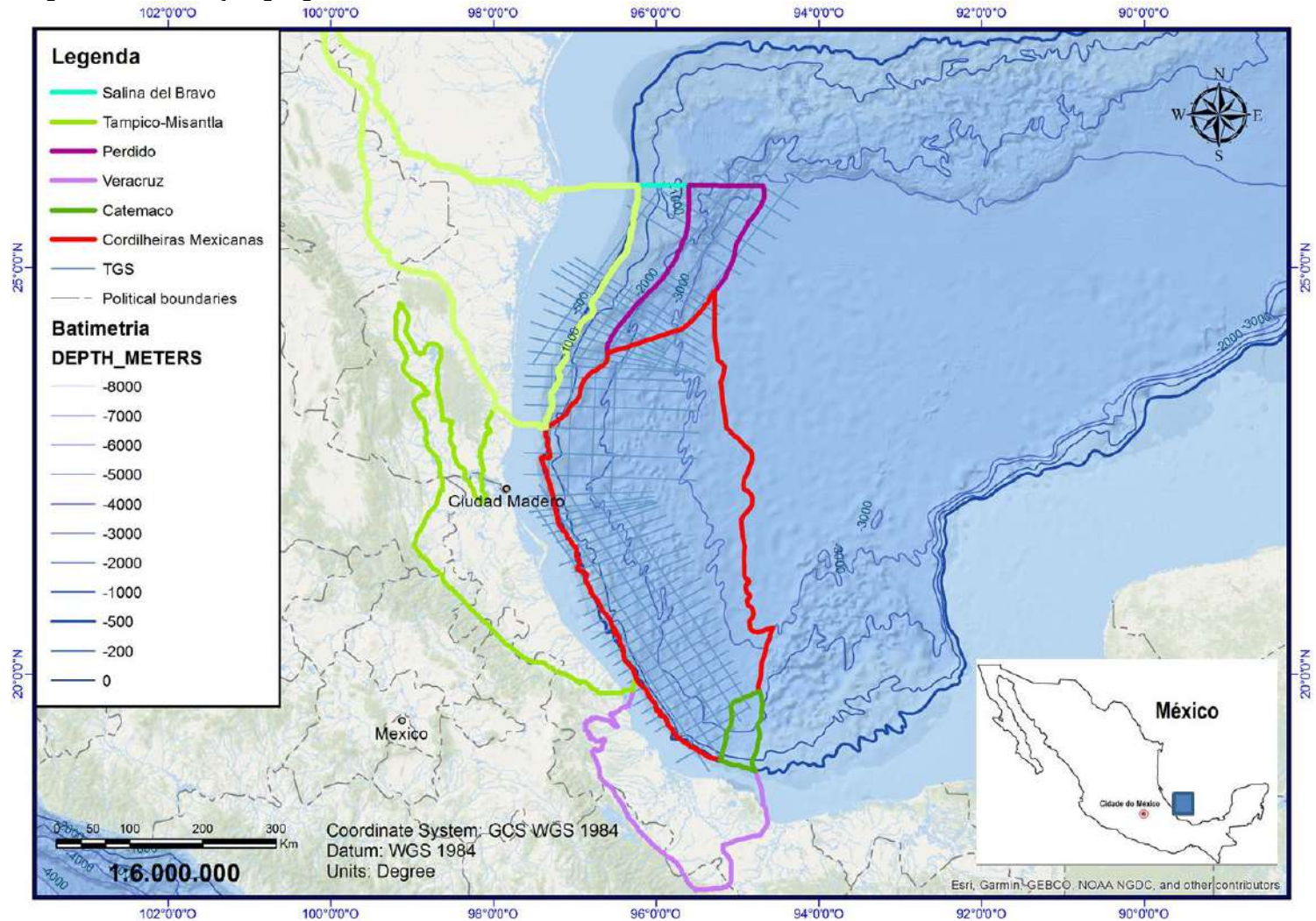
Como a área de estudo é muito extensa, primeiramente foram realizados mapas de isópacas regionais para determinação de áreas de maior característica sedimentar siliciclástica. Depois disso foram selecionadas linhas sísmicas para estudo das fácies sísmicas em escala de detalhe. Foram identificadas 6 fácies sísmicas, classificadas por sua amplitude, continuidade, arquitetura interna, forma externa e superfície de limite inferior. A integração das fácies sísmicas com fácies litológicas obtidas da interpretação de perfis elétricos permitiu elaborar mapas deposicionais

indicativos de maior possibilidade de ocorrência de rochas-reservatório. Para caracterização de fácies sísmicas foram considerados diversos trabalhos anteriormente realizados no Golfo do México Americano, como os de Prather (1998), Paul Weimer (1990), Madof (2009) e Posamentier (2003). Os intervalos de litologias arenosas foram obtidos através da interpretação das curvas de perfis elétricos, utilizando-se o *software* Petrel da Schlumberger, além de relatórios de final de poço.

1 LOCALIZAÇÃO DAS CORDILHEIRAS MEXICANAS

A área estudada é considerada uma sub-bacia do Golfo do México (GoM, sigla do inglês para *Gulf of Mexico*). Está localizada a leste das Bacias de Burgos e Misantla Tampico, faz fronteira com a sub-bacia de Perdido ao norte e ao sul com o Cinturão de Catemaco (Figura 1). Possui uma área de aproximadamente 105.000 km², com lâmina de água variando de 200 m a 3.200 m de profundidade.

Figura 1 - Localização geográfica da área de estudo.



Legenda: Localização da sub-bacia das Cordilheiras Mexicanas (outline vermelho), com as sub-bacias limítrofes ao redor, conforme legenda (retirada do site da CNH-Comisión Nacional de Hidrocarburos). Linhas sísmicas 2D TGS (outline azul claro) e linhas de batimetria ao fundo (Smith e Sandwell,1997). *Insite* mostra localização regional.

Fonte: O autor, 2020.

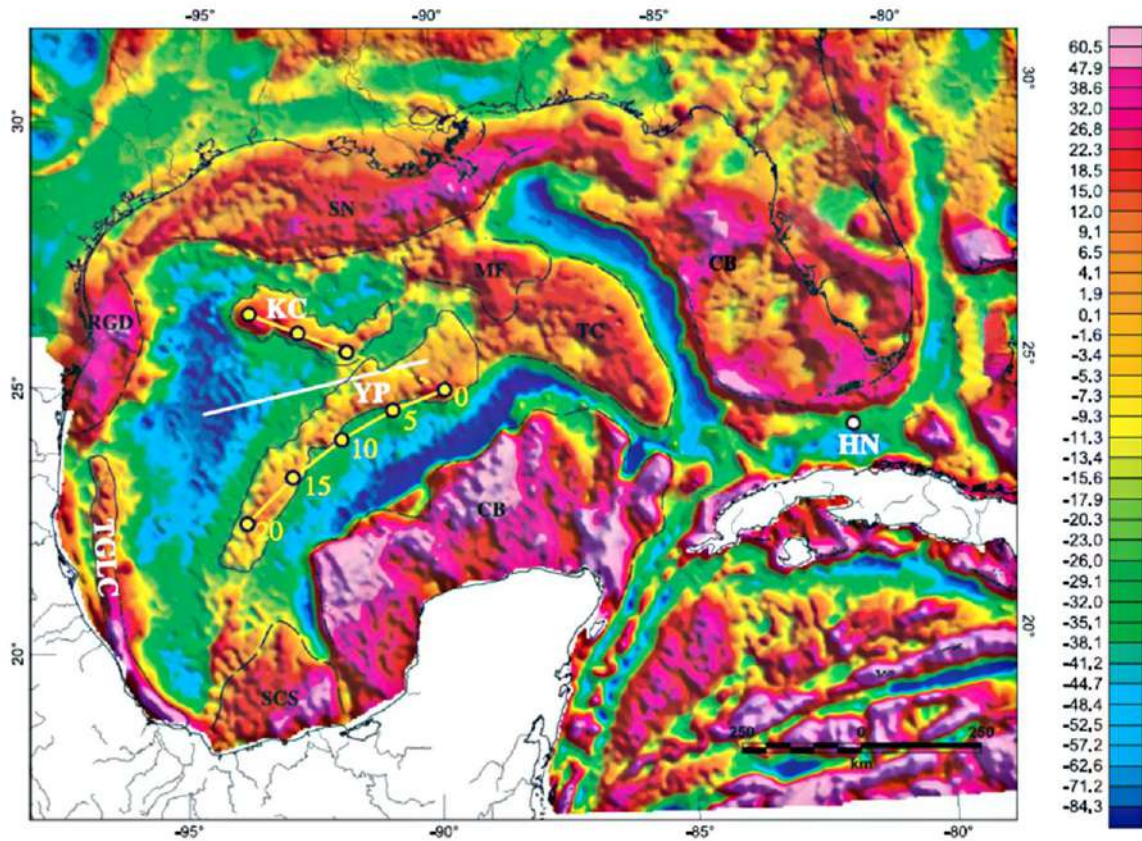
2 EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO GoM

A forma da Bacia do Golfo do México sugere que pelo menos um limite transformante oceano-continente estava ativo durante a abertura da bacia no Jurássico (Bird, 2005). Trata-se de uma bacia *rift* formada a partir da separação do supercontinente *Pangea* entre a placa Norte-Americana e o Bloco Yucatán no Neotriássico (Buffer e Sawyer, 1985; Salvador, 1987, 1991; Feng et al., 1994; Pindell, 2010).

A evolução do Golfo do México pode ser dividida em 2 estágios primários: 1) Estágio *Syn-rift*, com estiramento NW-SE da crosta continental conduzindo a uma deposição inicial durante o Triássico que foi até o Caloviano; e 2) Estágio *drift*, com formação de crosta oceânica no Jurássico, seguida por uma migração rotacional da placa Yucatán para sua posição atual (Pindell, 2010). Bird (2005) utiliza dados de *hotspots* e anomalia magnética para determinar que tal rotação foi de 22° em sentido anti-horário durante o estágio inicial da bacia e deposição do sal, seguida por outros 20° de rotação em sentido anti-horário, durante o espalhamento da crosta oceânica. Particularmente, a região onde ocorrem as Cordilheiras Mexicanas foi a zona do componente transformante durante a formação da bacia.

A partir de dados gravimétricos e sísmica de refração, Bird (2005) identifica 3 principais estruturas profundas na Bacia do Golfo do México. Estes resultados restringem os modelos de evolução da bacia, envolvendo rotação anti-horária do bloco tectônico da Península de Yucatán. As estruturas do embasamento são interpretadas de modo a incluir duas trilhas de *hotspots* (denominados Keathley Canyon e Yucatán), os quais são usados para a base do movimento de rotação. O autor também inclui um alto marginal de orientação norte-sul que se formou ao longo da zona transformante de Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas com a abertura da Bacia; além disso, Bird (op. cit.) define os limites dos *hotspots* e do contato crosta oceânica-continental, bem como os limites do sal autóctone antes do espalhamento do fundo oceânico dentro das faixas de *hotspot* (Figura 2).

Figura 2 - Anomalia gravimétrica da região do Golfo do México.

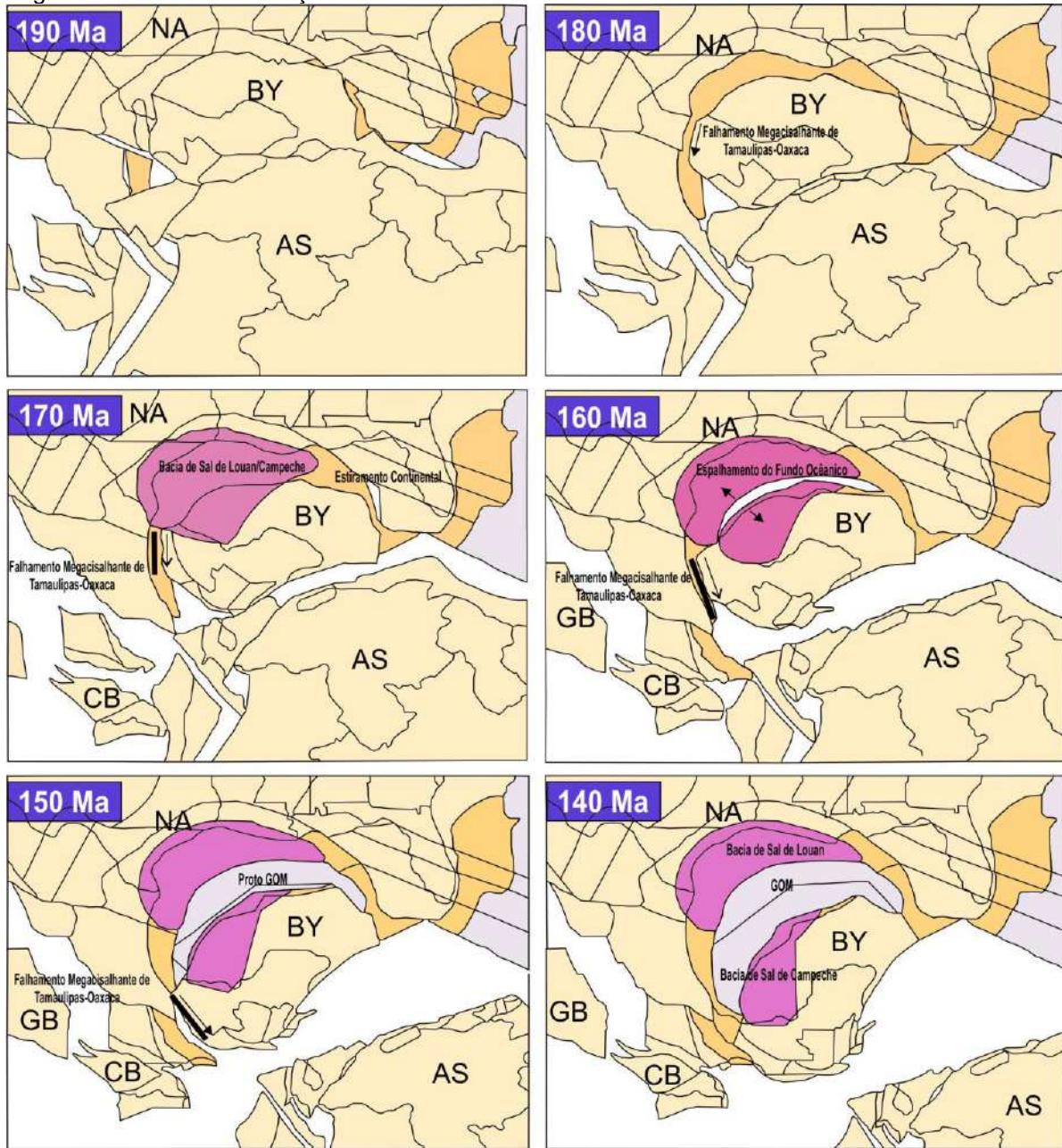


Legenda: Anomalia *offshore freeair*, anomalia *Bouguer onshore*. Círculos amarelos conectados por linhas amarelas ao longo dos rastros de *hotspots* (anomalias com *outlines*) Keathley Canyon (KC) e paralelo de Yucatán (YP) são calculados com 5° de incremento para um total de 20° de rotação anti-horária do bloco de Yucatán, sobre polo de Euler (HN) interpretado por Hall e Nadjmuddin (1994). Um possível centro de espalhamento (linha branca) separa os caminhos da pluma conjugada entre placa Norte-Americana e o bloco de Yucatán. Depois de aproximadamente 10° de rotação, o centro de espalhamento é interpretado como tendo passado sobre a pluma (linha tracejada conectando círculo abertos entre anomalias de KC e YP), deixando outros aproximados 10° de rotação do bloco de Yucatán sobre a pluma. Assinaturas da anomalia de gravidade: SN = *nappe* de Sisgbee; MF = delta do Mississippi; TC = Crosta afinada; CB = construções carbonática; SCS = *nappe* de sal do sul de Campeche; RGD = delta do Rio Grande; TGLC = anomalia Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas; YP = anomalia Yucatán; KC = anomalia Keathley Canyon.

Fonte: Modificado de Bird, 2005.

A ruptura do *Pangea* iniciou-se no Neotriássico, continuando até o Mesozóico. Os estágios mesozoicos da evolução tectônica do Golfo do México incluem os típicos estágios *syn-rift* e *drift*, desenvolvidos em um cenário de margem continental passiva (Figura 3).

Figura 3 - Modelo de evolução tectônica do Golfo do México.

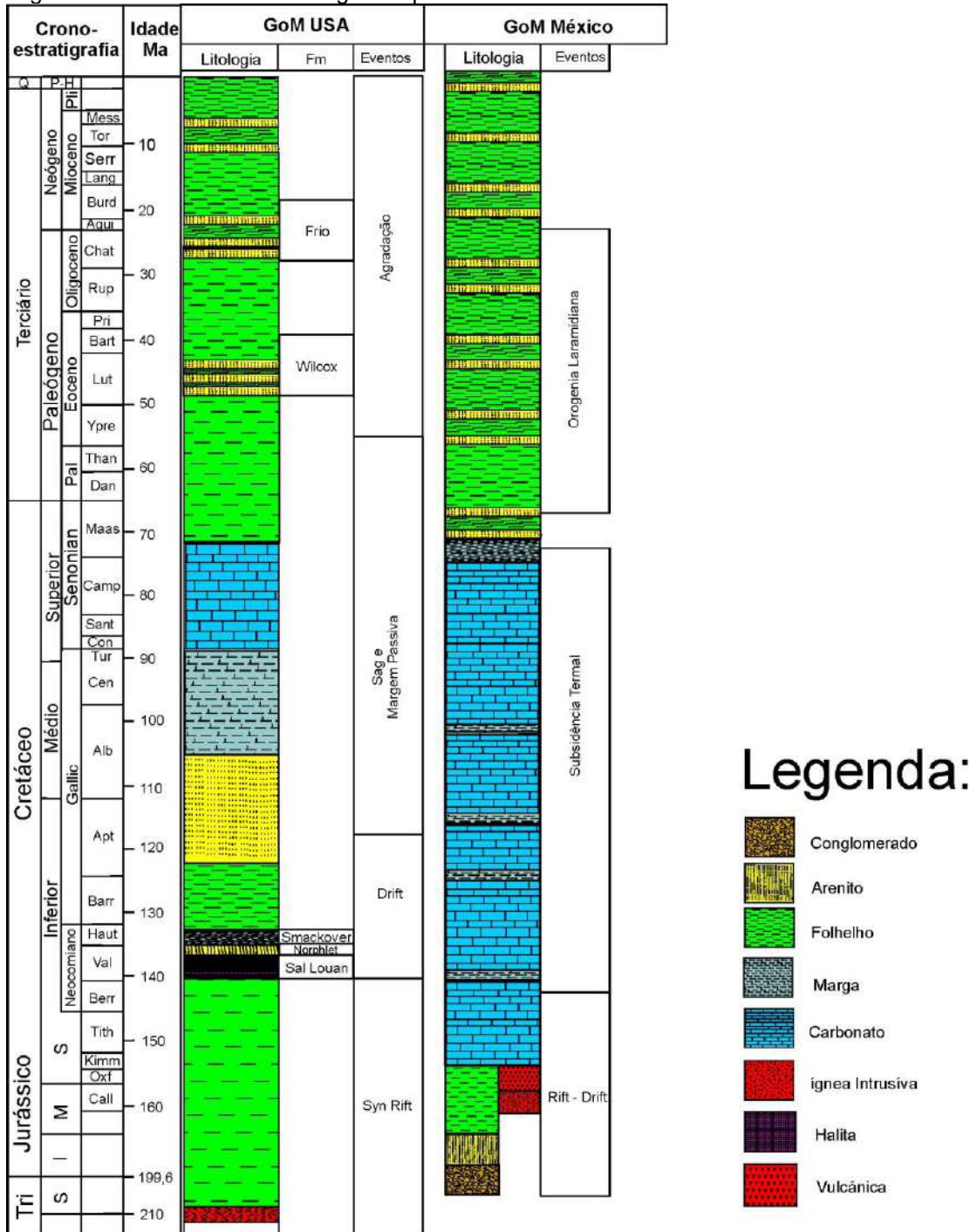


Legenda: Em 190 Ma, o bloco Yucatán (BY) fazia parte da placa Norte Americana (NA). Por volta de 180 Ma, BY começa a se separar da placa Norte Americana, a partir da formação de uma litosfera transicional e afinada entre as placas de BY e NA, mostrada como polígonos laranja. O mega cisalhamento Tamaulipas-Oaxaca também é ativado na margem oeste do GoM, considerando-se rotação anti-horária do BY durante sua separação da placa Norte Americana. Entre 170 e 160 Ma, o sal de idade Caloviana se formava, quando um estiramento entre a placa NA e BY criou uma abertura para águas do Oceano Atlântico fluir entre ambas. Este caminho de água teve um tempo curto de vida, porém permitiu a deposição maciça de sal de idade Neojurássica no GOM. Em 160 Ma, a rotação anti-horária do bloco de BY é iniciada, causando o estágio inicial do espalhamento do fundo marinho e a formação de crosta oceânica (polígonos cinza). Este espalhamento separaria o Sal Caloviano entre o norte e a bacia de Campeche ao sul. Em 150 Ma, o espalhamento do fundo oceânico e a rotação anti-horária continuam, e o proto GOM desenvolveu-se. Em 140 Ma, o estágio final do bloco Yucatán ocorreu quando a rotação anti-horária e o espalhamento do fundo marinho terminam. Desde 140 Ma, o bloco de Yucatán permanece na mesma posição estável e move-se junto com a placa Norte Americana.

Fonte: Modificado de Rodriguez, 2011.

Durante o Cenozoico, a subsidência da bacia resultou da sobrecarga sedimentar da crosta, com espessas cunhas sedimentares progradantes do Paleógeno e Neógeno, que influenciaram a mobilização do sal Jurássico da Fm. Louann ao norte da bacia (Figura 4).

Figura 4 - Coluna tectonoestratigráfica para o Golfo do México.



Legenda: Comparação das colunas tectonoestratigráficas do Golfo do México mexicano e do Golfo do México americano. A coluna do GoM mexicano omite os nomes das formações devido ao caráter local que tais nomenclaturas representam, sem abrangência regional.

Fonte: Modificado da CNH, 2015 e Salvador, 1991.

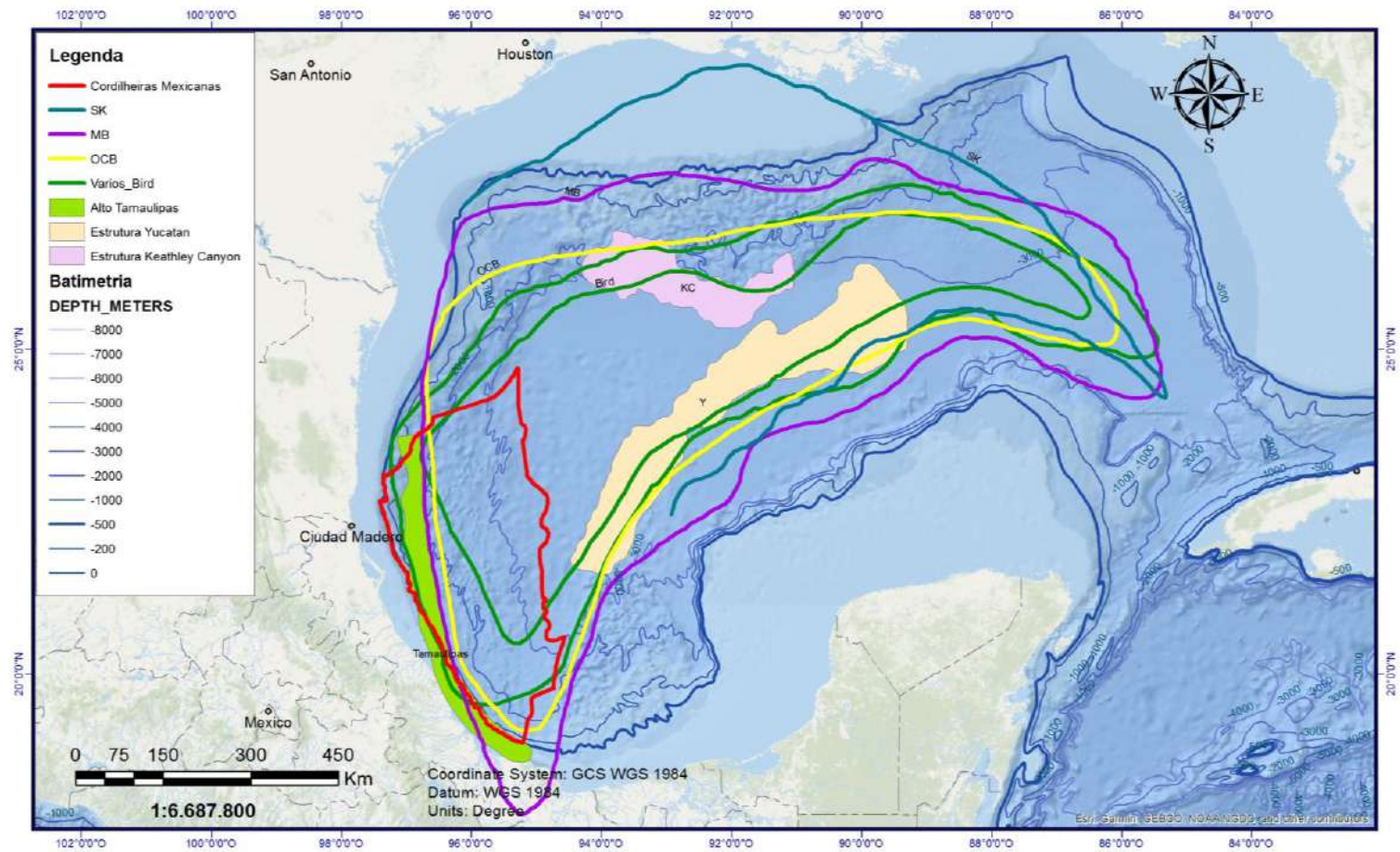
Sedimentação relacionada ao estágio *rift* e atividade ígnea estiveram associadas com este evento de extensão crustal intracontinental. Bacias *rift* do tipo *graben* e *semi-graben* foram preenchidas com sedimentos lacustrinos e fluviais. A transição do estágio *syn-rift* para *drift* marcou o começo da origem do Golfo do México; a expansão do fundo do mar e a formação da crosta oceânica ocorreu desde que o *Pangea* começou a separar-se ao longo da zona oeste-central do *rift*. O sal regional (Fm. Louann) foi depositado do Caloviano ao Eo-oxfordiano. Este sal espesso, quando posteriormente remobilizado, desempenhou um papel crítico na maturação, migração e trapeamento de hidrocarbonetos na Bacia do GoM. A expansão marinha terminou durante o Barriasiano (Marton e Buffler, 1994; Winker e Buffler, 1988 *apud* Salvador, 1991) ou no Neojurássico, porém não mais tarde que o Meso-oxfordiano (Salvador, 1991) ou até o final do Valangeniano (Pindell e Kennan, 1989 *apud* Salvador, 1991). A bacia começou a subsidir devido ao resfriamento termal e à carga sedimentar, que inclui uma sucessão de folhelhos ricos em querogênio e siltitos depositados sobre o Sal Louann e uma sucessão siliciclástica desde o Cretáceo até o Recente. Ao longo das margens do Golfo, plataformas carbonáticas espessas se desenvolveram durante o Cretáceo, estendendo-se do México até a Flórida. A maior queda do nível do mar ocorreu durante o Mesocretáceo, sendo registrada por uma discordância regional ao longo das margens da Bacia.

A bacia experimentou um grande período de agradação durante o Cenozoico. Regionalmente, grandes depocentros siliciclásticos foram estabelecidos no noroeste do Golfo, refletindo suprimento e drenagem dos sedimentos provenientes da Orogenia Laramidiana (colisão da placa de Fallaron com a placa Norte Americana a partir do Eoceno). Nas partes central e leste da bacia, o influxo de sedimentos terrígenos estava relacionado ao delta do rio Mississippi. A grande sobrecarga dos sedimentos do Cenozoico causou deformação do sal, modificando sua forma autóctone original para a forma alóctone atual. Sedimentos batiais, incluindo sistemas turbidíticos, foram depositados em uma série de *minibasins* sobre o topo e entre os corpos de sal alóctones. O sal também formou complexos de muralhas, domos e *nappes* coalescentes, que por vezes impactaram a arquitetura e distribuição das areias submarinas depositadas no Neógeno (os conhecidos *plays* Mioceno e Plioceno na região nordeste do GoM americano).

2.1 Contato crosta continental-crosta oceânica

O limite entre as crostas continental e oceânica no Golfo do México foi interpretado de várias maneiras, usando-se sísmica de refração, sísmica de reflexão, dados magnético e gravimétrico, assim como reconstrução cinemática (Buffler and Sawyer, 1985; Pindell, 1985, 1994; Ross e Scotese, 1988; Winker and Buffler, 1988; Salvador, 1991; Buffler e Thomas, 1994; Marton e Buffler, 1994; Schouten e Klitgord, 1994 *apud* Bird, 2005). O limite crustal continente-oceano é interpretado na posição da isóbata de 3000 m (Figura 5), exceto onde passa abaixo da *nappe* de sal Sigsbee do Plioceno-Pleistoceno (Pindell, 1985, 1994; Dunbar e Sawyer, 1987; Ross e Scotese, 1988; Winker e Buffler, 1988; Salvador, 1991 *apud* Bird, 2005).

Figura 5 - Interpretação do limite crustal (COB, *continent-ocean boundary*).



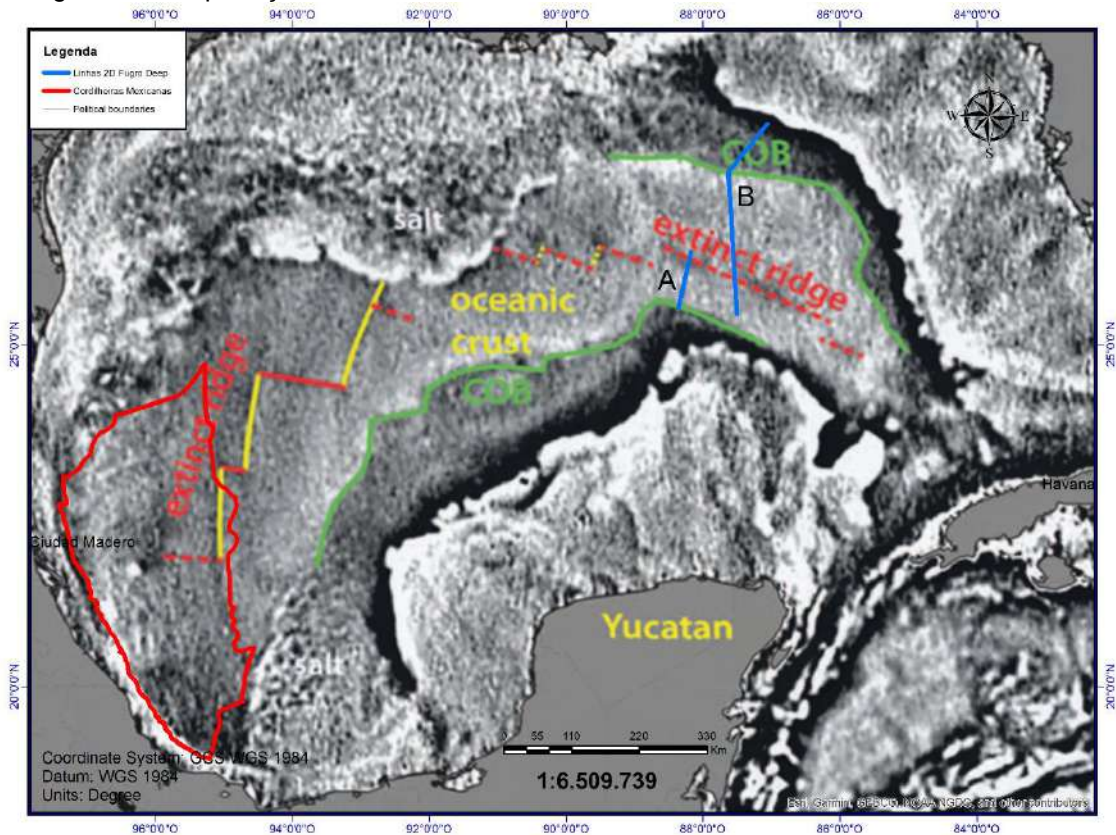
Legenda: Para o trabalho de Bird (2005) COB= limite crosta oceânica; SK = grid de anomalia magnética (Schouten e Klitgord, 1994); MB = a partir de sísmica de refração (Marton e Buffler, 1994); linhas cinzas grossas = vários limites interpretados (Buffler e Sawyer, 1985; Ross e Scotese, 1988; Winker e Buffler, 1988; Salvador, 1991; Buffler e Thomas, 1994; Pindell, 1994 *apud* Bird, 2005). TGLC = alto marginal de Tamaulipas–Golden Lane–Chiapas; YP = estrutura paralela de Yucatán; KC = estrutura de Keathley Canyon.

Fonte: Modificado de Bird, 2005.

2.2 Identificação de limite de cordilheira extinta

Utilizando como base o trabalho de Sandwell (2014) no qual identifica na Bacia do Golfo do México o limite de cordilheira extinta através de dados de satélite, utilizo o trabalho de Snedden para ver sua feição na sísmica (Figura 6). Utilizo duas linhas sísmicas 2D da Fugro mostradas na publicação.

Figura 6 - Interpretação do COB e limite de cordilheira extinta.

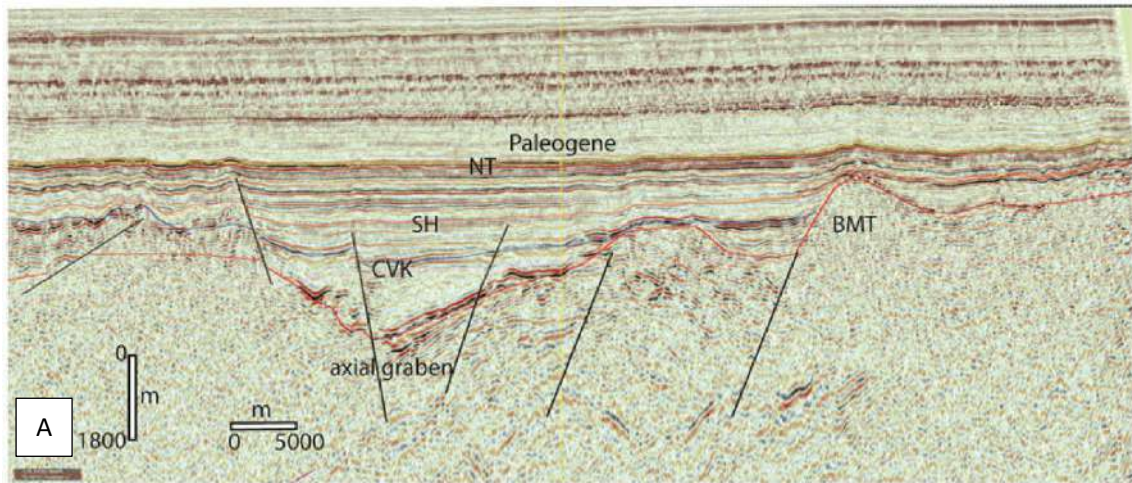


Legenda: Mapa da interpretação do COB e limite de cordilheira extinta, conforme o trabalho de Sandwell (2014). Linhas sísmicas em tempo utilizadas para caracterização das feições em escala sísmica.

Fonte: O autor, 2020.

No mapa da figura 2.5 observamos que uma seção observamos que a seção A perpendicular à principal direção de espalhamento mostra uma feição bem característica de crosta extinta, com um baixo relativo bem evidente (Figura 7).

Figura 7 – Seção sísmica em profundidade mostrando feição sísmica sugestiva da cordilheira extinta.

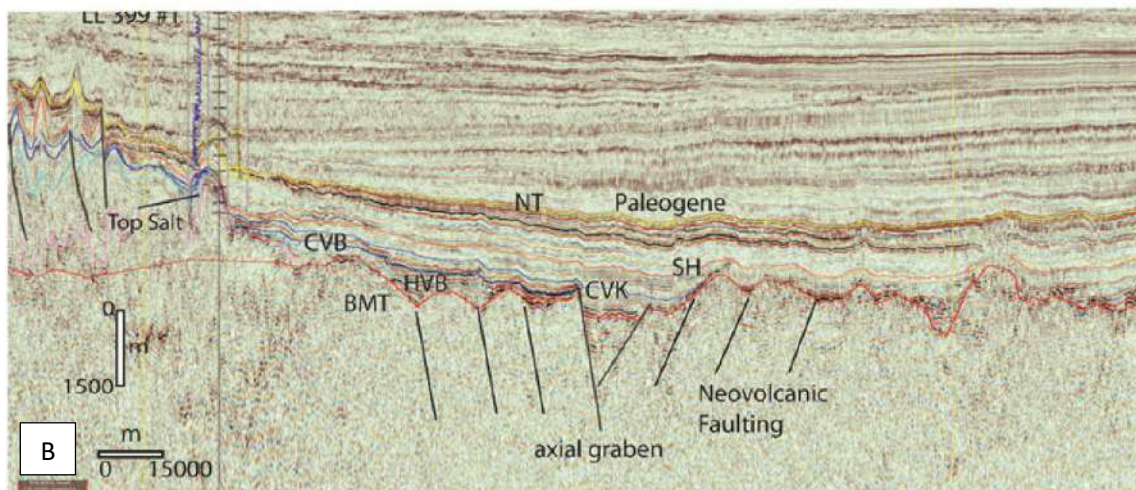


Legenda: Feição de graben característico da localização proposta por Sandwell (2014) para crosta extinta identificada em imagem de satélite; seção sísmica perpendicular à componente principal de espalhamento. BMT= embasamento, CVK= supersequência de Cotton Valley-knowles, SH= Sligo Hosston horizonte e NT= Navarro-Taylor horizonte.

Fonte: Snedden, 2014.

A seção sísmica B mostra a mesma feição de gráben menos pronunciada (Figura 8).

Figura 8 - Seção sísmica em profundidade mostrando feição sísmica da cordilheira extinta.



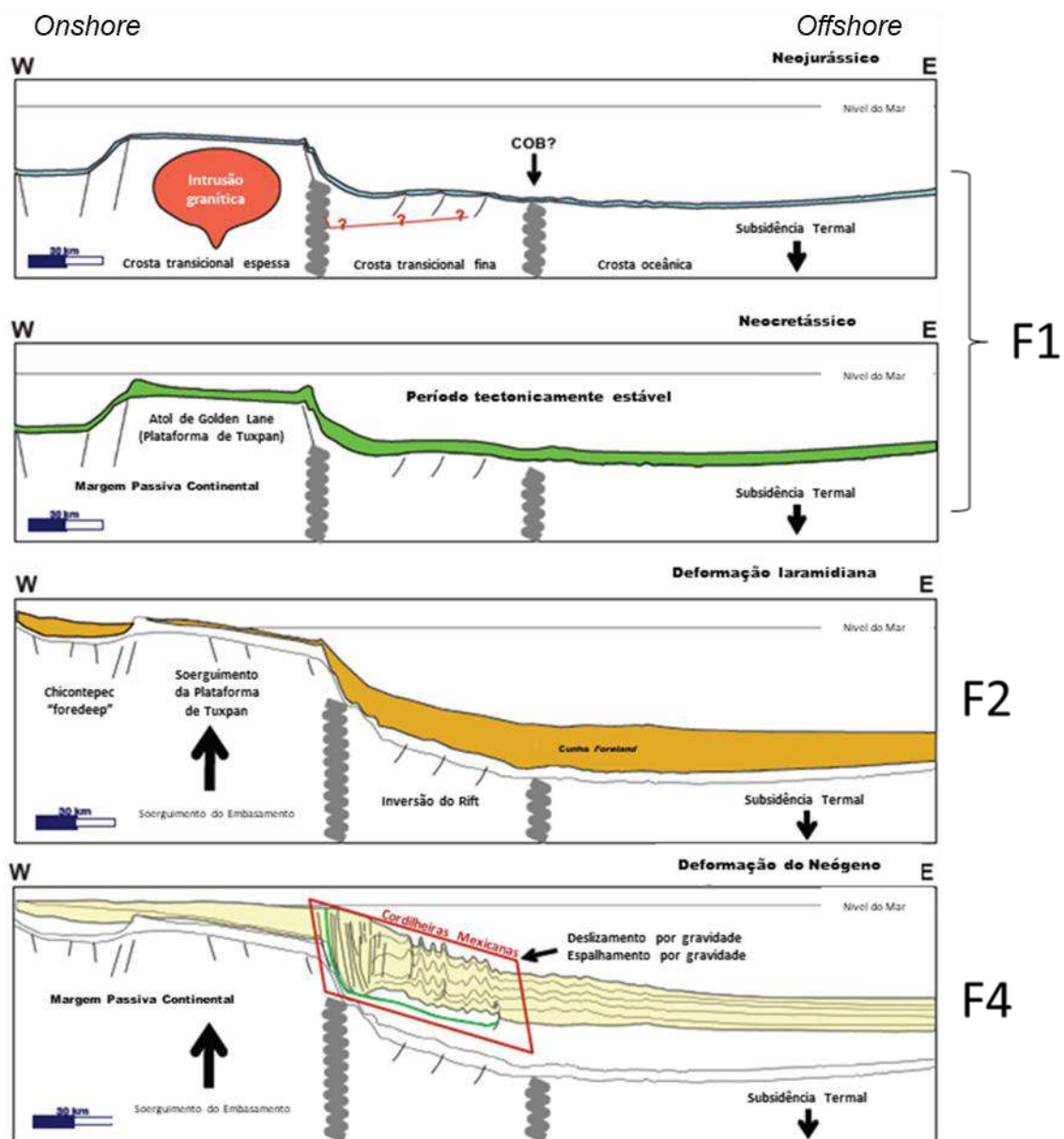
Legenda: Seção sísmica B no mapa da figura 2.6 com Graben representando o local característico da localização proposta por Sandwell (2014) para crosta extinta identificada em imagem de satélite; seção sísmica perpendicular à componente transformante. BMT = embasamento, CVK = supersequência de Cotton Valley-knowles, SH= Sligo Hosston horizonte, NT= Navarro-Taylor horizonte, HVB= supersequencia de Haynesville-Buckner (HVB) e supersequência de Cotton Valley-Bossier (CVB).

Fonte: Snedden, 2014.

2.3 Evolução tectônica regional

Rodriguez (2011) divide a evolução tectônica e estrutural da porção oeste do Golfo do México mexicano em 4 fases. A primeira fase do Neojurássico, seguida pela fase de deformação laramidiana – Neocretáceo ao Eoceno); a terceira, que seria de uma margem passiva e a quarta representada por uma deformação do Neógeno (Neomioceno ao Recente) (Figura 9).

Figura 9 - Evolução tectonoestrutural regional.

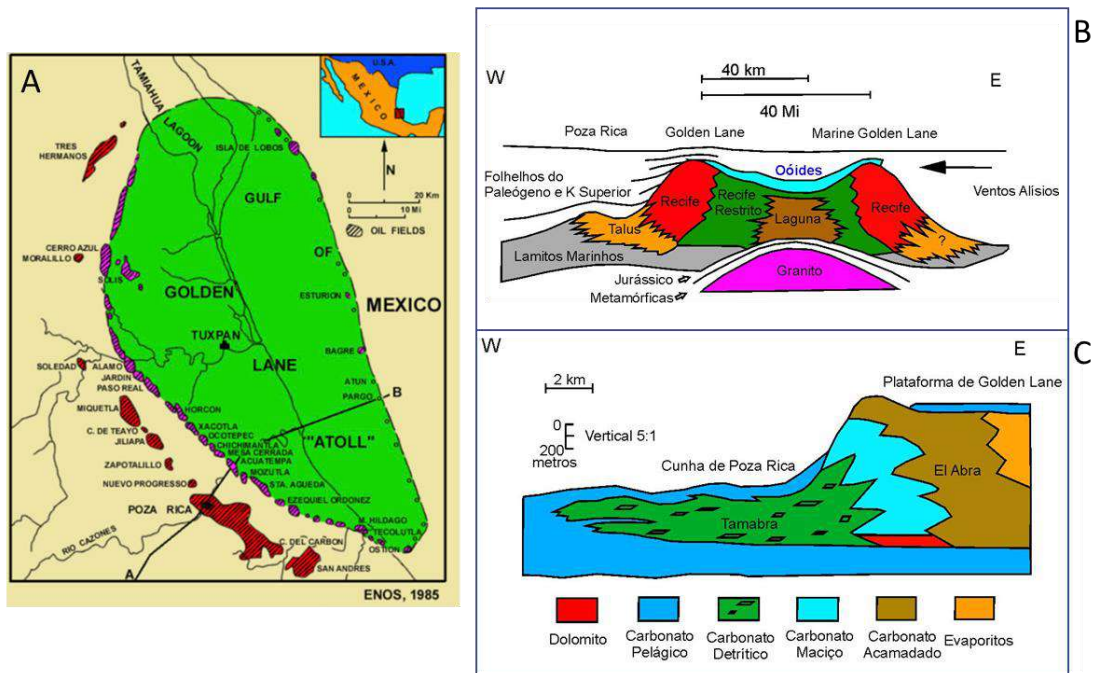


Legenda: Seção esquemática mostrando as fases de evolução tectônica estrutural que ocorreu no Golfo do México mexicano (porção oeste). A primeira fase do Neojurássico, seguida pela fase de deformação laramidiana – Neocretáceo ao Eoceno), a terceira, que seria de uma margem passiva e a quarta representada por uma deformação do Neógeno (Neomioceno ao Recente).
Fonte: Modificado de Rodriguez, 2011.

Durante o Neojurássico, a crosta oceânica recém-criada do GOM começa a subsidir. Um paleo-alto sobreposto por intrusão granítica paleozoica (Ewing, 1991 *apud* Rodriguez 2011), existiu a oeste e foi relacionado ou ao limite transpressional do bloco rotacionado de Yucatán (Padilla e Sanchez, 2007 *apud* Rodriguez, 2011), ou como resultado do soerguimento de terrenos permotriássicos (Torres et al., 1999; Keppie, 2004 *apud* Rodriguez, 2011) que foram adicionados ao México.

O Cretáceo foi caracterizado por um período relativamente estável tectonicamente, o que permitiu construções carbonáticas ao longo da margem mexicana. O atol de Golden Lane (Faixa do Ouro) se desenvolveu durante o Cretáceo e é a maior unidade produtora de óleo no México (Viniestra and Castillo-Tejero, 1970; Coogan et al., 1972; Watkins and Buffler, 1996; Watkins et al., 1978; Galicia, 2001, Magoon et al., 2001 *apud* Rodriguez 2011). O campo de Golden Lane (2,2 Bboip) no México, produz a partir de numerosos complexos de recifes rudistas desenvolvidos no Mesocretáceo ao longo da margem oeste do Atol de Golden Lane (Enos, 1983; 1985 *apud* Dravis, 2017). Além disso, o campo de Poza Rica (2,7 Bboip), a oeste do campo de Golden Lane, produz a partir de uma espessa cunha de plataforma de *grainstones* rudistas. Esta cunha tem aproximadamente 400 m de espessura no seu lado leste, onde assentasse em *onlap* sobre a margem oeste do Atol de Golden Lane. Os *grainstones* foram claramente providos a partir dos recifes rudistas da margem de plataforma de Golden Lane (Viniestra-O, 1981 *apud* Dravis 2017; (Figura 10).

Figura 10 - Atol de Golden Lane.



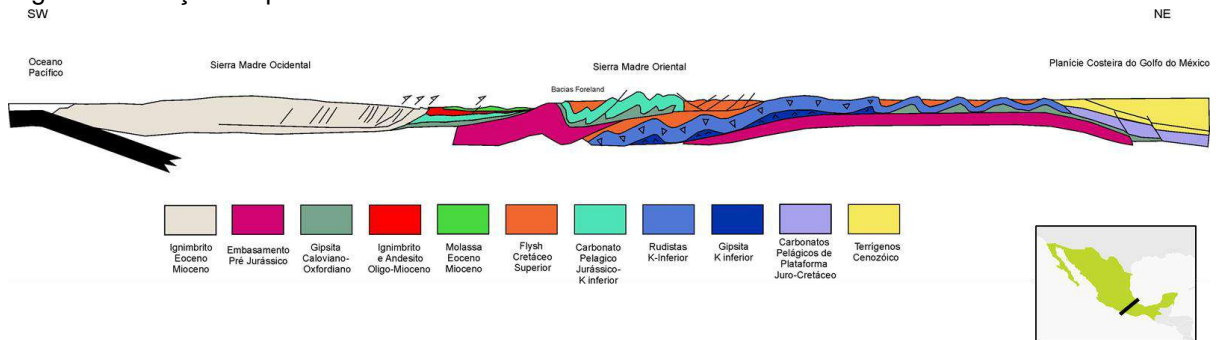
Legenda: A- Localização do Atol de Golden Lane. B- Seção esquemática do modelo paleogeográfico para a formação do Atol de Golden Lane. Um alto do embasamento granítico *offshore*, cercado por uma bacia marina relativamente profunda, criou a base da paleotopografia que iniciou o desenvolvimento do Atol de Golden Lane (Enos, 1983, Enos 1985 *apud* Dravis 2017). C- Modelo para a formação dos carbonatos detriticos. Grandes tempestades criaram os *debris* dos rudistas (que se desenvolveram ao longo do paleoalto), porém foram os ventos alísios provavelmente que moveram os *debris* para a margem da plataforma. Este modelo explica melhor a espessura de sedimentos no campo de Poza Rica.

Fonte: Modificado de Dravis, 2017.

Durante a fase de deformação laramidiana (Eoceno), feições compressoriais associadas a essa orogenia modificaram a região como resultado da subducção da placa de Fallaron abaixo da placa Norte-Americana.

A Sierra Madre Oriental forma o *front* tectônico da Orogenia Laramidiana e uma bacia de *foreland* se forma ao longo da Sierra Madre. A bacia de *foreland* Chicontepec forma-se a leste da Sierra Madre. Mais em direção a leste da plataforma de Tuxpan, uma flexão soergue a região como resultado da carga do empurrão. Este soergimento tectônico também inverte várias estruturas do embasamento dentro da crosta transicional (Figura 11).

Figura 11 - Seção esquemática da Sierra Madre Oriental.



Legenda: Seção esquemática SW-NE e representação da Sierra Madre Ocidental, Sierra Madre Oriental e Planície costeira do Golfo do México.

Fonte: modificado de Aubouin, 1982.

O soergimento do embasamento na região *onshore* e margem do Golfo do México mexicano, aliada a subsidência termal da crosta oceânica, começou a inclinar a margem oeste do GOM.

Durante a deformação do Neógeno, a parte leste do México foi soerguida durante o intervalo Oligoceno-Mioceno. Este soergimento, combinado com subsidência termal da crosta oceânica, também contribuiu para inclinar a margem oeste do GOM.

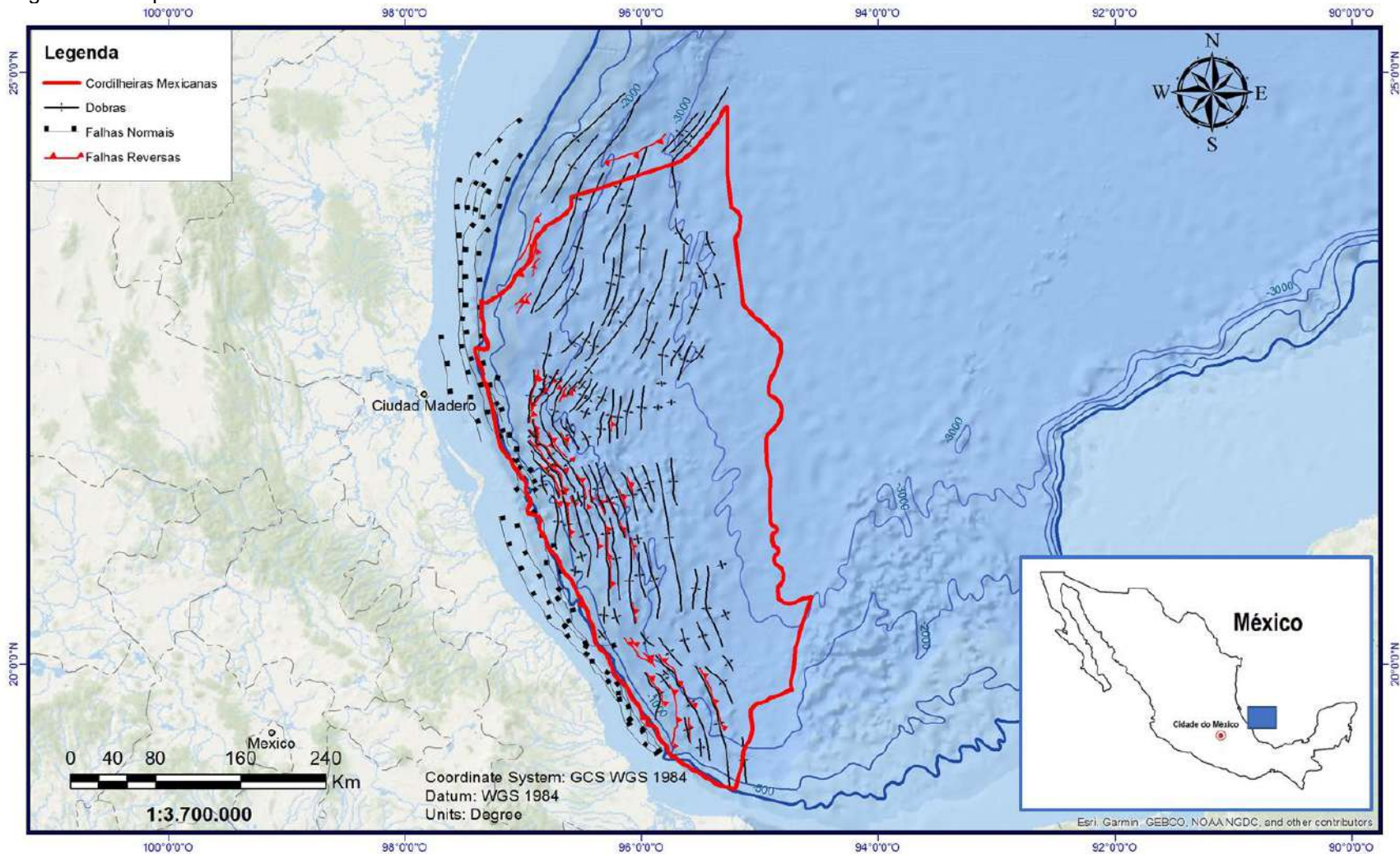
Progradação da plataforma clástica durante o Neógeno ocorreu em grandes volumes durante o Oligoceno e Mioceno e a sobrecarga desses sedimentos foi um dos fatores que desencadearam o desenvolvimento das Cordilheiras Mexicanas, como será visto mais adiante.

3 AS CORDILHEIRAS MEXICANAS

Bryant et al., 1968 (*apud* Pew, 1982) denominou como Cordilheiras Mexicanas um cinturão dobrado na parte oeste do Golfo Mexicano, que se estende a partir da Bacia de Sal do Rio Grande (próximo à latitude 24°N) até o Alto de Campeche e ao talude continental ao sul do Golfo do México (próximo à latitude 19°N).

As Cordilheiras Mexicanas são uma província contraccional localizada em profundidade de água superior a 1000 m (Guzman e Marquez-Dominguez, 2001), estendendo-se por mais de 600 km ao longo do talude continental do oeste do Golfo do México (Figura 12). Na figura 3.1 é importante salientar que as falhas representadas são do Neógeno e refletem a estruturação decorrente da deformação neste período, sendo paralelas à charneira da bacia, não estando associadas a reativações ou a estruturas do embasamento. Além disso, a inflexão que ocorre próximo à latitude de 22°N representa uma zona de maior fraqueza durante a abertura do *rift*, onde ocorre uma grande intrusão ígnea.

Figura 12 - Mapa estrutural das Cordilheiras Mexicanas.



Legenda: Mapa com elementos estruturais do Cenozoico da área estudada, apresentando falhas normais no domínio distensional e falhas de empurrão e estruturas anticlinais no domínio contracional. *Insite* mostra localização regional.

Fonte: Modificado de Salomón-Mora, 2009.

A província foi inicialmente subdividida em 4 subprovíncias com base nas diferenças dos estilos estruturais (Bryant et al., 1968 *apud* Pew, 1992); os estilos dominantes foram definidos como estruturas assimétricas com vergência para a bacia e dobras simétricas com aumento do comprimento de onda e diminuição do relevo estrutural na mesma direção (Pew, 1982).

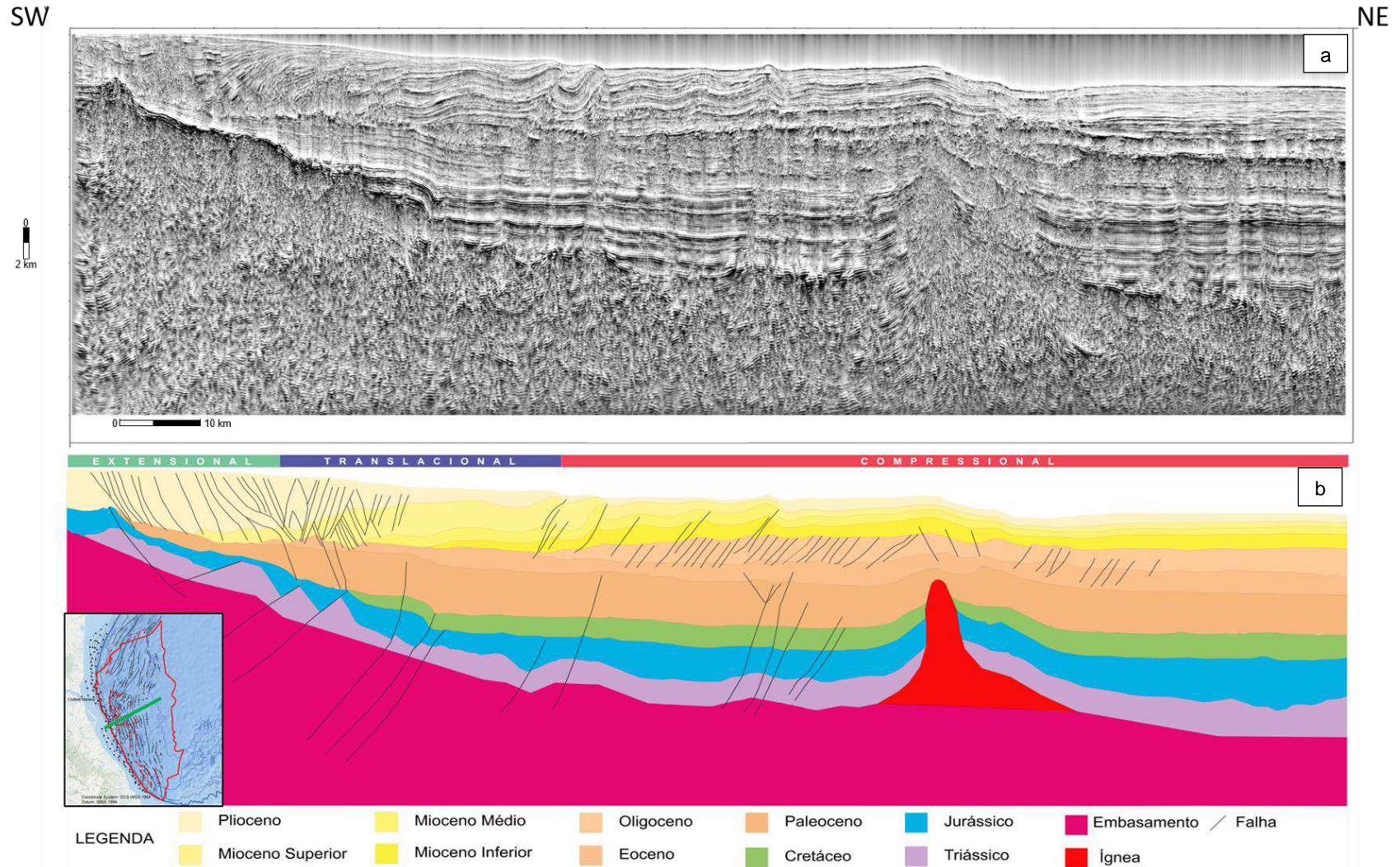
A província distensional de Quetzacoatl (QEP, do inglês *Quetzacoatl Extensional Province*) consiste de numerosas falhas de crescimento e estruturas de *rollover* (Wawrzyniec et al., 2003; Roman-Ramos et al., 2004 *apud* Salomon-Mora et al., 2011), dividida em três principais *trends* estruturais: falha de crescimento planar em estilo dominó, falha de crescimento lítrico e sistema de *graben* e meio *graben* (falhas subsidiária lítricas sintéticas e antitéticas) do Meso-neomioceno ao Recente, progredindo de oeste para leste (Salomon-Mora et al., 2009).

O cinturão de dobramento das Cordilheiras Mexicanas formou-se devido ao processo de colapso gravitacional, afetando a coluna sedimentar através das falhas de crescimento do QEP nas áreas *onshore* e *offshore* da plataforma continental (Salomon-Mora et al., 2009).

Gray et al. (2001) observaram que o falhamento e dobramento nas Bacias de La Popa, Tampico-Misantla e Veracruz indicam que a deformação relacionada à Orogenia Laramidiana continuou até o Eoceno. Isto pode ser observado dentro dos estratos do Eoceno na região das Cordilheiras Mexicanas.

Tanto a QEP quanto o Cinturão de Dobramento das Cordilheiras Mexicanas (MRFB, do inglês *Mexican Ridges Fold Belt*) integram um sistema regional com uma zona de *detachment* basal ancorada sobre folhelhos sobrepressurizados do Eoceno Superior (Roman-Ramos et al., 2004 *apud* Salomon-Mora et al., 2009), bem como um nível de *detachment* mais raso na sequência Oligoceno-Mioceno. Por isso a MRFB é definida como uma faixa de dobramento *multi-detachment* relacionada a falhas de crescimento em *detachment* e falhas de *detachment* de quebra de empurrão (Salomon-Mora et al., 2009) (Figura 13).

Figura 13 - Seção esquemática SW-NE dentro da região das Cordilheiras Mexicanas.



Legenda: Seção sísmica TecVa não interpretada (a) e seção sísmica interpretada (b). Zona distensional de Quetzacoatl (a SW) com falhas normais e a zona de dobramento com falhas em *detachment* sobre os folhelhos sobreprensionados (a NE). Dado sísmico cortesia da TGS. *Insite* mostra localização aproximada da seção na cor verde.

Fonte: O autor, 2020.

Na figura 13 A é apresentada uma seção sísmica com a técnica VA (Volume de Amplitudes), desenvolvida por Bulhões (1999). Esta técnica consiste em gerar imagens que reforçam feições estruturais e estratigráficas de uma área, a partir de qualquer superfície contínua de um volume sísmico tridimensional, sem a interferência de uma interpretação prévia. Uma escala de cores que varia do branco ao negro coloca as baixas amplitudes como zonas negras, ao passo que os refletores que aparecem de forma contínua e tons claros constituem verdadeiras linhas de tempo, pois o algoritmo de processamento da técnica VA ressalta os atributos sísmicos coerentes (refletores contínuos). Assim, descontinuidades sísmicas, como falhas, fraturas, sismofácies caóticas, aparecem em cores escuras.

O termo “falhas em *detachment*” foi introduzido por Jamison (1987) para descrever duas estruturas aflorantes nos *Main Ranges* das Cordilheiras Canadenses. De acordo com Mitra (2002), estas falhas são mais simétricas que outras dobras relacionadas a falhas, particularmente nos estágios iniciais de sua evolução. Além disso, embora a presença de estrutura assimétrica seja comum em muitas dobras e cinturões de empurrão, estruturas mais simétricas podem evidenciar *detachments* sobrepressurizados que reduzem a fricção e inibem a formação de empurrões (Rowan et al., 2004). Entretanto, estas estruturas podem diminuir seu comprimento de onda e assimetria de acordo com a evolução da estrutura (Jamison, 1987). Assim, as estruturas podem ser afetadas por falhas de empurrões ou falhas imbricadas que cortam a seção através do flanco frontal da dobra, mudando a geometria básica para uma estrutura chamada de “dobras em *detachment* truncada” (Jamison, 1987), “dobra em *detachment* com quebra de empurrão” (Fischer et al., 1992) ou “dobra em *detachment* falhada” (Mitra, 2002).

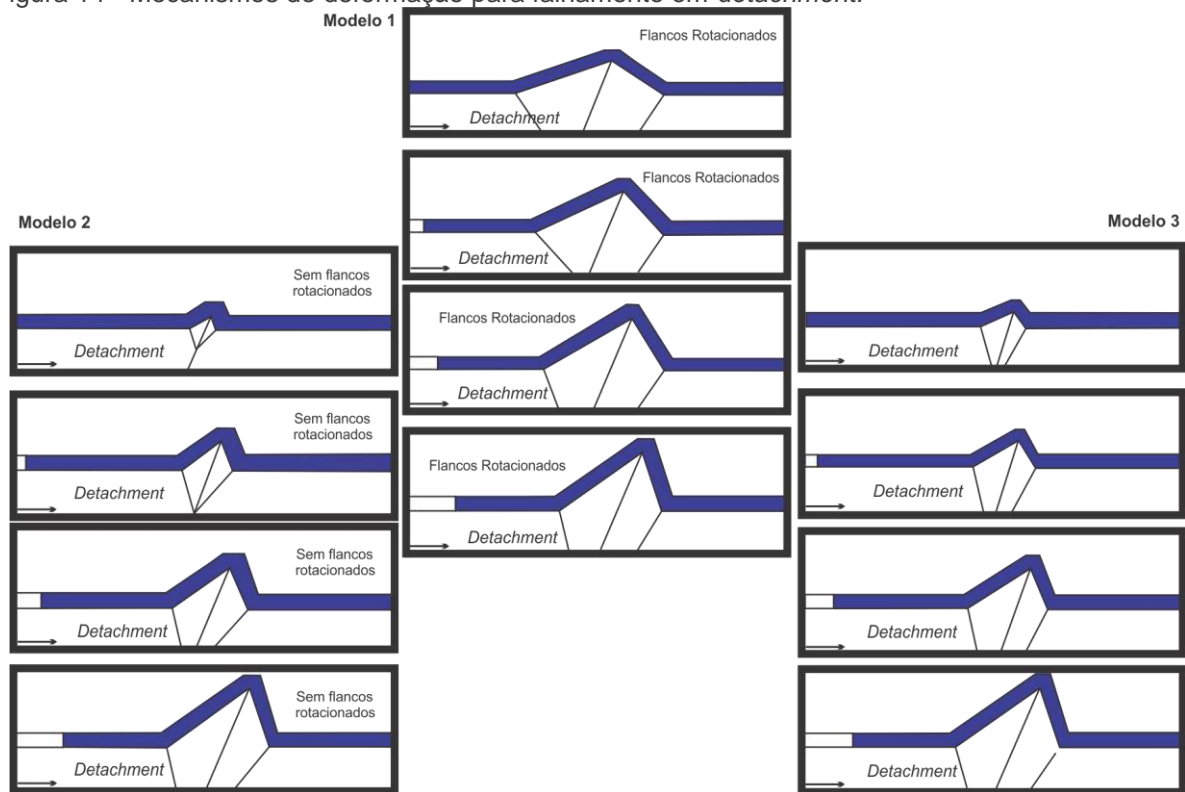
Em geral, as falhas contracionais do MRFB correspondem a estilos estruturais de dobras em *detachment* e dobras em *detachment* com quebra de empurrão. O encurtamento, na direção leste-oeste, localiza-se sobre um *detachment* do Neoceno Superior, formado por folhelhos sobrepressurizados. A sobrepressão foi identificada em dados sísmicos através de uma inversão de velocidade na Sequência do Eoceno Superior, devido à alta pressão de poros e folhelhos subcompactados abaixo da zona de *detachment* (Salomon-Mora et al., 2009); além disso, algumas das falhas de empurrão e retroempurrão que afetam as dobras contracionais são estruturas do estágio tardio, também relacionados ao *detachment* secundário na seção Oligoceno-Mioceno. Estes estilos estruturais são geralmente descritos usando

estratos pré-tectônicos; no entanto, as dobras contracionais do MRFB preservam excelentes estratos sin-tectônicos ou de crescimento, depositados no mesmo período da deformação contracional.

Considerando os estratos de crescimento e as taxas de deposição e deformação, as dobras de crescimento são classificadas como estruturas descobertas (emergentes) ou cobertas (soterradas). A maioria das estruturas de crescimento no MRFB são dobras em *detachment* descobertas associadas com baixa taxa de sedimentação em relação à velocidade de dobramento. Entretanto, também ocorrem dobras em *detachment* cobertas que integram o estrato pré-tectônico, *sin*-tectônico e pós-tectônico, especialmente na região sul do MRFB e na área transicional para o QEP (Salomon-Mora et al., 2011).

As mudanças na espessura e na geometria interna dos estratos de crescimento podem ser usadas para documentar a progressiva evolução do dobramento de acordo com diferentes mecanismos de evolução (Homza e Wallace, 1995; Poblet et al., 1997, Storti e Poblet et al., 1997). Por exemplo, Poblet et al. (1997) propôs três mecanismos de deformação para falhamento em *detachment*: a) rotação de flancos (modelo 1), onde o dobramento acontece por inclinação variável, porém com constante comprimento do flanco; b) sem rotação de flanco (modelo 2), com inclinação constante porém com comprimento de flanco variável; e c) híbrido (modelo 3), onde inclinação e comprimento dos flancos aumentam durante dobramento (Figura 14).

Figura 14 - Mecanismos de deformação para falhamento em *detachment*.

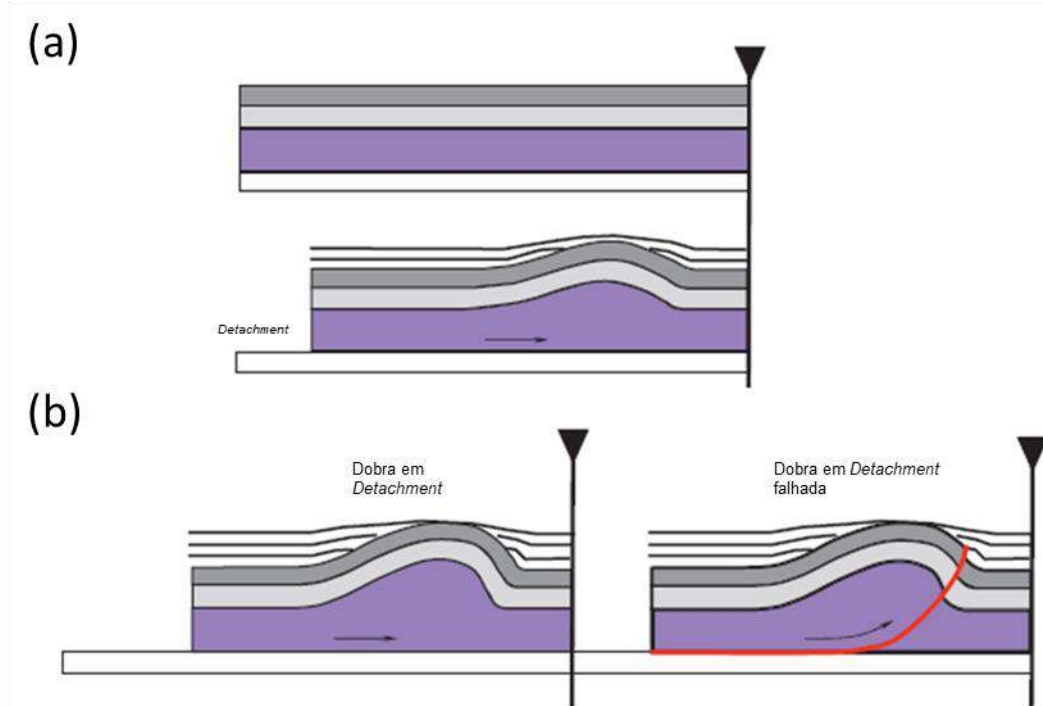


Legenda: Modelo 1: Com rotação de flancos, onde o dobramento acontece por inclinação variável, porém com comprimento constante do flanco; Modelo 2: Sem rotação de flanco e inclinação constante, porém com comprimento de flanco variável; e Modelo 3: Híbrido, onde inclinação e comprimento dos flancos aumentam durante o dobramento.

Fonte: Poblet, 1997.

Analisando a geometria dos estratos de crescimento e a variação lateral de estilos estruturais, propõe-se que estruturas de crescimento evoluam a partir de dobras em *detachment* para dobras em *detachment* com quebra de empurrão associada ao aumento do deslocamento (Figura 15). Além disso, o deslocamento de falhas e a assimetria aumentam com o encurtamento.

Figura 15 - Mecanismo de evolução de dobra em *detachment*.



Legenda: a: Início do *detachment* através de superfície plástica e formação de dobras simétricas;

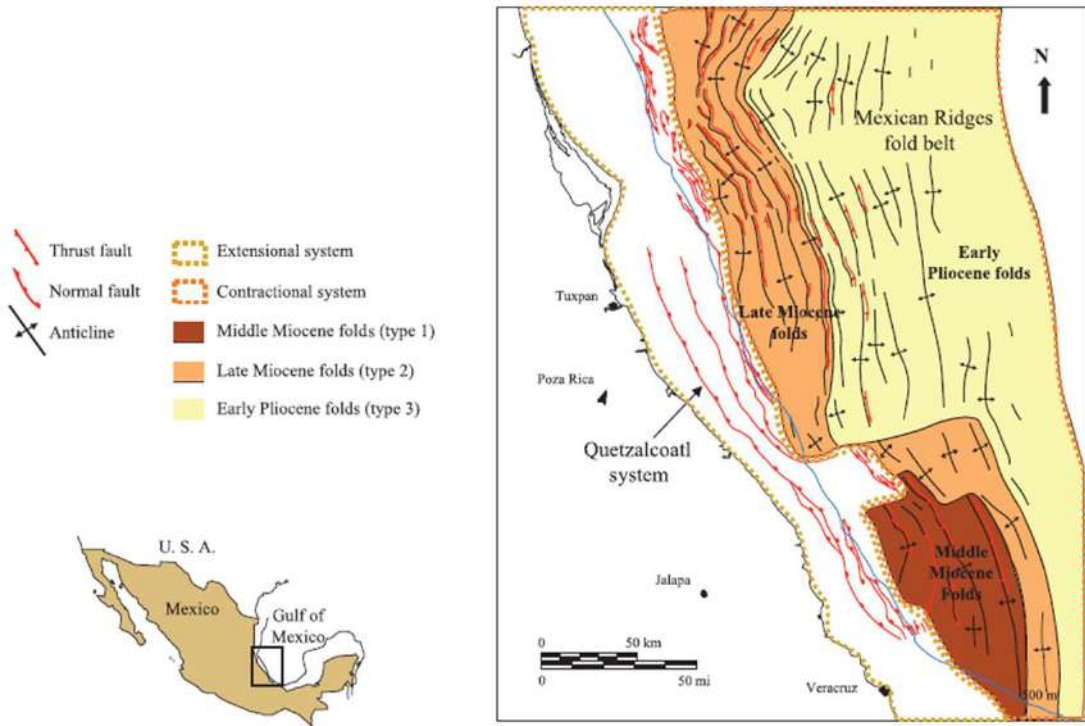
b: Formação de dobras assimétricas com aumento do empurrão até seu rompimento.

Fonte: Salomón-Mora, 2009.

3.1 Análise de dobras por idade

A região das Cordilheiras Mexicanas pode ser sintetizada, segundo Salomon e Mora (2009), pelos estágios de formação das dobras analisadas a partir dos estratos sin-depositivos (Figura 16).

Figura 16 - Mapa com distribuição das dobras, por idade, nas Cordilheiras Mexicanas.



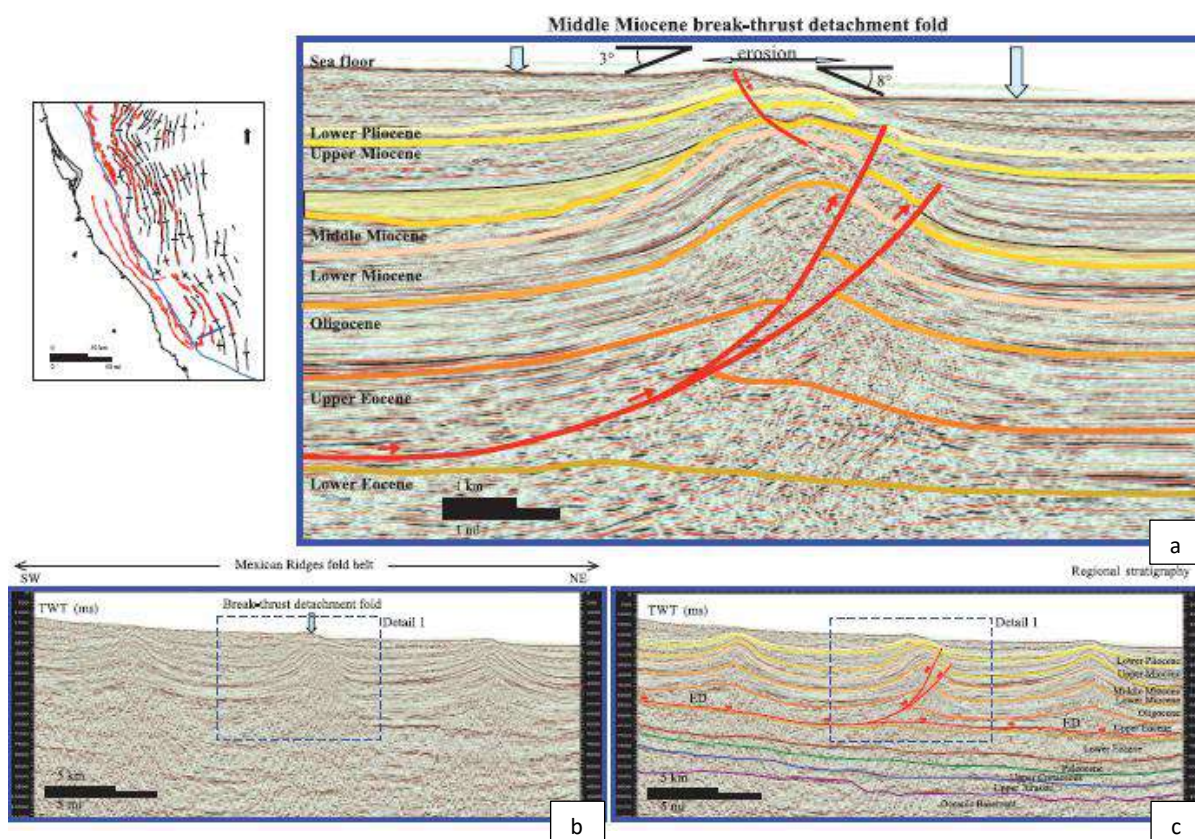
Legenda: Diferenciação das dobras em *detachment* através das análises de estratos sin-deposicionais, podendo se observar as Dobras do Neomioceno, dobras do Mesomioceno e dobras do Plioceno.

Fonte: Salomón-Mora, 2009.

3.1.1 Dobras do Mesomioceno

As dobras em *detachment* mais antigas estão na parte sul das MRFB, com origem de crescimento no Mesomioceno. A seção sísmica regional na Figura 17 mostra a geometria de três dobras em *detachment* do Mesomioceno, com estratos pré-tectônicos depositados antes do final do Mesomioceno; os estratos do Neomioceno ao Presente são sin-tectônicos.

Figura 17 - Seção sísmica mostrando dobras do Mesomioceno.



Legenda: Linha sísmica não interpretada (b) e interpretada (c) com orientação sudoeste-nordeste. A seção sísmica detalhada (a) mostra uma dobra em *detachment* não coberta associada com um falhamento reverso, com limite inferior do Mesomioceno para um estrato de crescimento. Esta dobra encontra-se a profundidade de água de 1.470 m, com um comprimento de onda máximo de 9 km. Camadas do Mioceno Superior, Plioceno Inferior e estratos de crescimento do Holoceno mostram progressivo *onlap* sobre a estrutura. TWT = *two-way traveltime*; ED = *Eocene detachment*.

Fonte: Salomón-Mora, 2009.

O reconhecimento do limite de crescimento estabelece a idade de deformação do final do Mesomioceno ao presente e é evidente a partir da rotação dos sedimentos sobre o substrato marinho e refletores sotopostos. A inclinação regional em direção ao centro da bacia é apenas interrompida sobre a crista levantada das estruturas. O relevo da crista soerguida, a convergência dos estratos sin-tectônicos sobre os flancos da estrutura, a correlação da sísmica regional com o sistema extensional de Quetzalcoatl e a presença de falhas no fundo do mar, tanto no sistema extensional quanto no cinturão dobrado, são indicativos de atividade tectônica contracional atualmente ativa, bem como a baixa taxa de sedimentação em relação à taxa de deformação. Neste caso, estratos pós-tectônicos estão ausentes.

A deformação das dobras em *detachment* do Mesomioceno apenas ocorre acima do *detachment* principal do Neoceno, o qual varia em espessura devido ao

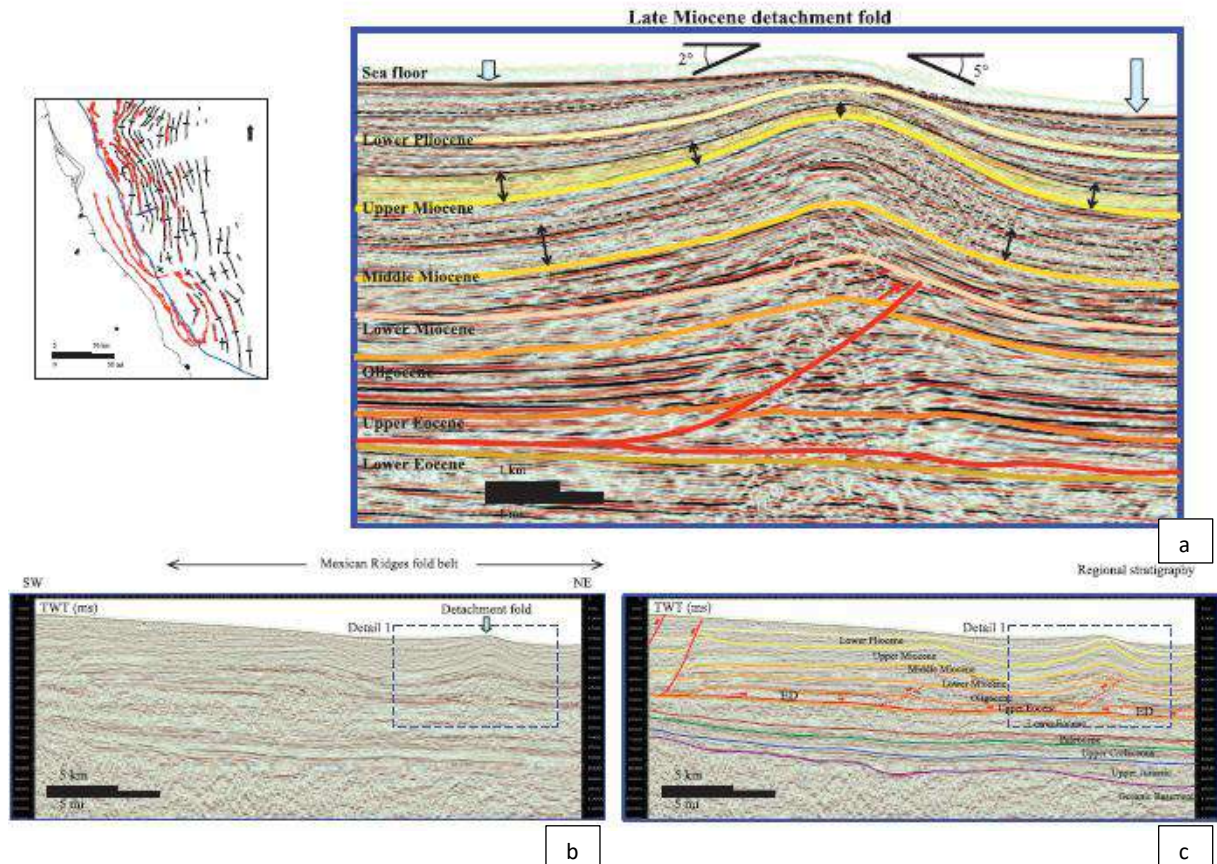
aumento de volume nos núcleos das estruturas a partir das quais emergem falhas reversas associadas, principalmente sobre o flanco frontal. A partir das interpretações das seções sísmicas, sabemos que as dobras em *detachment*, que se formaram desde o final do Mesomioceno poderão ser simétricas ou assimétricas, com as últimas tendo falhas reversas e vergência dominante em direção ao centro da bacia. Enquanto a compressão aumenta, os depósitos mais jovens progressivamente ficam em *onlap* com o estrato de crescimento anterior e estão ausentes sobre a crista, devido ao constante levantamento estrutural e baixas taxas de deformação sin-deformacional. As últimas unidades sin-tectônicas em *onlap* sobre as dobras do flanco, com aumento do grau de *onlap* progressivo, formam sistemas deposicionais confinados a *minibasins* entre os *trends* estruturais desenvolvidos.

3.1.2 Dobras do Neomioceno

O limite entre as unidades pré-tectônicas e sin-tectônicas compreende o horizonte do Mioceno Superior e define o primeiro pulso de deformação contracional, que ocorreu no final do Neomioceno. Este tipo de estrutura é uma das falhas em *detachment* de crescimento distribuídas na parte oeste das Cordilheiras Mexicanas. O estrato pré-tectônico com espessura constante ocorre abaixo do limite de crescimento do Mioceno superior, e o estrato sin-tectônico, começando com o Mioceno Superior, alcança o fundo do mar. Nenhum estrato de estágio pré-tectônico é observado nos dados sísmicos.

A seção sísmica da figura 18 mostra que as dobras em *detachment* que começaram a se formar no fim do Neomioceno são geralmente simétricas e livres de falhas reversas, embora algumas estruturas assimétricas e falhas reversas de estágio tardio associadas com propagação menor possam estar presentes. Estas dobras apresentam uma única superfície de *detachment* do Eoceno Superior.

Figura 18- Seção sísmica mostrando dobras do Neomioceno.



Legenda: Linha sísmica não interpretada (b) e interpretada (c) com orientação sudoeste-nordeste. A seção sísmica detalhada (a) mostra uma dobra em *detachment* simétrica com o limite de crescimento na parte inferior do Neomioceno. O falhamento reverso escondido não afeta os estratos sin-tectônicos do Plioceno ao Holoceno, que afinam em direção à crista da estrutura, embora algumas sequências estejam em *onlap* sobre as unidades mais antigas. Esta dobra está em profundidade de água de 1.380m, com comprimento de onda máximo de 11 km. Mioceno Superior, Plioceno Inferior, e estratos de crescimento do Holoceno mostram progressivo *onlap*. TWT = *two-way travelttime*; ED = *Eocene detachment*. TWT = *two-way travelttime*; ED = *Eocene detachment*.

Fonte: Salomón-Mora, 2009.

Uma análise sísmica detalhada da dobra em *detachment*, típica do setor leste, revela que os depósitos sin-tectônicos iniciais mostram afinamento e, em grau menor, *onlap* sobre ambos os flancos da dobra durante os primeiros incrementos da deformação. Com o estruturamento continuado, pacotes de crescimento ficam progressivamente em *onlap* sobre estratos de crescimento mais antigos, em ambos os flancos. A taxa de sedimentação é baixa, comparada à velocidade de deformação. Observa-se um nível diferente de preenchimento nas *minibasins*, dada sua posição relativa ao sistema de suporte de sedimento e sua maior profundidade de água comparada à crista da dobra. Por essas razões, esta é considerada uma dobra não soterrada em *detachment*. O modelo estrutural corresponde a uma dobra não

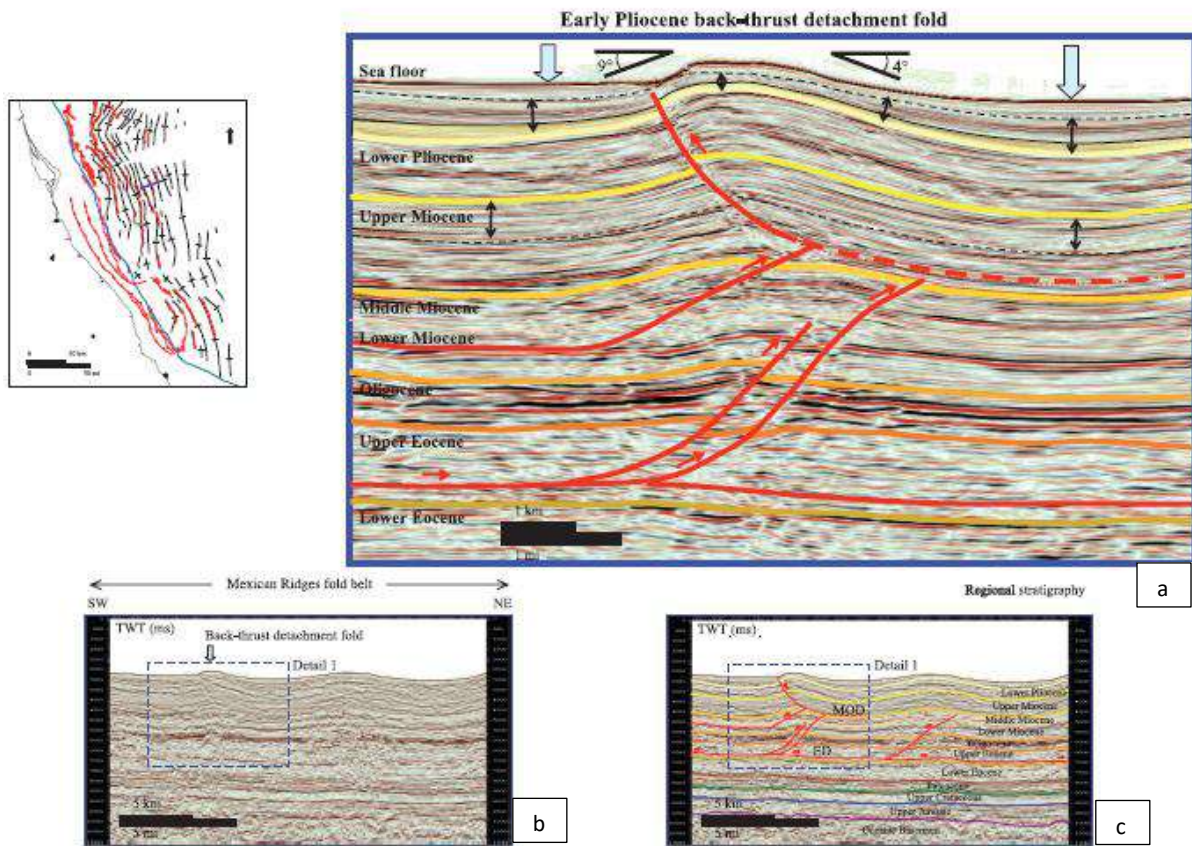
soterrada que se desenvolveu sobre modelo 1 ou modelo 3 (Poblet, 1997). Isto está de acordo também com falhamento reverso incipiente, embora a presença de unidades sin-cinemáticas recentes em *onlap* (sobre estratos mais velhos na crista não erodida do topo da estrutura) seja característica da dobra do modelo 1 – neste modelo, o *onlap* é causado por uma taxa de sedimentação lenta, comparada à taxa de deformação da unidade pré-tectônica.

3.1.3 Dobras do Plioceno-Recente

As estruturas mais jovens nas Cordilheiras Mexicanas são as dobras em *detachment* com crescimento começando no Eoplioceno, como determinado a partir do contato com unidades pré-tectônicas. Assim como no caso de estruturas mais antigas, nenhuma unidade pós-tectônica é observada, indicando que a atividade de estruturas se deu a partir do fim do Neoplioceno, continuando até os dias atuais. De acordo com os dados sísmicos disponíveis, muitas dobras deste tipo são encontradas no centro-leste das Cordilheiras Mexicanas. As estruturas são largas e com relevos mais baixos, quando comparadas às dobras previamente discutidas para o Mesomioceno e Neomioceno; além disso, também podem se mostrar com duas zonas de *detachment*: a principal zona no Eoceno Superior e a zona mais rasa interpretada entre as unidades do Oligoceno e Mioceno.

A partir da interpretação sísmica dos dobramentos do Neoplioceno, nota-se que as estruturas são geralmente simétricas e não falhadas - embora algumas sejam assimétricas, com falhas reversas. Algumas falhas reversas mostram vergência oposta, como visto na seção sísmica detalhada na dobra a oeste da figura 19.

Figura 19 - Seção sísmica mostrando dobras do Plioceno-Recente.



Legenda: Linha sísmica não interpretada (b) e interpretada (c) com orientação sudoeste-nordeste. A seção sísmica detalhada (a) mostra uma dobra em *detachment* moderadamente assimétrica, associada com uma falha de estágio tardio e com vergência oposta. O limite de crescimento inferior é do Plioceno Inferior; os depósitos sin-tectônicos convergem por *onlap* em ambos flancos em direção à crista da estrutura. Esta dobra está a uma profundidade de água de 1.930m, com comprimento de onda média de 8km. TWT = *two-way travelttime*; ED = *Eocene detachment*. TWT = *two-way travelttime*; ED = *Eocene detachment*.

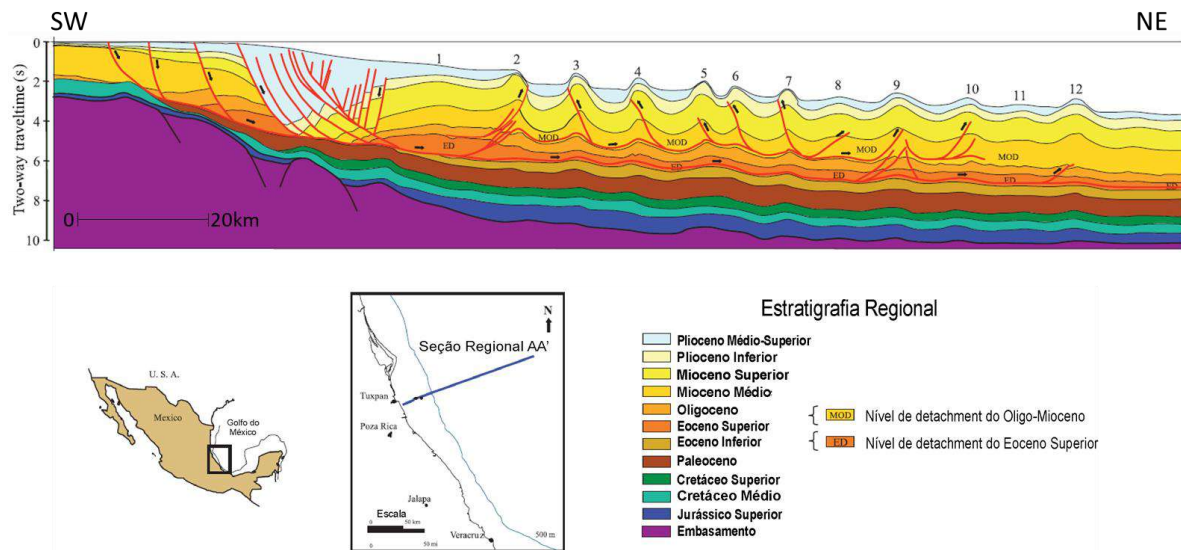
Fonte: Salomón-Mora, 2009.

Neste exemplo de dobra do Plioceno-Recente em *detachment*, a primeira unidade sin-tectônica mostra convergência por afinamento em ambos os flancos da dobra, seguida por um progressivo *onlap* do estrato de crescimento mais antigo. Outras unidades sin-tectônicas afinam sobre a crista da estrutura. A taxa de sedimentação sin-tectônica nestes estratos pelágicos é lenta em relação ao soergimento da dobra, principalmente devido à distância da estrutura a partir da área fonte de sedimento sobre o talude. Esta estrutura é uma dobra em *detachment* do Plioceno-Recente, com falhamento reverso de estágio tardio e sua superfície de *detachment* principal no nível do Eoceno Superior, e também apresenta *detachment* de empurrão reverso no nível mais raso do Oligoceno-Mioceno. Isto corresponde em parte à dobra de *detachment* não coberta do modelo 1 de Poblet (1997), distinguível

por um *onlap* progressivo do estrato sin-tectônico, sugerindo a rotação dos flancos com o desenvolvimento da estrutura.

Uma seção regional desde a zona extensional de Quetzocoal até a região compressional na porção das dobras do Plioceno pode ser visualizada na figura 20 abaixo.

Figura 20 - Seção esquemática regional desde a porção extensional até a região compressional.



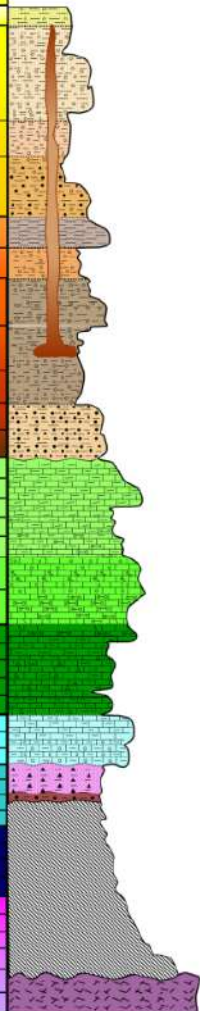
Legenda: Seção sísmica de orientação SW-NE de uma dobra em *detachment* moderadamente assimétrica, associada com uma falha de estágio tardio e vergência oposta. O limite de crescimento inferior é do Plioceno Inferior; os depósitos sin-tectônicos convergem por *onlap* em ambos flancos em direção à crista da estrutura. Esta dobra está a uma profundidade de água de 1930 m, com comprimento de onda média de 8 km. TWT = *two-way travelttime*; ED = *Eocene detachment*. TWT = *two-way travelttime*; ED = *Eocene detachment*.

Fonte: Salomón-Mora, 2009.

3.2 Estratigrafia das Cordilheiras Mexicanas

Salvador (1991) faz uma revisão da sedimentologia de todas as bacias do Golfo do México, tentando correlacionar e normalizar as idades das várias formações disponíveis. Porém, com relação às águas profundas, o autor faz apenas uma abordagem de estratigrafia sísmica das grandes unidades geocronológicas. Para a estratigrafia das Cordilheiras Mexicanas, este trabalho considera os dados do relatório de águas profundas do Golfo do México - Sector Norte (Figura 21), disponibilizado pela *Comisión Nacional de Hidrocarburos* (CNH), órgão que regulamenta a exploração no México.

Figura 21– Carta estratigráfica das Cordilheiras Mexicanas segundo a *Comisión Nacional de Hidrocarburos* (CNH).

ERA	PERIODO	SERIES	Columna Estratigráfica	Elemento Roca Generadora	Elemento Roca Almacén	Sistema Petrolero			
		EDAD							
CENOZOICO	CUAT	Pleistoceno							
		Plioceno superior							
		Plioceno inferior							
	NEOGENO	Mioceno superior					Mioceno	Tithoniano-Mioceno (.)	
		Mioceno medio					Oligoceno	Tithoniano-Oligoceno (.)	
		Mioceno inferior							
		PALEOGENO					Oligoceno superior	Eoceno	Tithoniano-Eoceno (.)
							Oligoceno inferior		
							Eoceno superior		
	Eoceno medio						Paleoceno	Tithoniano-Paleoceno (!)	
	Eoceno inferior								
	Paleoceno superior	Cretácico Superior					Tithoniano-Cretácico (.)		
	Paleoceno inferior								
	MESOZOICO	CRETACICO					Maastrichtiano	K Tur	
Campaniano									
Santoniano									
Coniaciano									
Turoniano									
Cenomaniano									
MED		Albiano	Tithoniano						
		Aptiano							
		Barremiano							
INF		Hauteriviense							
		Valanginiano							
		Barremiano							
		Tithoniano							
JURASICO		MED SUP	Kimmeridgiano						
			Oxfordiano						
			Calloviano						
		MED	Bathoniano						
			Bajociano						
			Aaleniano						
INF	Toarciano								
	Pliensbachiano								
	Sinemuriano								
TRIASICO	SUP	Rhaetiano							
		Norian							
	MED	Carniano							
		Ladiniano							
		Anisiano							
INF	Scythiano								

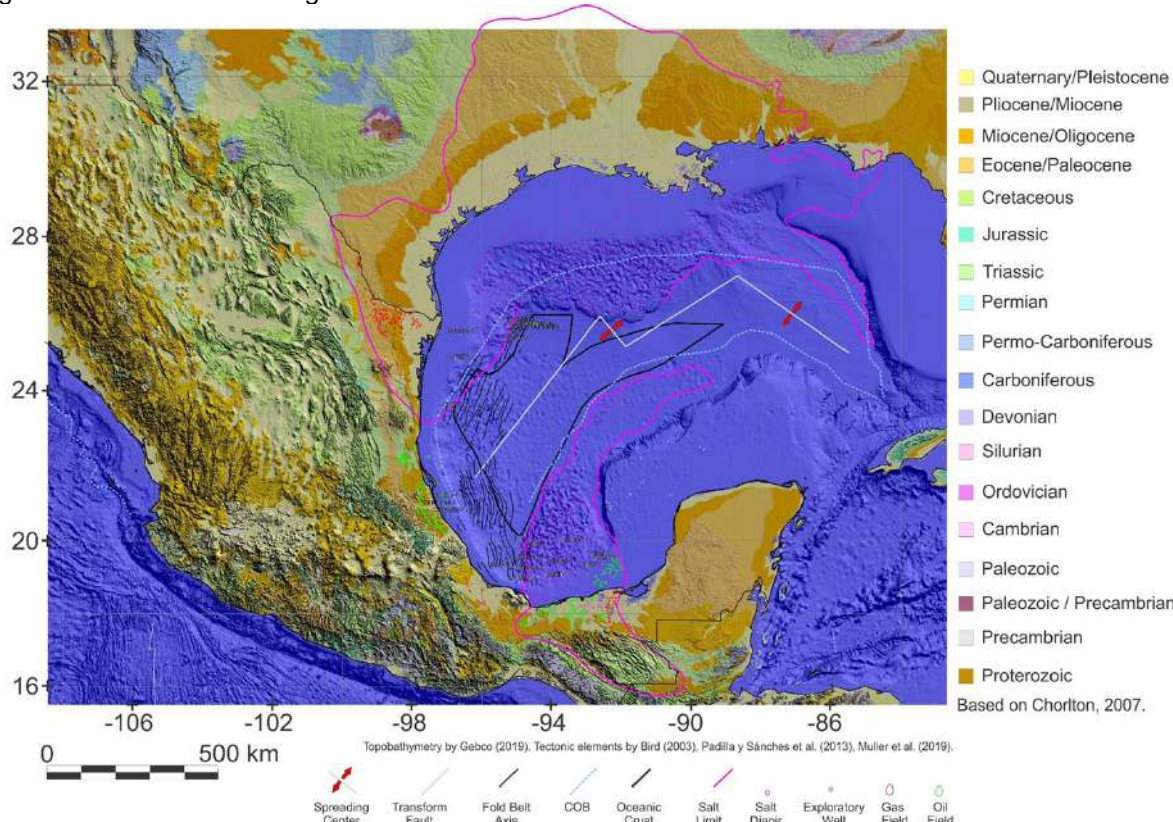
Legenda: Coluna estratigráfica referente às Cordilheiras Mexicanas.

Fonte: *Comisión Nacional de Hidrocarburos* (CNH), 2015.

3.2.1 Jurássico Médio

Esta sequência é constituída principalmente por depósitos continentais avermelhados, depositados sobre embasamento ígneo/ metamórfico (Figura 22).

Figura 22 - Unidades estratigráficas aflorantes no Golfo do México.



Legenda: Mapa geológico com topografia sombreada, mostrando a idade das principais unidades estratigráficas aflorantes em superfície na região do GoM e da Costa do Pacífico.

Fonte: Elementos tectônicos de Bird (2003), Padilla y Sánchez et al. (2013) e Muller et al. (2019).

No México, a nomenclatura dos *redbeds* do Triássico Superior-Jurássico Inferior foi confundida pela presença de duas unidades de *redbeds* de idade aproximada e requer esclarecimento. O mais antigo é presumidamente do Neotriássico- Eojurássico, e a unidade mais jovem é considerada oriunda do Mesojurássico. No anticlinal de Huizachal-Peregrina, próximo à cidade de Victoria, a unidade de *redbed* mais nova sobrepõe a mais antiga, porém as duas foram originalmente consideradas como uma só formação, a Fm Huizachal (Imlay et al., 1948 *apud* Salvador, 1991). Mais ao sul, tanto na superfície ao longo do anticlinal de Huayacocotla quanto em subsuperfície, ambas estão separadas por uma unidade predominantemente marinha do Eojurássico. Na área mais ao sul, Imlay et al. (1948 *apud* Salvador, 1991) não reconhecem a unidade mais antiga e aplicam o nome de Huizachal para os *redbeds* mais novos. Em 1959, Mixon, Murray e Diaz separam as duas unidades de *redbeds* adjacentes no anticlinal de Huizachal-Peregrina; o mais antigo e espesso foi chamado de Fm La Boca e o mais novo e fino de Fm La Joya. Os termos La Boca e La Joya são de uso comum na área da cidade Victoria, embora,

como apontado por Carillo Bravo (1961 *apud* Salvador, 1991) fosse menos confuso manter o termo Huizachal apenas para a unidade do Triássico Superior-Jurássico Inferior. Mais ao sul, onde as duas unidades estão separadas por uma sequência marinha do Eojurássico, autores modernos aplicam o termo Huizachal para o mais antigo, *redbeds* do Triássico Superior-Jurássico Inferior. A unidade mais nova do Jurássico Médio é chamada de Fm Cahuwasas.

Os *redbeds* da Fm La Boca, no anticlinal de Huizachal-Peregrina, incluem sedimentos fluviais e aluviais no qual depósitos de canais, intercanais, barras e *debris* são reconhecidos. Eles são compostos de alternância irregular de conglomerado, arenitos, siltitos e algumas rochas vulcânicas. Os clastos de conglomerado são geralmente angulares e compostos de rochas metamórfica, sedimentar e vulcânica. A cor predominante é cinza, cinza esverdeado e vários tons de vermelhos. A Fm Huizachal mais ao sul é também composta de conglomerados intercalados com arenitos de cores marrom avermelhado, vermelho e cinza esverdeado, além de siltitos e folhelhos contendo restos de plantas. Siltito vermelho é provavelmente a rocha mais comum. Os conglomerados são compostos de seixos de quartzo, rocha ígnea, gnaisse, xistos e vários outros tipos de arenitos.

3.2.2 Jurássico Superior

Esta sequência representa um período de transgressão marinha estabelecido desde o Oxfordiano até o Tithoniano. De maneira geral, no Oxfordiano e Kimmeridgiano são registradas fácies carbonatadas depositadas em ambiente variando de rampa interna a rampa externa, com presença local de lóbulos arenosos nas porções intermediárias. Também ocorrem altos de embasamento bordados por calcários dolomitizados.

Até o momento não existem poços que tenham perfurado estas unidades para comprovar sua qualidade como rocha-reservatório; em função disso, as unidades do Jurássico Superior são consideradas *plays* exploratórios potenciais na bacia.

Durante o Tithoniano, ocorreu a máxima transgressão marinha, relacionada a eventos anóxicos do Neojurássico registrados em nível global. Depositaram-se carbonatos finos laminados, alterados com siltitos carbonosos ricos em matéria

orgânica típicos de ambientes anóxicos da bacia e que representam as rochas geradoras com maior potencial do Golfo de México. Dados para a região de águas profundas são esparsos, porém há indicações de que a rocha geradora primária desenvolveu-se a partir do Tithoniano (Garcia e Holguin-Quinones, 1992; Santamaria-Orozco et al., 1994; Clegg et al., 1998 e Cole et al., 1999; Guzman Vega, 2000; Romero et al., 2000 entre outros *apud* Cole et al., 2001). A sequência Tithoniana contém excelente rocha geradora, com até 200 m de espessura. Rochas geradoras excelentes são caracterizadas por terem teor de carbono orgânico total >4-5% e índice de hidrogênio >500 mg HC/g (Cole et al., 2001).

O intervalo Eo-mesocretáceo é caracterizado por um ambiente batial dominado por carbonatos de bacia, com intercalações de fluxos clásticos carbonáticos relacionados com deslizamentos sin-deposicionais e fluxos turbidíticos de calcarenitos provenientes da plataforma carbonática.

Até o presente, os poços perfurados não alcançaram as unidades do Cretáceo nestes ambientes para comprovar sua qualidade como rocha-reservatório. No entanto, por analogia com os poços perfurados na porção norte do Cinturão de Perdido (nos Estados Unidos), pode-se supor a presença de fácies carbonáticas fraturadas e, em alguns casos, corpos sedimentares carbonáticos originados por deslizamento da plataforma externa (Winker e Buffler, 1988; McFarlan e Menes, 1991). Devido à profundidade do Cretáceo nessa região - mais de 6.000 m, estima-se porosidade e permeabilidade baixas (CNH, 2015).

3.2.3 Paleoceno

A seção do Paleoceno está constituída principalmente por sedimentos de ambientes turbidíticos batiais, caracterizados por areias de grão fino com intercalações de argilas. As fontes principais dos sedimentos clásticos provêm de norte e noroeste, principalmente aportes sedimentares do delta de Houston e do Rio Grande (ou Rio Bravo). Para as porções central e sul desta área, as fontes de sedimentos provêm do ocidente e correspondem aos deltas dos rios e cânions que aportaram sedimentos ao Golfo do México em um sistema sedimentar de natureza turbidítica.

A sequência do Paleoceno divide-se, da base para o topo, nas seguintes unidades:

A Formação Midway, do Eopaleoceno, que constitui um selo regional e é composta principalmente por intercalações de argilitos e siltitos, depositados sobre rochas do Cretáceo Superior.

A Formação Wilcox, do Paleoceno Superior-Eoceno Inferior, corresponde a corpos arenosos de extensão limitada, representados por fácies de lóbulos turbidíticos, canais arenosos e siltitos que se estendem até a bacia profunda. O aporte sedimentar principal provém de norte-noroeste, com aporte secundário do oeste. As porosidades e permeabilidades estão preservadas, variando em um *range* de alto a moderado, o que a caracteriza como uma rocha-reservatório de boa qualidade.

O membro denominado como “areias Whopper” em direção à base do Paleoceno Superior Wilcox corresponde à unidade com maior quantidade de fácies arenosas, com intercalações de areias finas e siltitos de ambientes de bacia. A qualidade dessa rocha-reservatório já foi comprovada pelos poços perfurados no cinturão dobrado de Perdido, com altas porosidades e permeabilidades (Fiduk et al., 1999).

A sequência argilosa denominada “Big Shale”, que separa os membros superior e inferior do Grupo Wilcox, compõe-se de intercalações de siltitos e argilitos depositados em ambientes de bacia, funcionando como um selo regional com cobertura homogênea.

3.2.4 Eoceno

A sequência do Eoceno Inferior se caracteriza por sedimentos de ambiente batial argiloso com intercalações de canais e leques arenosos distais amalgamados, cuja origem está a oeste e noroeste, principalmente no delta de Houston e no rio Bravo. Sua base corresponde ao membro superior do Grupo Wilcox e caracteriza-se por um maior conteúdo de siltitos e argilitos, que gradualmente aumenta a intercalações finas de areias até seu topo “argilito Yokum”. A qualidade do reservatório tem sido comprovada por poços perfurados no Cinturão de Perdido, que amostraram

reservatórios de boa a excelente qualidade, com espessuras reduzidas dos intervalos arenosos intercalados com argila (Fiduk et al., 1999).

A sequência do Eoceno Médio caracteriza-se por formar o selo regional de maior importância da área de estudo. Está composto principalmente por argilitos e intercalações de siltitos com baixas permeabilidades e altas pressões capilares. Sua distribuição é homogênea na maior parte da área.

A seção do Eoceno Superior também apresenta-se como unidade-selo composta por siltitos e argilitos, incluindo alguns intervalos arenosos de lóbulos e extensas capas turbidíticas. Durante o Eoceno, o transporte de sedimentos foi fortemente influenciado pela intensa deformação tectônica salina da época, responsável pela individualização de *minibasins* (CNH, 2015).

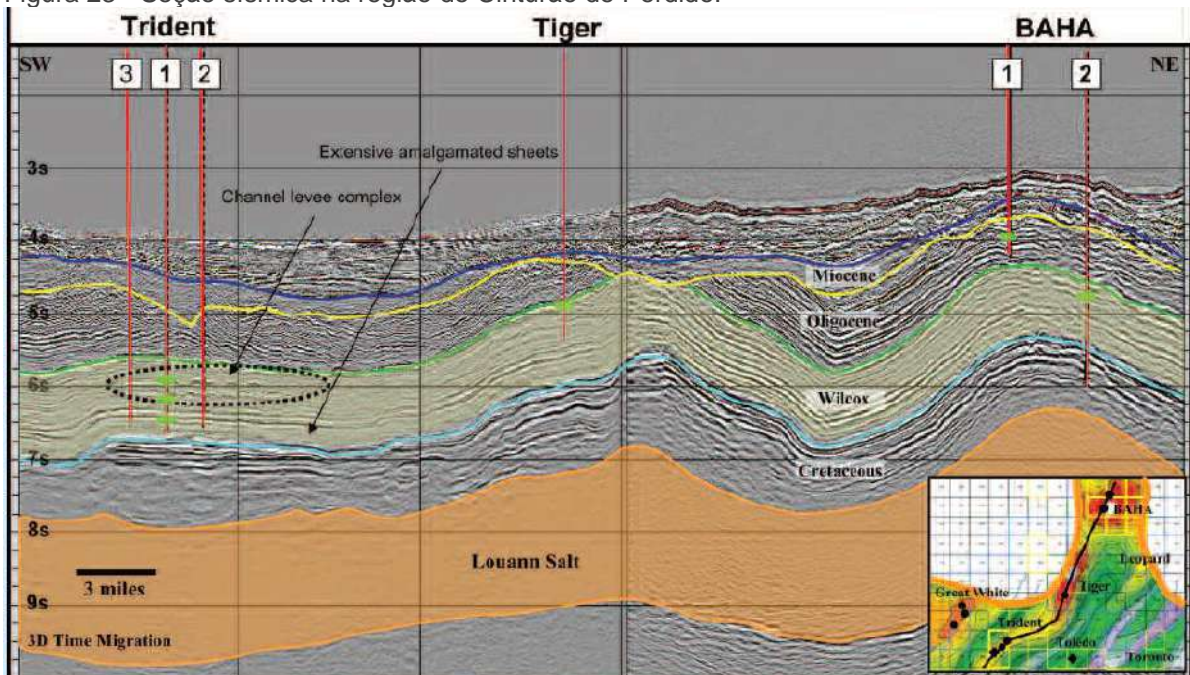
3.2.5 Oligoceno

Durante o Eo-oligoceno, predominaram ambientes batiais e neríticos, com maior aporte de areias provenientes do oeste e depositadas em ambiente de talude e bacia, assim como uma diminuição de corpos arenosos procedentes do noroeste (Fm Frio).

As fácies-reservatório são compostas por intercalações de areias finas e siltitos de lóbulos turbidíticos, confinados em uma matriz argilosa.

A qualidade do reservatório dessa idade já foi comprovada pelos poços perfurados no Cinturão de Perdido, mostrando uma boa qualidade de reservatório com espessuras importantes de intervalos arenosos (Fiduk et al., 1999). A figura 23 traz uma seção sísmica representativa dos reservatórios oligocênicos perfurados pelo poço Baha-1.

Figura 23 - Seção sísmica na região do Cinturão de Perdido.



Legenda: Seção sísmica correlacionando os poços de Trident, Tiger e Baha (ambos com reservatórios no Eoceno) como o poço Baha 1 que achou reservatório no Oligoceno.

Fonte: Meyer et al., 2007.

A seção do Oligoceno Superior apresenta maior possibilidade de atuar como selo regional, devido quantidade de siltito e argilito em relação aos intervalos arenosos.

3.2.6 Mioceno

Durante o Mioceno dominaram ambientes batiais e neríticos, com maior aporte de sedimentos provenientes de oeste depositando-se no talude da bacia, e uma diminuição da contribuição das áreas-fontes situadas a noroeste.

Em regiões de *minibasins*, os sedimentos são constituídos por siltitos com delgadas intercalações de areias finas com fácies de lóbulos turbidíticos, por vezes predominando um componente argiloso.

A paleotopografia do fundo marinho foi modificada pela tectônica associada aos folhelhos sobreprensionados do Eoceno na região das Cordilheiras Mexicanas.

A tectônica salina e argilosa na porção das minibacias deu lugar à criação de paleotopografias negativas, desenvolvendo diversas bacias interdapióricas por causa

do deslocamento do sal (na região de Perdido) ou folhelho (na região das Cordilheiras Mexicanas).

Os reservatórios principais concentram-se nas seções do Mioceno Inferior e Médio. A qualidade do reservatório já havia sido comprovada por um poço perfurado em zona de minibacia, mostrando qualidade boa a moderada da rocha-reservatório, composta por delgados intervalos de areias de granulação fina dentro de uma matriz síltica-argilosa.

3.3 Caracterização das rochas ígneas

As rochas ígneas encontradas na região estão associadas à formação do Cinturão Vulcânico Transmexicano (CVTM). O Cinturão Vulcânico Transmexicano é um arco vulcânico com cerca de 1.000 km de extensão e largura variando de 80 a 230 km, formado em resposta à subducção da placa de Cocos e de Rivera ao longo da Trincheira de Acapulco a partir do Mesomioceno (Ferrari et al., 2012; Gomez-Tuena et al., 2007) (Figura 24).

Figura 24 - Mapa de localização do Cinturão Vulcânico Transmexicano.



Legenda: Cenário geodinâmico e principais províncias magmáticas do México, baseado em Ferrari et al. (2007, *apud* Ferrari et al., 2012) AH: Alto de Anegada; LTVF: campo vulcânico Los Tuxtlas; CVTM: Cinturão Vulcânico Transmexicano.

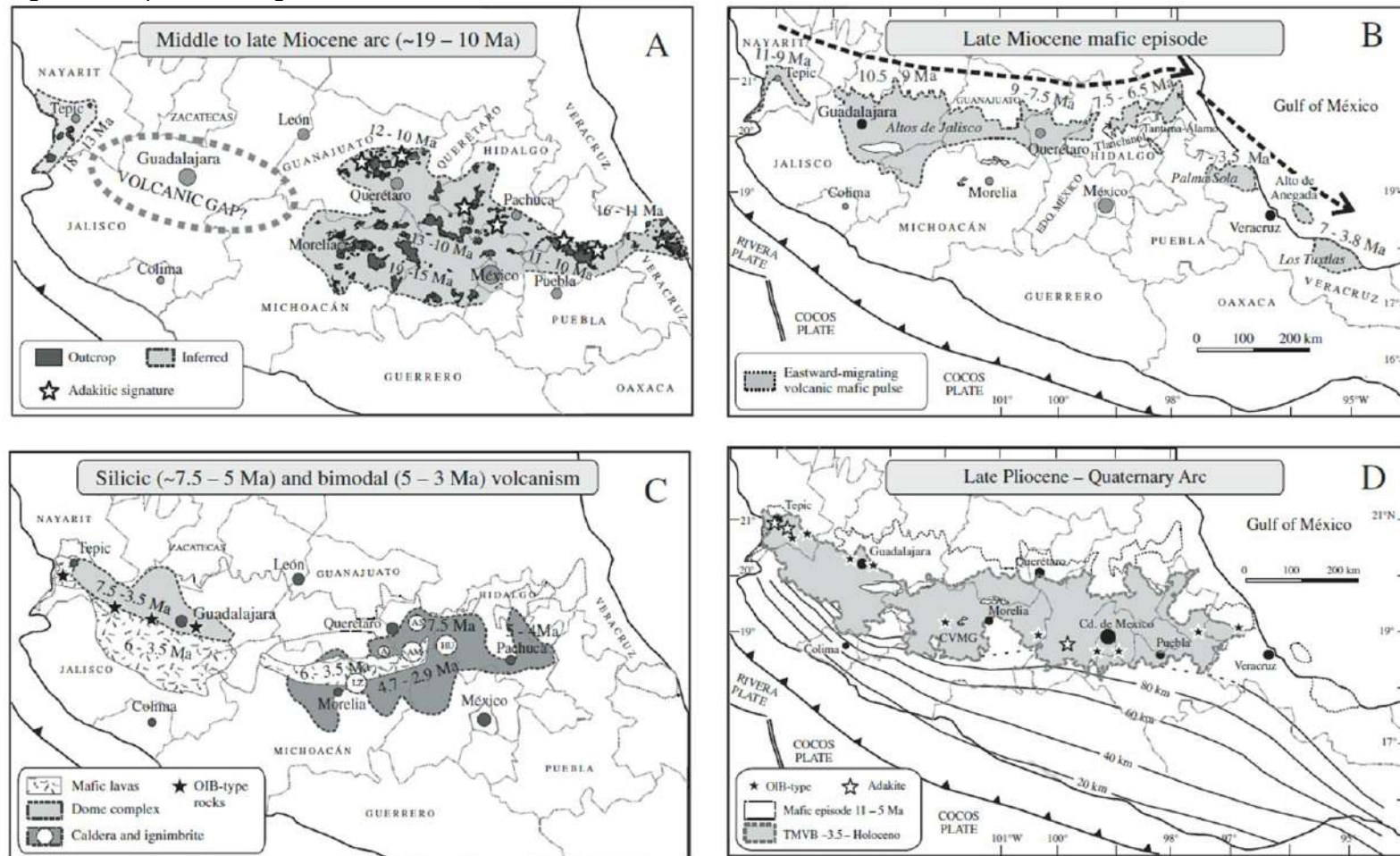
Fonte: Ferrari et al., 2012.

O limite oeste do CVTM estende-se próximo ao sul do *rift* oblíquo do Golfo da Califórnia, onde o espriamento do fundo oceânico começou há 3,6 Ma (Lonsdale, 1991 *apud* Ferrari et al., 2012); para o leste, termina na Bacia do Golfo do México. Embora a placa de Cocos seja continuamente subductada a partir do Golfo da Califórnia até o Panamá, o vulcanismo pós -10 Ma na região leste do CVTM e o arco da América Central é descontínuo, sendo representado apenas pelo alto submarino de Anegada e o Campo Vulcânico de Tuxtlas (Nelson et al., 1995 *apud* Ferrari et al., 2012).

A individualização da CVTM como uma província geológica distinta remonta ao do Meso ao Eomioceno, conforme abundância de dados isotópicos produzidos nas últimas duas décadas. Sua evolução está associada a uma progressiva rotação anti-horária do arco magmático da Sierra Madre Ocidental (Ferrari et al., 1999).

A evolução geológica da estrutura pode ser dividida em 4 episódios principais (Figura 25); 1) Arco do Mioceno médio a tardio, de composição intermediária; 2) um episódio de vulcanismo máfico do Mioceno tardio; 3) um episódio silicoso do final do Mioceno, que se torna bimodal no Plioceno-Recente, e 4) o estabelecimento de um arco magmático moderno a partir do Eoplioceno, com uma grande variabilidade composicional.

Figura 25 - Episódios magmáticos na área do Cinturão Vulcânico Transmexicano.



Legenda: Principais episódios vulcânicos reconhecidos no Cinturão Vulcânico Transmexicano, baseado no mapa geológico (A) Arco do Mioceno Médio a tardio (ca. 19–10 Ma); (B) Episódio Máfico do Mioceno Tardio, representando as rochas encontradas *offshore*; (C) Vulcanismo silicioso (ca. 7.5–5 Ma) e bimodal (5–3 Ma) com importantes caldeiras identificadas (LZ—Los Azufres; AM—Amealco; AS—Amazcala; HU—Huichapan; A—Agustinos); e(D) Arco do Plioceno-Recente –O Campo vulcânico de Michoacán-Guanajuato (CVMG) é também indicado. TMVB—Trans-Mexican Volcanic Belt (cinturão vulcânico trans mexicano).

Fonte: Gomez- Tuena et al., 2007.

3.3.1 O Cinturão Vulcânico Transmexicano (CVTM) Recente (Mioceno Recente ao tardio)

O magmatismo recente do CVTM ocorre entre 101°30'W e a costa do Golfo do México, formando um largo arco de aproximadamente 245 km na porção central do México (Figura 3.14A).

O início da atividade do CVTM é caracterizado predominantemente por vulcanismo efusivo de composição intermediária. As rochas mais antigas relacionadas a esta fase estão expostas na parte central do México, próximo ao *front* vulcânico moderno (área de Tenancingo-Malinalco, Sierra Mil Cumbres, Sierra de Angangueo, Mexico *Basin*).

Lavas de composição intermediária, coletadas nestas áreas, foram datadas entre 22 e 16,5 Ma (Jacobo-Albarrán, 1986; García-Palomo et al., 2000; Lenhardt et al., 2010 *apud* Ferrari et al., 2012). Na área de Chalcatzingo, um grupo de domos riolíticos, datados em 20.7±0.3 Ma, destacam-se pela sua localização isolada ao sul do CVTM principal e pela sua composição silicosa adakítica; estas rochas foram interpretadas como produto do derretimento de placa quase não modificada, pertencentes à fase inicial do CVTM (Gómez-Tuena et al., 2008 *apud* Ferrari et al., 2012).

Rochas posicionadas durante o CVTM recente são subalkalinas, com composição predominantemente andesítica a dacítica e têm características geoquímicas indicando uma progressiva diminuição na influência das componentes de subducção (principalmente fluídos) em direção ao N e NE, conforme a distância para a trincheira aumenta (Orozco-Esquivel et al., 2010b *apud* Ferrari et al. 2012). Este *trend* foi interrompido abruptamente pela intrusão de rochas adakíticas (Defant e Drummond, 1990; Kay, 1978 *apud* Ferrari et al. 2012) que formam os vulcões Palo Huérfano, La Joya, Zamorano, e Cerro Grande (Mori et al., 2007 *apud* Ferrari et al., 2012) com idades de 12 a 9 Ma (Gómez-Tuena e Carrasco-Núñez, 2000; Pérez-Venzor et al., 1996; Valdéz-Moreno et al., 1998; Verma e Carrasco-Núñez, 2003 *apud* Ferrari et al., 2012).

3.3.2 A migração de pulsos máficos para leste (Mioceno tardio)

Uma mudança abrupta no estilo e na composição do vulcanismo ocorreu no Neomioceno, quando um grande volume de lavas máficas foi intrudido ao longo do arco, para o norte da região afetada pelos episódios anteriores (Ferrari, 2004; Ferrari et al., 1994, 2000a, 2005b *apud* Ferrari et al. 2012) (Figura 3.14B). O vulcanismo formou um *plateau* de lavas basálticas extravasadas através de fissuras ou, menos frequentemente, a partir de relativamente pequenos escudos vulcânicos e cones de lavas. O volume de lava intrudido durante este episódio é muito maior na área oeste e diminui em direção ao leste. Idades radiométricas indicam que o vulcanismo máfico migrou do oeste para leste: 11.5–8.4 Ma nos setores oeste e central e 7-3 Ma na área de Palma Sola (Cantagrel e Robin, 1979; Ferrari et al., 2005b; López-Infanzón, 1991 *apud* Ferrari et al., 2012). Rochas intrudidas durante o episódio do Neomioceno são mais máficas do que as lavas de qualquer outro episódio.

3.3.3 O episódio silicoso a bimodal (Mioceno ao Plioceno Recente)

Seguindo a intrusão de platôs máficos, do final do Eomioceno ao Plioceno Recente, o vulcanismo mudou ao longo do arco para composição mais silicosa e começou a migrar em direção à trincheira. A leste de 101°W, complexos de domos, fluxos de lavas e ignimbritos de composição dacítica a riolítica foram intrudidos imediatamente ao sul das rochas do episódio anterior; contudo, a oeste de 103°W, grandes complexos de domos e ignimbritos subordinados são encontrados em posição similar à do episódio anterior (Figura 3.14C). Uma característica notável é a ausência de vulcanismo silicoso entre estas regiões durante toda a história do CVTM. No setor oeste, o vulcanismo foi silicoso entre 8.5 e 6 Ma (Castillo- Hernández e Romero-Ríos, 1991; Gilbert et al., 1985; Rossotti et al., 2002 *apud* Ferrari et al. 2012) e depois disso tornou-se bimodal, quando pequenos volumes de fluxo de lava basáltica levemente alcalina foram intrudidos formando domos silicosos e ignimbritos, resultando em alguns casos em processos de mixagem magmática (Allan, 1986; Ferrari et al., 2000a; Frey et al., 2004; Gastil et al., 1979; Gilbert et al., 1985; Moore et

al., 1994; Righter e Rosas-Elguera, 2001 *apud* Ferrari et al., 2012). A leste do meridiano 101°W, o vulcanismo caracteriza-se pela formação de grandes caldeiras que produziram grandes volumes de ignimbritos (> 50 km³) e depósitos piroclásticos associados. Um significativo volume de fluxo de lava e complexo de domos também foram intrudidos durante este episódio (e.g., Ferrari et al., 1991; Herrera e Milán, 1981; Nichols, 1970 *apud* Ferrari et al. 2012).

O vulcanismo recente relacionado a este episódio foi exclusivamente silicoso, como exemplificado pela Caldeira Amazcala; porém, desde o final do Mioceno (~6Ma) lavas máficas a intermediárias são intercaladas com rochas silicosas ou misturadas com alguns ignimbritos, como na Caldeira de Huichapan (5.0–4.2Ma) e na Caldeira Amealco (4.7Ma; Aguirre-Díaz, 1996; Aguirre-Díaz e López-Martínez, 2001 *apud* Ferrari et al., 2012). Os produtos das solidificações do magma nas caldeiras caracterizam-se por composição intermediária a silicosa, em contraste com a composição bimodal das rochas não relacionadas a caldeiras.

3.3.4 O CVTM Moderno (Plioceno tardio-Holoceno)

Desde o Plioceno tardio, o estilo e a composição do vulcanismo no CVTM tornaram-se mais diversificados. Em várias áreas as rochas volumetricamente dominantes cálcio alcalinas estão associadas no tempo e no espaço com modestos volumes de lavas intraplaca e/ou com lamprófiros e outras rochas ricas em potássio; além disso, centros vulcânicos do Quaternário, de composição riolítica peralcalina, incrementam a diversidade composicional (Figura 3.14D). Este episódio final é caracterizado pela construção, no último milhão de anos, de vulcões estratificados, que estiveram ausentes no registro geológico desde o final do primeiro episódio magmático (~9 Ma). No setor oeste, vulcões estratificados estão localizados em um cinturão de aproximadamente 100 km orientado no sentido WNW-ESE atrás do *front* vulcânico. Uma exceção notável é o complexo vulcânico Colina, intrudido no *front* vulcânico ao sul do Graben da Colina, próximo à trincheira e ao sul do limite de rompimento entre as placas de Cocos e Rivera. Este complexo (~700 km³; Robin et al., 1987 *apud* Ferrari et al. 2012) é de longe o maior edifício vulcânico do CTVM. Em direção a leste, todos os vulcões estratificados estão localizados no *front* vulcânico. O

estratovulcão de Tancitaro é o único no setor central; contudo, vários grandes vulcões estratificados pontuam no setor leste, alguns dos quais são parte do alinhamento N-S (Tláloc–Iztaccíhuatl–Popocatépetl, Pico de Orizaba–Cofre de Perote), caracterizado por vulcanismos mais jovens em direção ao sul.

Também característico deste episódio é a formação de campos vulcânicos monogenéticos. O mais proeminente é o campo vulcânico de Michoacán–Guanajuato (MGVF) que contém 100 centros vulcânicos distribuídos sobre uma área de 40.000 km² no setor central da CVTM (Hasenaka, 1994; Hasenaka e Carmichael, 1985 *apud* Ferrari et al., 2012).

4 DADOS E METODOLOGIA

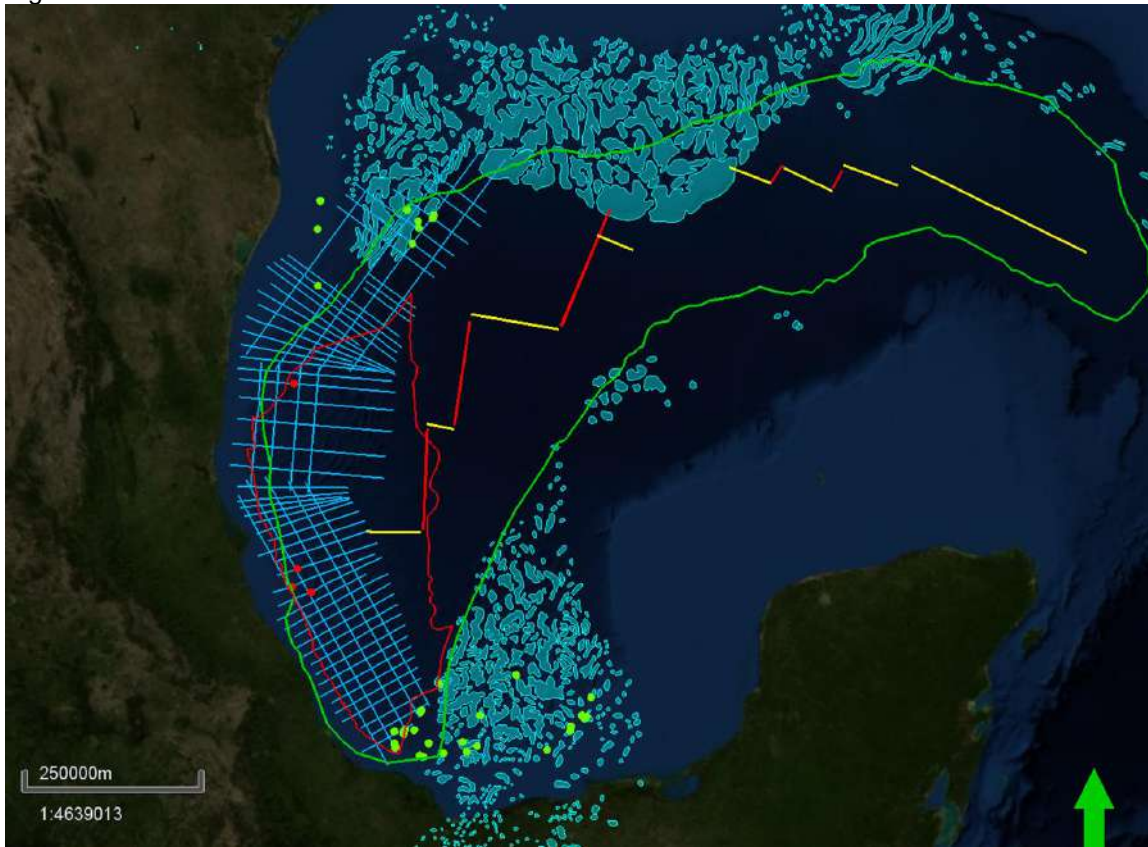
Foram utilizados aproximadamente 7.330 km de dados de reflexão sísmica 2D que fazem parte do levantamento regional GIGANTE 2D da TGS (adquiridos em 2016), o qual cobre uma área de aproximadamente 100.000 km². Os dados sísmicos, processados como PSDM (*Pre-Stack Depth Migration*), têm profundidade máxima de 20 km e resolução vertical aproximada de 36 m ao nível do Mioceno.

Neste estudo foram utilizados 20 poços, alguns dos quais foram usados para amarração sísmica e outros para geração de perfis de correlação (Figura 26). É importante lembrar que a distribuição dos poços é irregular e que dentro da área das Cordilheiras não tivemos acesso aos dados de 3 poços.

A metodologia utilizada constituiu, primeiramente, de uma revisão bibliográfica sobre as Cordilheiras Mexicanas e interpretação sísmica baseada nos marcadores dos poços disponibilizados.

O *software* para interpretação sísmica utilizado nesse trabalho foi o Petrel (versão 2016) da Schlumberger. Para confecção de alguns mapas foi utilizado o ArcMap (versão 10) da ESRI.

Figura 26 - Sumário dos dados.

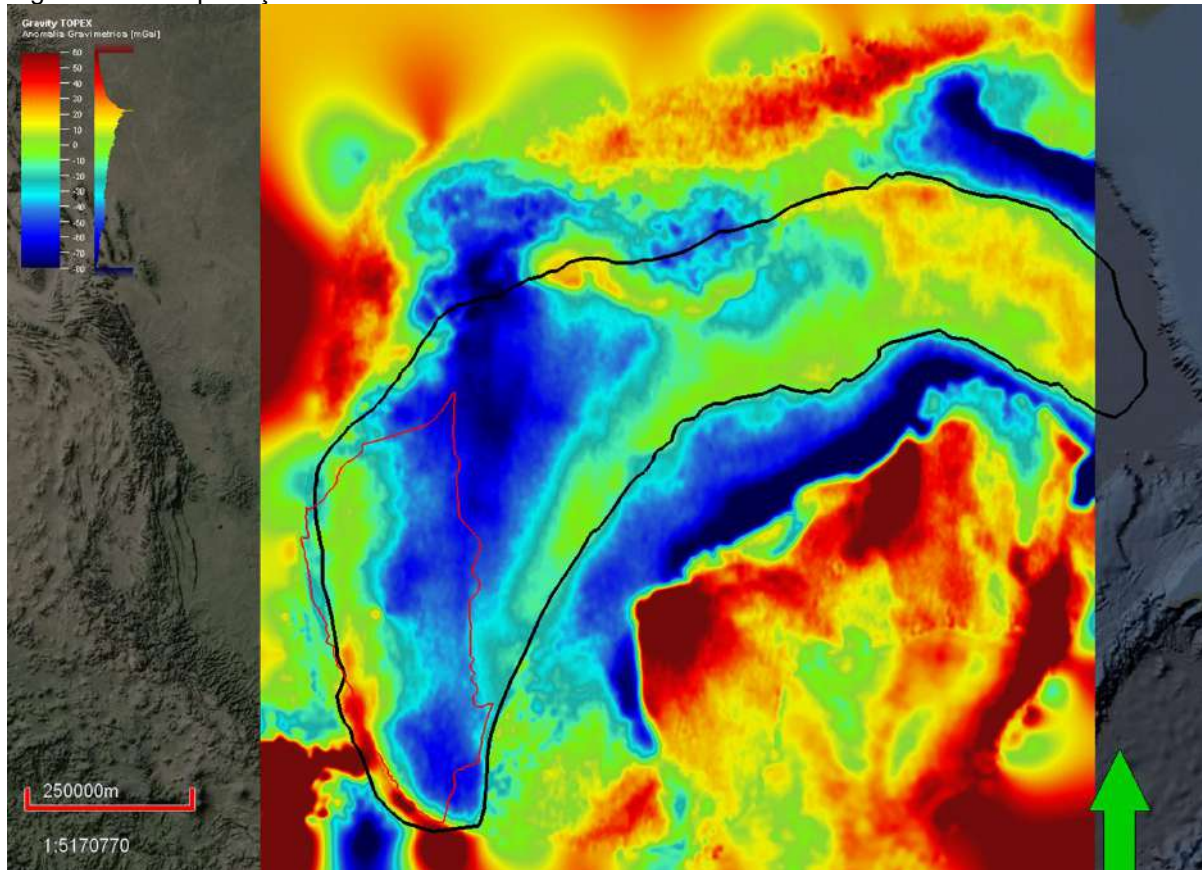


Legenda: Linhas sísmicas (em azul) e poços utilizados para amarração com a sísmica (em verde) e definição dos horizontes; a cor vermelha representa poços já perfurados, porém não tivemos acesso aos seus dados. O *outline* verde representa o limite entre crosta continental-crosta oceânica; linhas amarelas e vermelhas representam a extinta zona meso-ocênica; o sal Caloviano é representado pelas feições em azul claro.

Fonte: O autor, 2020.

Tendo como base dados gravimétricos retirados do TOPEX (2018), dados sísmicos do levantamento TGS Gigante e no trabalho de Sandwell (2014), foi modificado, neste trabalho, o contato definido por Bird (2005) (Figura 27).

Figura 27 - Interpretação do limite crustal oceano-continente no Golfo do México.



Legenda: Contato limite crustal (*outline* preto) redefinido nesse trabalho a partir de dados gravimétricos do *site* Topex (2018), interpretação Sísmica TGS e do trabalho de Sandwell, 2014. Escala em mGal.

Fonte: O autor, 2020.

4.1 Reflexões sedimentares

De acordo com Veeken (2013), as reflexões sísmicas em sequências sedimentares correspondem principalmente a planos de acamamento que representam mudanças associadas ao regime deposicional, como:

- a) Litologia;
- b) Nível de energia;
- c) Taxa de sedimentação;
- d) Ambiente de deposição;
- e) Área fonte;
- f) Graus de diagênese;
- g) Conteúdo de poro

As reflexões são geradas por interfaces que mostram suficientes contrastes de densidade- velocidade (impedância acústica). Isto pode ser devido a um simples limite litológico ou à resposta combinada de várias interfaces pouco espaçadas. Até mesmo mudanças em temperatura da água do mar e salinidade podem causar reflexão sísmica (Yilmaz, 2001 *apud* Veeken, 2013).

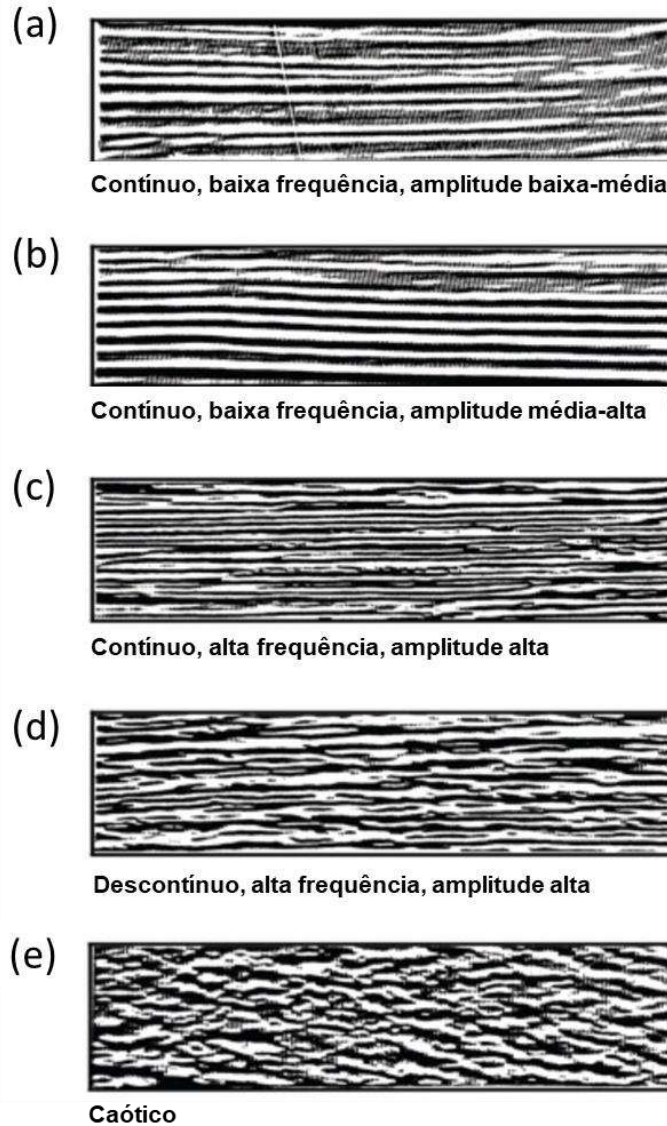
As reflexões tendem a cruzar ambientes deposicionais e assume-se que o conteúdo de poros (preenchimento de fluido e cimento) também desempenha um papel no contraste de impedância acústica. O fato de as reflexões serem vistas em depósitos de folhelhos (quase parecidos em termos de propriedades físicas) sugere a validade de tais hipóteses.

Há várias características que ajudam a descrever o caráter da reflexão sísmica:

- a) Configuração da reflexão, que está relacionada à geometria dos padrões de acamamento resultante de processos deposicionais específicos, a paleotopografia original e contato de fluido;
- b) Continuidade da reflexão, que descreve a continuidade das camadas e está diretamente relacionada a processos sedimentares (e por isso também a ambientes de deposição);
- c) Amplitude da reflexão, que dá informação sobre a amplitude da reflexão, contraste litológico, espaçamento de camadas e conteúdo de fluidos;
- d) Frequência da reflexão, que fornece uma estimativa da espessura de acamamento e às vezes sobre o conteúdo de fluido.

As reflexões numa seção sísmica poderão ser agrupadas juntas, baseando-se em características comuns. Unidades de fácies sísmicas também podem ser definidas, conforme será discutido a seguir (Figura 28).

Figura 28 - Exemplos de unidades de fácies sísmicas.



Legenda: As unidades de fácies sísmicas são definidas pelo caráter da reflexão sísmica. Vários parâmetros são usados para descrever as fácies sísmicas: amplitude, frequência, continuidade e geometria de reflexão.

Fonte: Veeken, 2013.

As velocidades intervalares podem fornecer informação adicional sobre espessura litológica total, distribuição de porosidade e conteúdo de fluido. Em um contexto mais amplo, as formas interna e externa de um grupo de reflexões sísmicas - juntamente com a associação espacial e das relações laterais - são importantes para se determinar os ambientes deposicionais, a posição da área fonte e o ambiente geológico geral da unidade a ser estudada.

4.1.1 Unidade de fácies sísmicas

Unidades de fácies sísmicas podem cruzar os limites de uma sequência deposicional. O limite de sequência frequentemente reflete uma mudança abrupta na distribuição de fácies, porque um hiato de tempo é capturado na superfície.

As unidades de fácies são traçadas tridimensionalmente e representam áreas onde determinadas características específicas de reflexão são detectadas (Sangree e Widmier 1977 *apud* Veeken, 2013). Tais unidades de fácies sísmicas são baseadas em:

- a) Configuração de reflexão;
- b) Continuidade;
- c) Amplitude;
- d) Conteúdo de frequência.

O objetivo do estudo da estratigrafia sísmica é interpretar as unidades de fácies sísmicas elementares em termos de ambiente de deposição e distribuição de litofácies. Em função disso, as características seguintes são importantes para se considerar:

- a) Organização da reflexão interna;
- b) Relações de limites;
- c) Geometria externa;
- d) Relações lateral de fácies;
- e) Configuração da reflexão interna.

Várias configurações de reflexão são reconhecidas na literatura (Tabela 1).

Tabela 1 - Geometrias de reflexões sísmicas e seu significado geológico.

Parâmetros de reflexão e seus significados geológicos	
Parâmetros de fácies sísmicas	Interpretação geológica
Configuração de Reflexão	Padrão de acamamento
	Processos deposicionais
	Erosão e paleotopografia
	Contato de fluido
Continuidade da Reflexão	Continuidade do acamamento
	Processos deposicionais
Amplitude de Reflexão	Contraste velocidade - densidade
	Espaçamento de camada
	Conteúdo de fluido
Frequência de Reflexão	Espessura de camada
	Conteúdo de fluido
Velocidade Intervalar	Estimativa de litologia
	Estimativa de porosidade
	Conteúdo de fluido
Forma Externa e associação aérea de unidades de fácies sísmicas	Ambiente deposicional (não detalhado)
	Fonte de sedimento
	Ambiente geológico

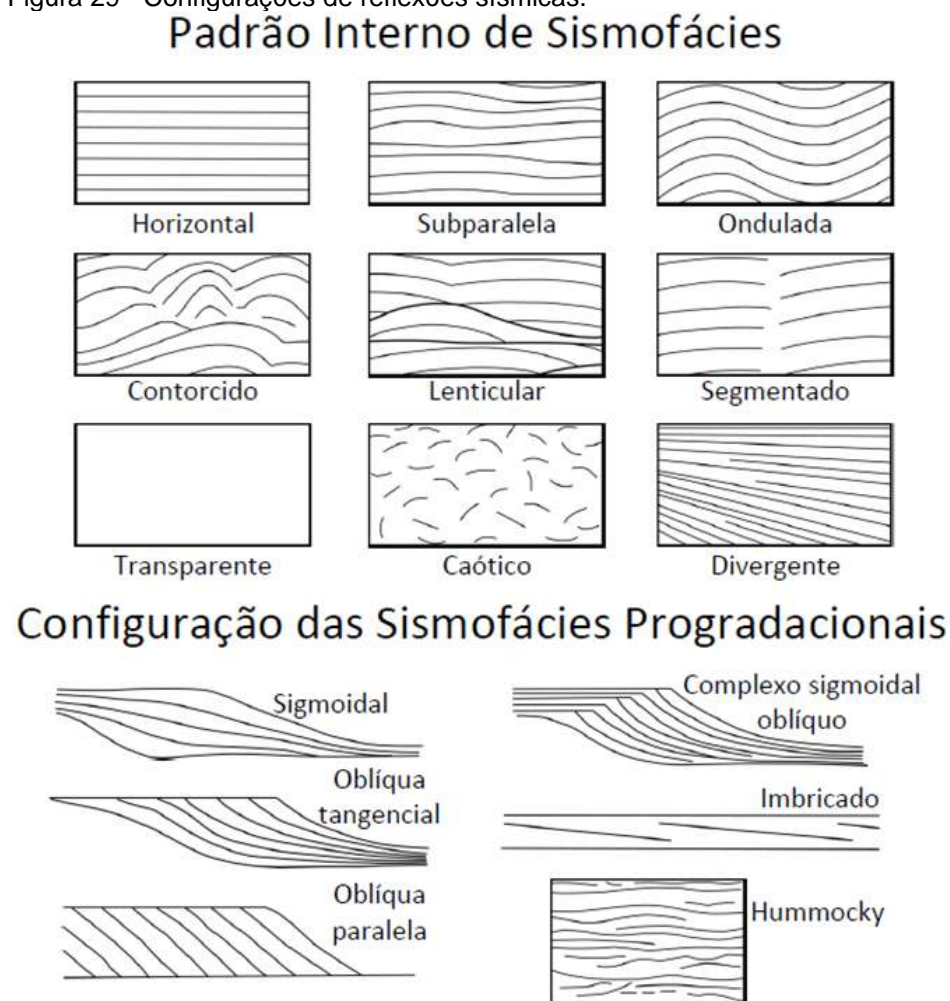
Fonte: Mitchum et al., 1977.

Cada uma delas é interpretada em termos de ambiente deposicional e distribuição de litofácies (Mitchum et al., 1977) (Figura 29). As seguintes geometrias são distinguíveis:

- a) Paralela ou subparalela;
- b) Ondulada;
- c) Divergente;
- d) Cliniformas;
- e) *Shingled*;
- f) *Hummocky*;
- g) Caótica;
- h) Sem reflexão ou transparente.

As reflexões da frente de uma determinada estrutura dão indicações da paleopropriedade de água na qual os sedimentos foram depositados. Posteriormente, a compactação diferencial e outros efeitos de soterramento podem alterar a geometria deposicional original; isto deve ser considerado ao se efetuar conclusões a partir de observações de linhas sísmicas em tempo.

Figura 29 - Configurações de reflexões sísmicas.



Legenda: Diversas formas de configuração de reflexões sísmicas. A grande continuidade da reflexão é usualmente encontrada no domínio *offshore* distal, onde condições de água parada prevalecem, e onde a sedimentação é principalmente dominada por queda de suspensão.

Fonte: Mitchum et al. ,1977.

4.1.1.1 Configuração de reflexão paralela a ondulada

O caráter de reflexão paralelo a ondulado indica uma condição de sedimentação uniforme para um preenchimento ou uma sequência depositada sobre o topo de um substrato sotoposto. As subdivisões das fácies sísmicas dentro de depósitos com essa configuração são feitas baseando-se na continuidade, amplitude e frequência das reflexões.

A geometria paralela ocorre tanto em água rasa quanto em água profunda, refletindo uma situação de *topset* ou *bottom set*. Estes termos são puramente descritivos para a geometria e não estão relacionados com a escala de observação.

A geometria paralela é usada para descrever diversos ambientes e estruturas, como marcas de ondas, estratificação cruzada, barras e dunas progradantes, complexos de deltas separados e sistema de plataforma/talude progradante, sendo aplicável tanto para ambientes deposicionais clásticos como carbonáticos. Na estratigrafia sísmica, o termo *topset* é frequentemente usado para descrever depósitos sobre a planície costeira ou plataforma marinha rasa, enquanto *bottom set* é o termo equivalente para ambiente de águas mais profundas, situados além da quebra da plataforma.

Reflexões de alta amplitude geralmente apontam para alternância vertical de litologias contrastantes através da interface (por exemplo: areia/ folhelho; camadas de carbonatos em uma sequência folhelhosa). Já baixas amplitudes geralmente indicam litologias mais similares de ambos os lados da interface (por exemplo: areia/ folhelho síltico).

A alta continuidade de um refletor sugere uma maior extensão lateral das mesmas condições de sedimentação, enquanto reflexões descontínuas indicam mudanças rápidas no nível de energia (por exemplo: rio entrelaçado e meandrante sobre uma planície de inundação). Os depósitos proximais (construídos por canais fluviais), quando comparados com a planície de inundação e a planície costeira, são mais descontínuos que os depósitos *offshore*.

A frequência de uma reflexão (separação vertical sobre um traço sísmico de uma reflexão entre dois cruzamentos no cruzamento zero) pode dar uma ideia sobre a espessura das camadas.

4.1.1.2 Configuração de reflexão divergente

As geometrias de reflexão divergente são encontradas em corpos sedimentares em forma de cunha, nas quais a espessura de distribuição do sedimento é assimétrica, e podem também produzir uma importante variação lateral de espessura. Estas geometrias podem ocorrer devido a variações nas taxas de sedimentação,

subsidiência e/ou efeitos de soterramento (compactação diferencial). As terminações de reflexões internas ocorrem aleatoriamente e não coincidem com a superfície discordante nítida. A geometria divergente indica movimentos tectônicos diferenciais sin-deposicionais, assim como subsidiência.

4.1.1.3 Cliniformas

A configuração de reflexão em cliniformas origina-se da progradação do sistema de talude em corpos de água. A forma e o ângulo de repouso dos sedimentos, nesse sistema de talude, são influenciados por:

- a) Composição do material depositado;
- b) Taxa de sedimentação e quantidade de *input* de sedimento;
- c) Salinidade de água;
- d) Profundidade de água;
- e) Nível de energia do ambiente de deposição;
- f) Posição do nível de água, que está fortemente relacionada ao perfil de nível de base;
- g) Taxa de subsidiência.

4.1.1.4 Configuração de reflexão caótica

A configuração de reflexão caótica é composta de reflexões discordantes, descontínuas e de amplitude e frequência variáveis. O caráter descontínuo sugere desorganização interna dos depósitos. Ela ocorre em todos os tipos de ambientes deposicionais, podendo representar:

- a) Preenchimento de canais em um leque próximo, com geometrias de corte e preenchimento;
- b) Depósitos de escorregamento sobre um declive;
- c) Olistostromas, os quais são depósitos de fluxo de massa caótico que usualmente não são transportados para muito longe. São

- caracterizados por sedimentos mal selecionados que refletem instabilidade tectônica de uma área de declive;
- d) Folhelhos sobrepressurizados, que sofreram retirada de água durante soterramento e compactação, podendo ter uma expressão caótica nas seções sísmicas;
 - e) Rochas vulcânicas: basaltos que frequentemente formam uma unidade onde a energia sísmica está dispersa dentro de direções diferentes e a frente de onda é atenuada (Gatliff et al., 1984 *apud* Veeken, 2013);
 - f) Sal móvel ou depósitos de folhelho afetados por deformação plástica.

4.1.1.5 Zonas sem reflexão

Zonas sem reflexão geralmente coincidem com áreas onde o contraste de impedância acústica é fraco ou ausente. Esta falta de refletividade implica em uma espessura de litologia homogênea, podendo ser composta por folhelhos espessos, carbonatos, areias, etc. Construções recifais maciças e até mesmo corpos ígneos às vezes aparecem livres de reflexão. Depósitos intensamente tectonizados, como diápiros de sal e intrusões vulcânicas também poderão mostrar uma zona sem reflexão.

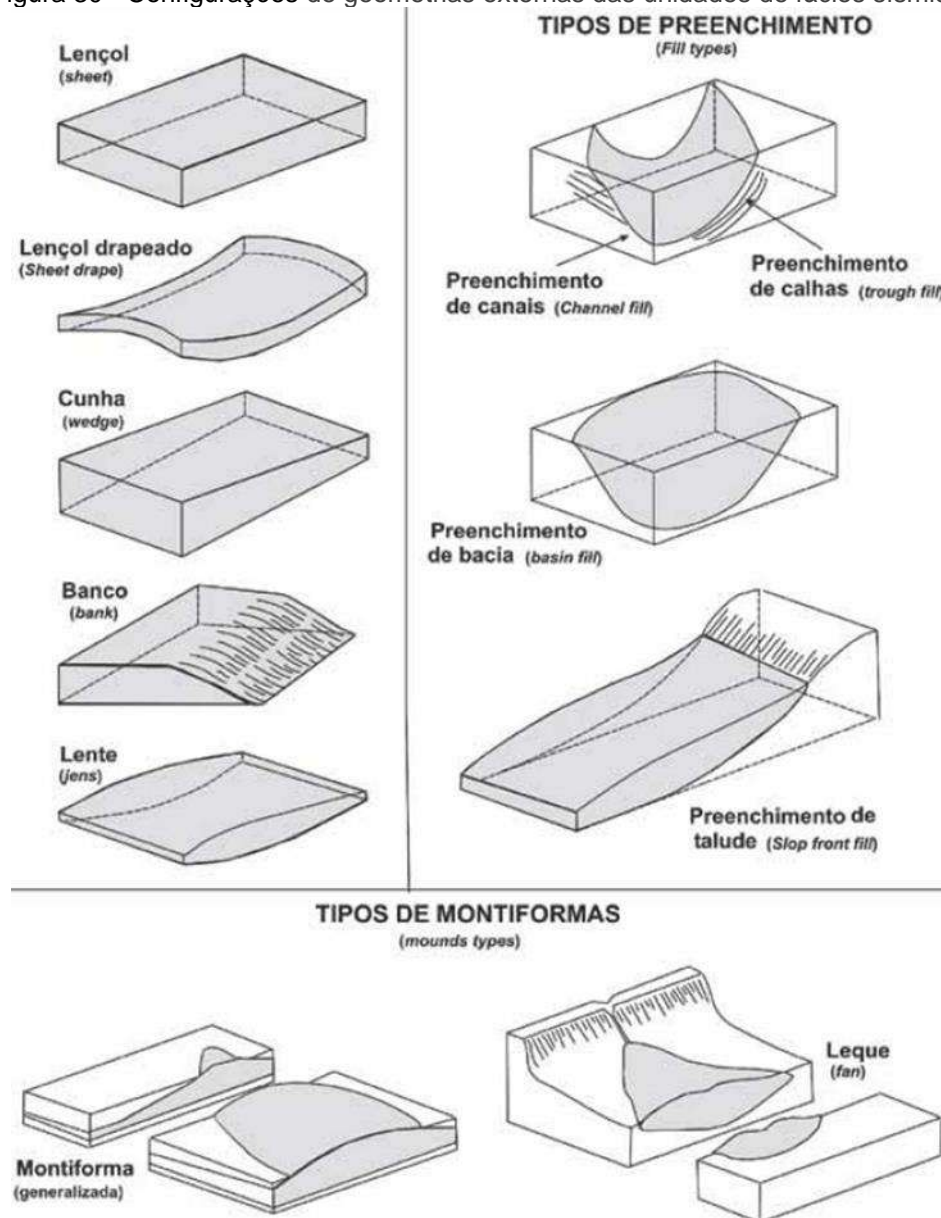
Algumas vezes os parâmetros de ganho automático (conhecido como AGC, para controle de amplitude, de *automatic gain control*), aplicados na sequência de processamento sísmico causam zonas artificiais livre de reflexão. Este caso ocorre quando o sinal gerado no topo de uma unidade é tão forte que domina o processo de normalização de amplitude. Todas as demais reflexões na janela de cálculo não têm suficiente impulso e por isso tornam-se artificialmente fracas pela operação de controle de ganho. Tal resposta de amplitude, mal concebida na seção sísmica, é uma das razões pelas quais é sempre aconselhável assegurar que também as seções de “amplitude preservada”, conhecidas como seções sem ganho (*no gain*) sejam colocadas à disposição do intérprete.

4.1.2 Geometria externa de unidades de fácies sísmicas

Depois de delinear as fácies sísmicas durante a interpretação das seções sísmicas, as formas destas unidades devem ser mapeadas tridimensionalmente. Neste trabalho, a forma externa morfológica das unidades está descrita nos termos definidos por Vail (1977 *apud* Veeken, 2013) e sumarizadas na figura 30:

- a) Lençol: Feição que aponta para condição de sedimentação uniforme na bacia, com pouca diferenciação do ambiente de deposição. A fácies sísmica associada é subparalela a ondulada e não ondulada; geralmente estas cortinas são compostas por sedimentos de grão finos depositados por suspensão;
- b) Cunhas: Feição que indica uma quebra abrupta no padrão de sedimentação. Internamente, representam uma diferenciação gradual no ambiente de deposição e/ou uma mudança lateral na taxa de sedimentação;
- c) Bancos ou monoclinais: Indicam uma diferenciação substancial no padrão de sedimentação. Têm forma alongada e localmente ocorrem em condições de alta energia. Sobre a plataforma, tais feições podem ser usadas para se deduzir a profundidade da água.

Figura 30 - Configurações de geometrias externas das unidades de fácies sísmicas.



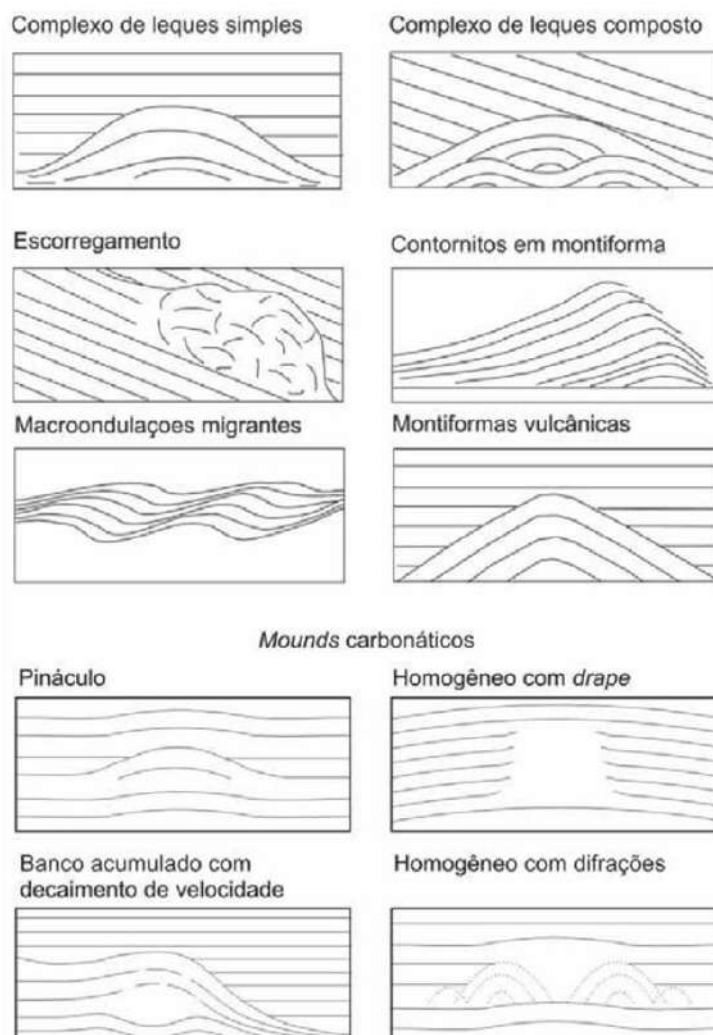
Legenda: Várias geometrias externas de unidade de fácies sísmicas em talude e fundo de bacia.
 Fonte: Vail, Sangree e Widmier, 1977 *apud* Veeken, 2013.

Mounds, que representam construções deposicionais tridimensionais e indicam ambiente de energia mais alta na bacia, são interpretados como:

- Construções carbonáticas junto a depósito de talus;
- Complexos de leques submarinos;
- Depósitos de contornitos resultante de correntes de densidade termoalinas;
- Cones de erupções vulcânicas.

Os *mounds* podem apresentar um amplo espectro de configurações de reflexões externas (Figura 31):

Figura 31 - Configurações de geometrias externas associadas a *mounds*.



Legenda: Geometrias externas associados a vários tipos de *mounds*. *Mound* é uma feição tridimensional e deve ser verificado em pelo menos duas seções perpendiculares. Fonte: Mitchum et al., 1977.

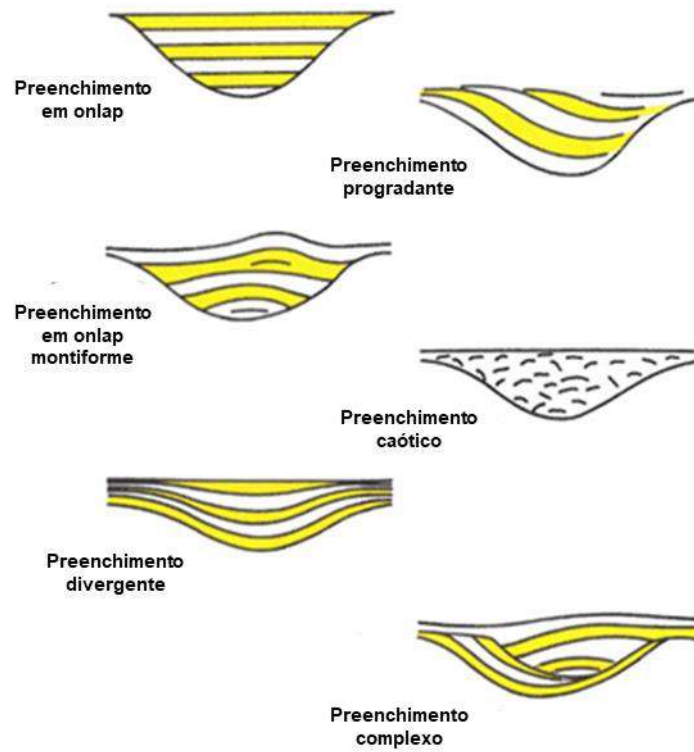
Com relação ao preenchimento sedimentar, podemos diferenciar um padrão sísmico em 3 tipos (Figura 32):

- a) De frente de talude, localizado na frente das unidades de *foreset* sobre o talude continental e mostrando claramente relações de *onlap/downlap*. Este tipo de unidade pode ter forma de leques, lentes ou cunhas. Tridimensionalmente, ele poderá formar um leque de depósitos de frente de talude. O caráter de reflexões internas varia

muito e também depende do conteúdo litológico da unidade. Ele pode mostrar tanto *onlap* sobre o limite inferior, assim como *onlap* em direção à bacia, na porção mais distal. O *onlap* indica uma mudança em aporte de sedimento, comparada à sequência sotoposta, e o limite coincide com uma quebra na deposição. Geralmente esses preenchimentos de frente de talude são mais grossos que os depósitos de talude; são compostos de sedimentos de fluxo de massa depositados em leques submarinos e representam o lugar da deposição de areias marinhas profundas;

- b) Preenchimento erosivo, que indica uma mudança lateral drástica no nível de energia. Estes preenchimentos representam sistemas de cânions, vales de rios e canais distributários em sistemas fluviais e leques;
- c) Preenchimento não erosivo, indicativo de uma topografia de base de Bacia com área de sedimentação faminta. Estas áreas com taxa de sedimentação inicial baixa são sequencialmente horizontalizadas por preenchimento tardio. Estes sistemas distribuem o sedimento que vem do talude sobre uma bacia horizontal.

Figura 32 - Padrões de reflexão de preenchimento.



Legenda: Padrão de reflexão para vários tipos de preenchimentos sedimentares. Efeito de compactação diferencial pode fornecer um indício sobre o conteúdo de preenchimento de canal.

Fonte: Mitchum et al., 1977.

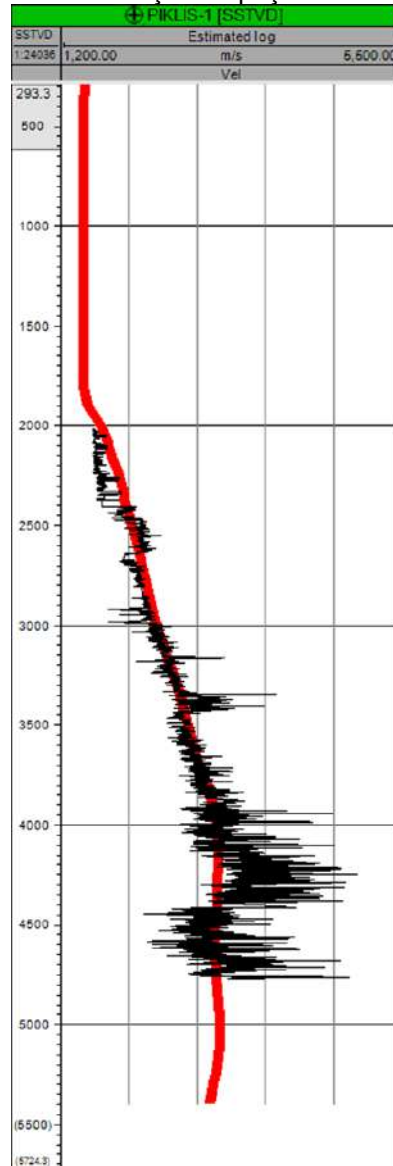
5 SISMOFÁCEIS IDENTIFICADAS

5.1 Características e amarração

A amarração sísmica de horizontes não necessitou de trabalhos adicionais, e os marcadores obtidos nos poços foram diretamente utilizados para a interpretação sísmica. Isso ocorreu pelo fato dos dados da TGS terem sido adquiridos e processados utilizando-se do controle de praticamente todos os poços da bacia, já estando, portanto, bem calibrados. Deve-se mencionar que algumas linhas sísmicas apresentaram certo afastamento em relação à posição dos poços, fazendo com que as interpretações dos horizontes fossem feitas a partir das sismofácies.

Como a sísmica utilizada foi processada em profundidade, realizou-se um trabalho de verificação da velocidade utilizada na amarração Tempo x Profundidade (TxP). Um exemplo de boa amarração é o excelente ajuste da curva de velocidade intervalar obtida do perfil sônico (DT) no poço Piklis-1 e a sua comparação da extração da velocidade sísmica de processamento PSDM ao longo da trajetória do mesmo poço (Figura 33).

Figura 33 - Perfil de correlação do poço Piklis 1.

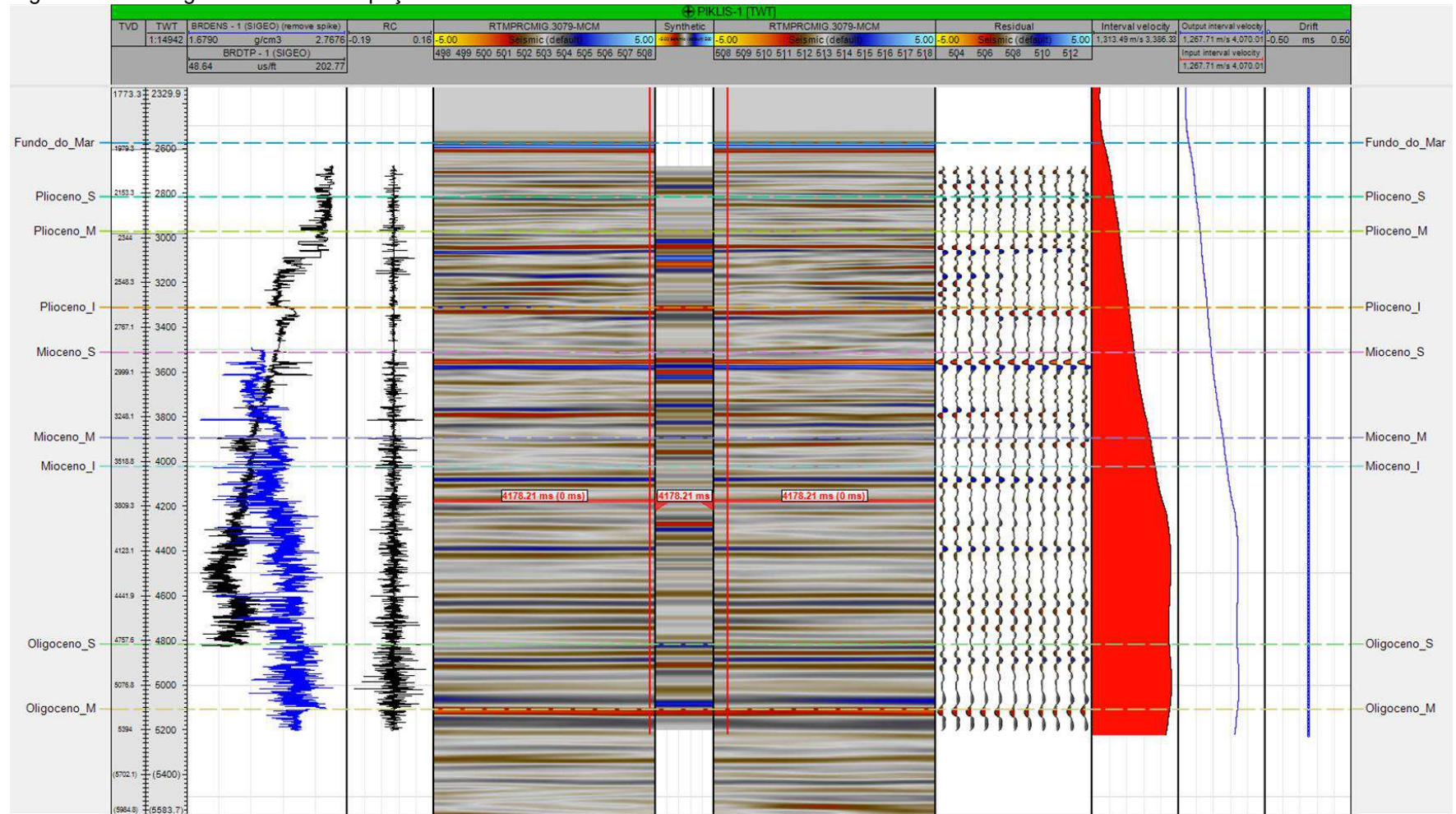


Legenda: Comparação da velocidade sísmica (em vermelho) com a velocidade do perfil sônico do poço Piklis 1 (curva preta). Notar a boa correlação entre as duas velocidades.

Fonte: O autor, 2020.

Após a etapa de controle de qualidade da velocidade sísmica, foi gerado o sismograma sintético para comparação das amplitudes com o dado sísmico. O sismograma sintético é gerado a partir dos perfis densidade e sônico, correlacionando-os com traços sísmicos registrados nos mesmos locais dos poços. O resultado mostra uma boa correlação entre os marcadores (*picks*) do poço e as interfaces identificadas nos dados sísmicos (Figura 34).

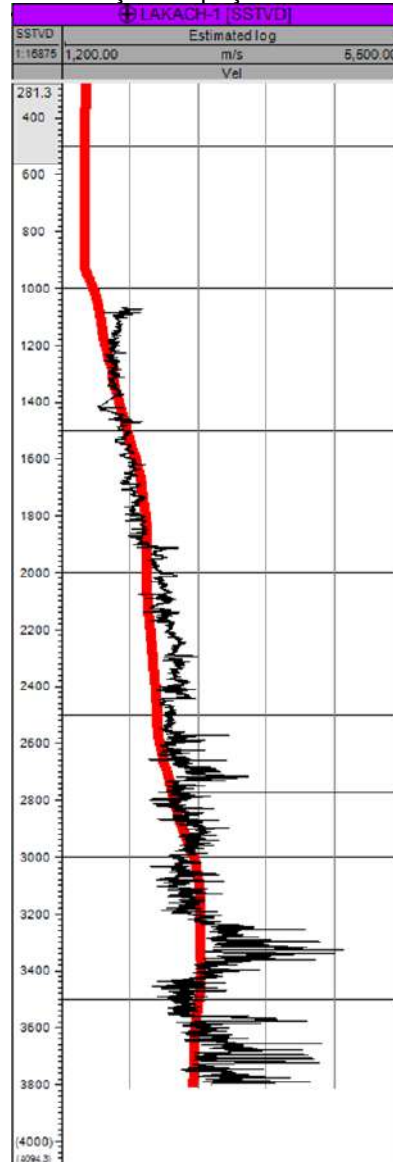
Figura 34 - Sismograma sintético do poço Piklis 1.



Legenda: Sismograma sintético mostrando a boa correlação dos *picks*/horizontes com as reflexões dos dados sísmicos. Dado sísmico cortesia da TGS.
 Fonte: O autor, 2020.

O outro poço utilizado para verificação da amarração foi o Lakach-1, onde também se observa que há uma boa correlação da velocidade sísmica com a velocidade indicada pelo perfil sônico do poço (Figura 35).

Figura 35 - Perfil de correlação do poço Lakach 1.

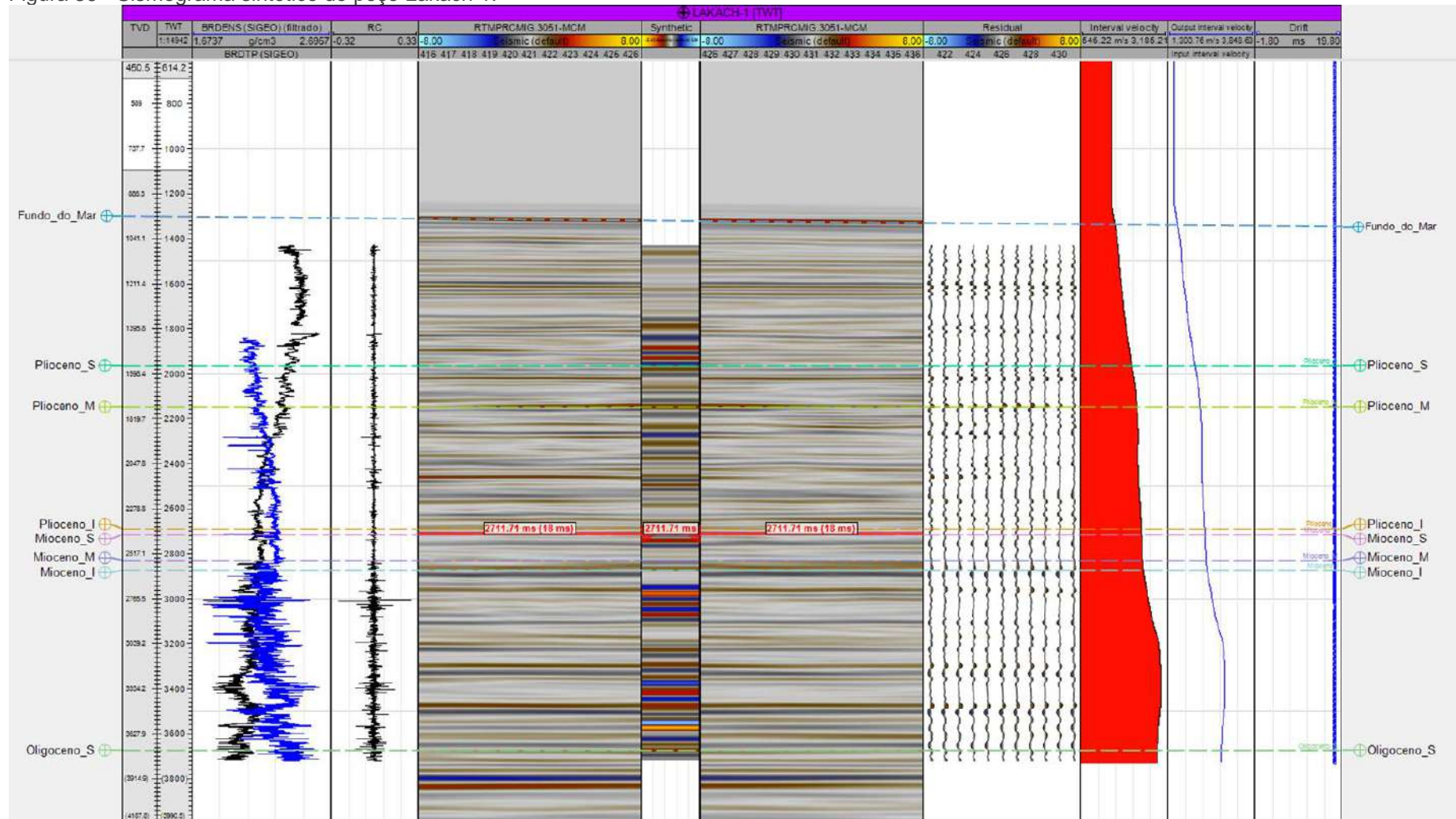


Legenda: Comparação da velocidade sísmica (em vermelho) com a velocidade do perfil sônico do poço Lakach- 1 (curva preta). Notar a boa correlação entre as duas velocidades.

Fonte: O autor, 2020.

Da mesma forma também, foi gerado um sismograma sintético para comparação das amplitudes com os dados sísmicos. O resultado mostra uma boa correlação dos marcadores (*picks*) do poço e as interfaces identificadas nos dados sísmicos (Figura 36).

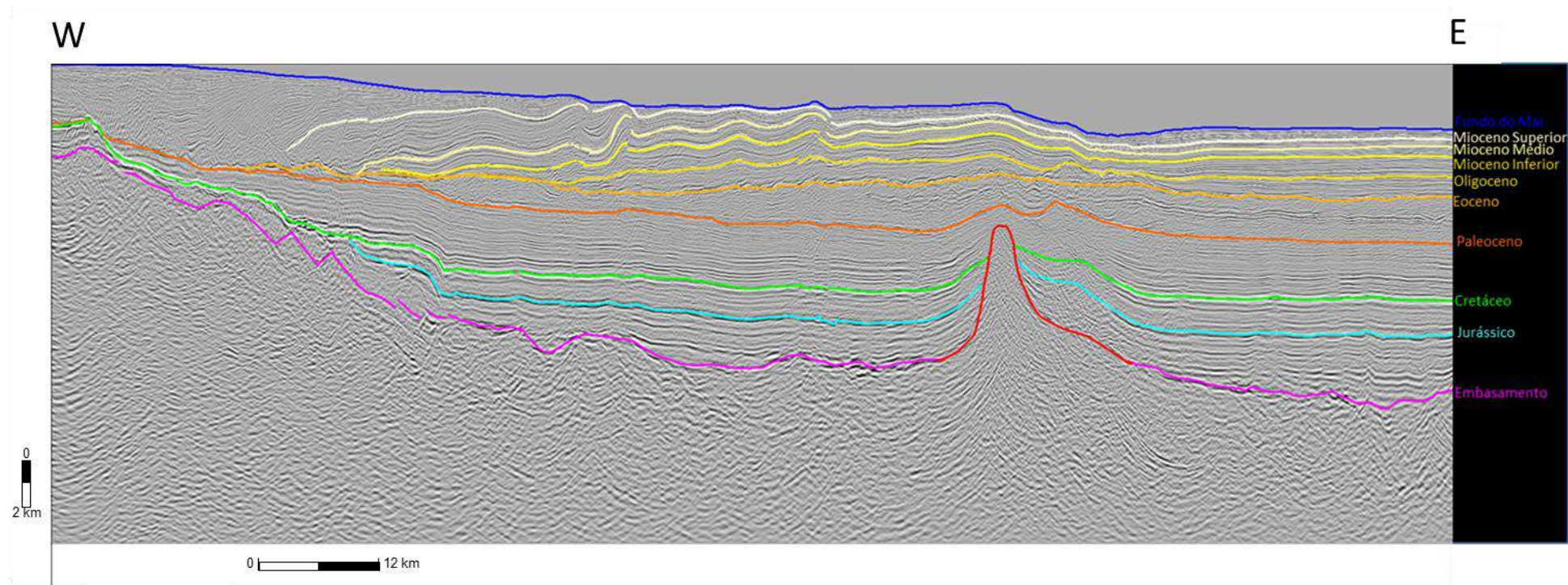
Figura 36 - Sismograma sintético do poço Lakach 1.



Legenda: Sismograma sintético mostrando a boa correlação dos *picks*/horizontes com os dados sísmicos. Dado sísmico cortesia da TGS.
 Fonte: O autor, 2020.

A partir da amarração sísmica-poço, foram mapeadas 10 interfaces (horizontes) identificadas de acordo com a estratigrafia: Fundo do Mar, Mioceno Superior, Mioceno Médio, Mioceno Inferior, Oligoceno, Eoceno, Paleoceno, Cretáceo, Jurássico e Embasamento (Figura 37).

Figura 37 - Horizontes mapeados nos dados sísmicos.

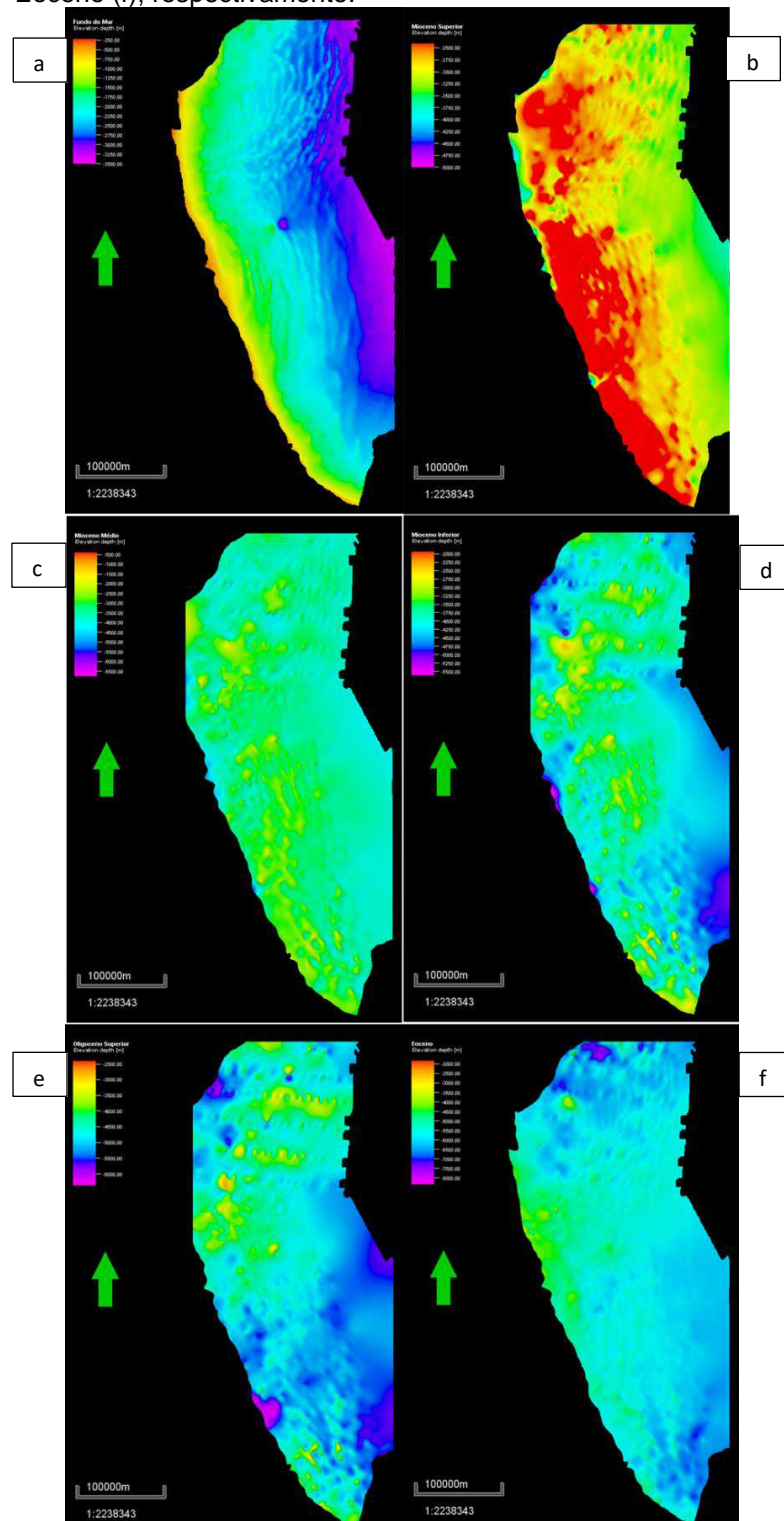


Legenda: Seção oeste-leste mostrando os horizontes mapeados neste trabalho. Dado sísmico cortesia da TGS.
Fonte: O autor, 2020.

O mapeamento regional permitiu a elaboração de mapas de contorno estrutural em profundidade, do Fundo do Mar até o Eoceno, os quais mostram lineamentos com duas direções principais: a primeira, norte-sul na parte sul; e a segunda, de direção NE-SW na região norte. Ambas são paralelas à linha de charneira da bacia e foram herdadas das estruturas contracionais geradas a partir da superfície de *detachment* do Eoceno (Figura 38).

A figura 39 apresenta três seções mostrando o perfil estrutural para esses horizontes mapeados.

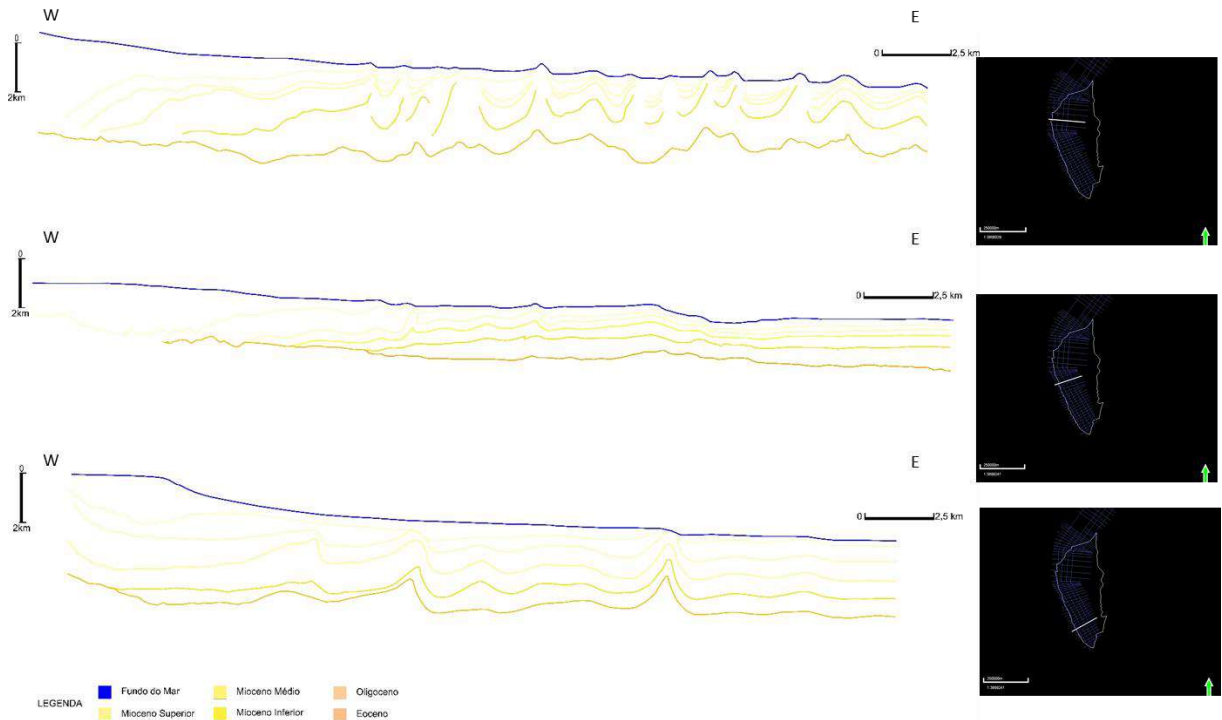
Figura 38 - Mapas de contorno estrutural em profundidade do horizonte Fundo do Mar (a), Mioceno Superior (b), Mioceno Médio (c), Mioceno Inferior (d), Oligoceno (e) e Eoceno (f), respectivamente.



Legenda: Os mapas mostram lineamentos norte-sul herdados das estruturas contracionais do cinturão de dobramento das Cordilheiras Mexicanas.

Fonte: O autor, 2020.

Figura 39 - Seções estruturais (*line-drawing*) com orientação W-E para os horizontes Fundo do Mar, Mioceno Superior, Mioceno Médio, Mioceno Inferior, Oligoceno e Eoceno.

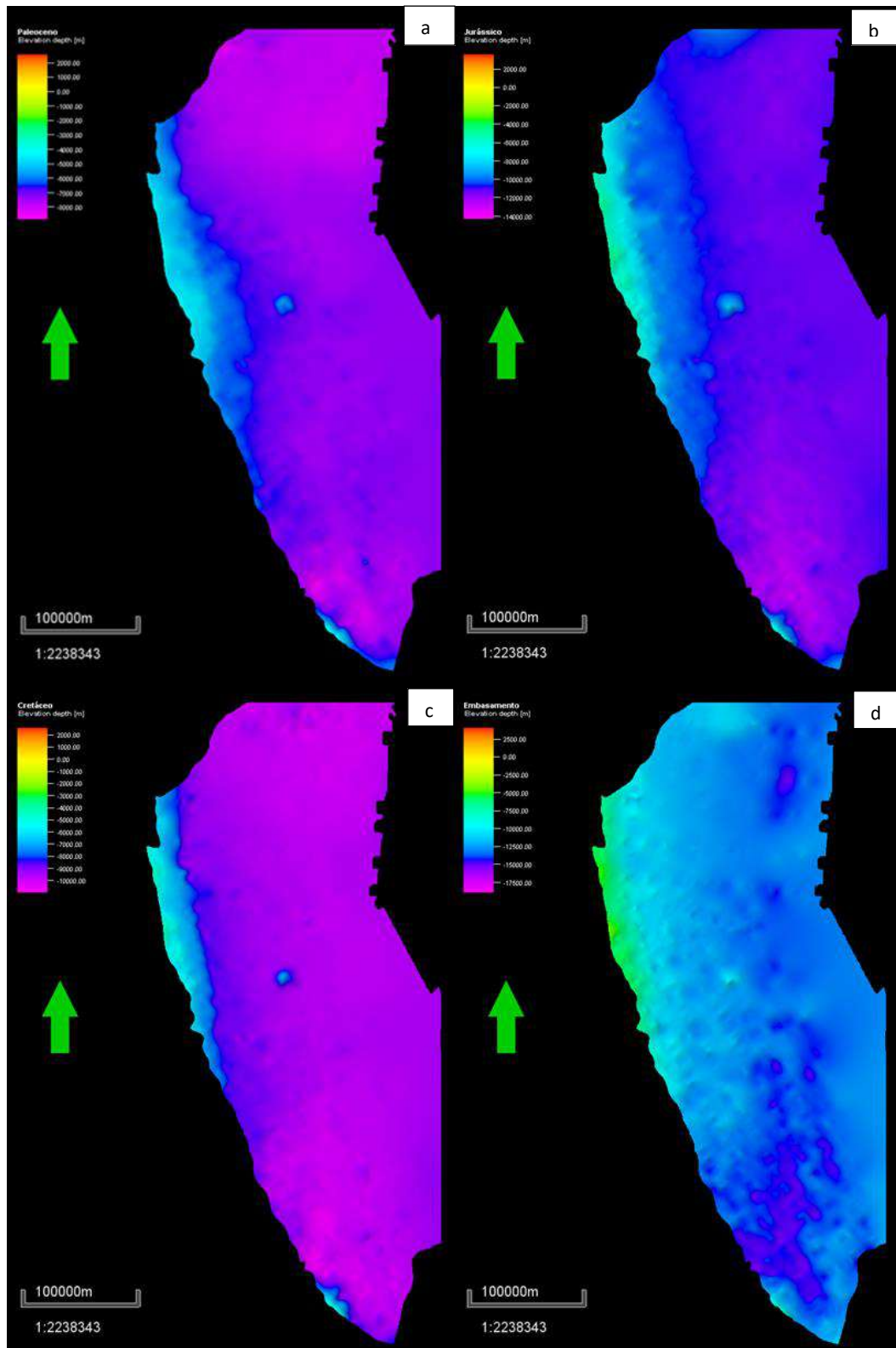


Legenda: Seções interpretadas em três diferentes posições distintas da bacia, mostrando o comportamento estrutural para os horizontes interpretados na Figura 5.6.

Fonte: O autor, 2020.

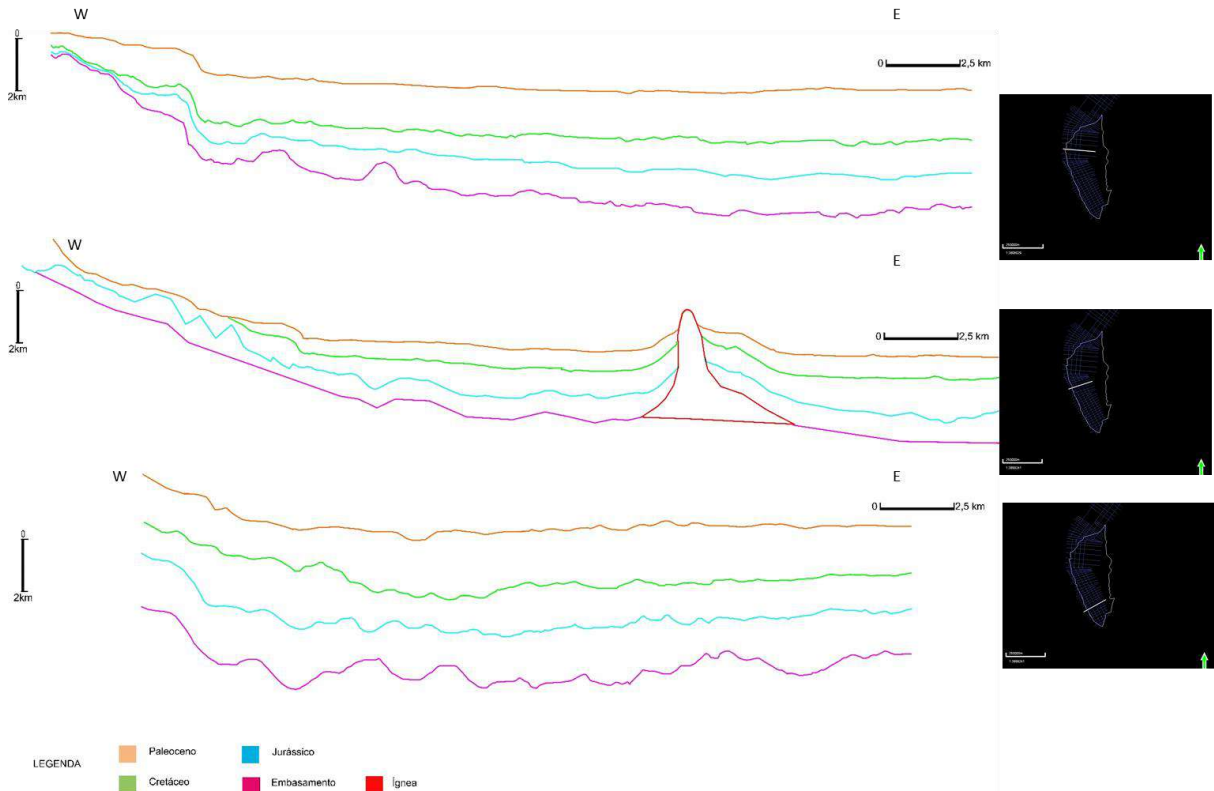
Do Paleoceno ao Jurássico, as superfícies mapeadas não mostram lineamentos visíveis. O embasamento apresenta características da fase *rift*, sugerida pela presença de *minibasins* (Figura 40). A Figura 41 apresenta três seções mostrando o perfil estrutural para esses horizontes mapeados.

Figura 40 - Mapas de contorno estrutural em profundidade para os horizontes Paleoceno (a), Jurássico (b), Cretáceo (c) e Embasamento (d).



Legenda: Nota-se a presença de uma estrutura circular interpretada como um edifício vulcânico; no mapa do embasamento (d), vários baixos estruturais são interpretados como *minibasins*.
 Fonte: O autor, 2020.

Figura 41 - Seções estruturais (*line-drawing*) com orientação W-E para os horizontes Paleoceno, Jurássico, Cretáceo e Embasamento.

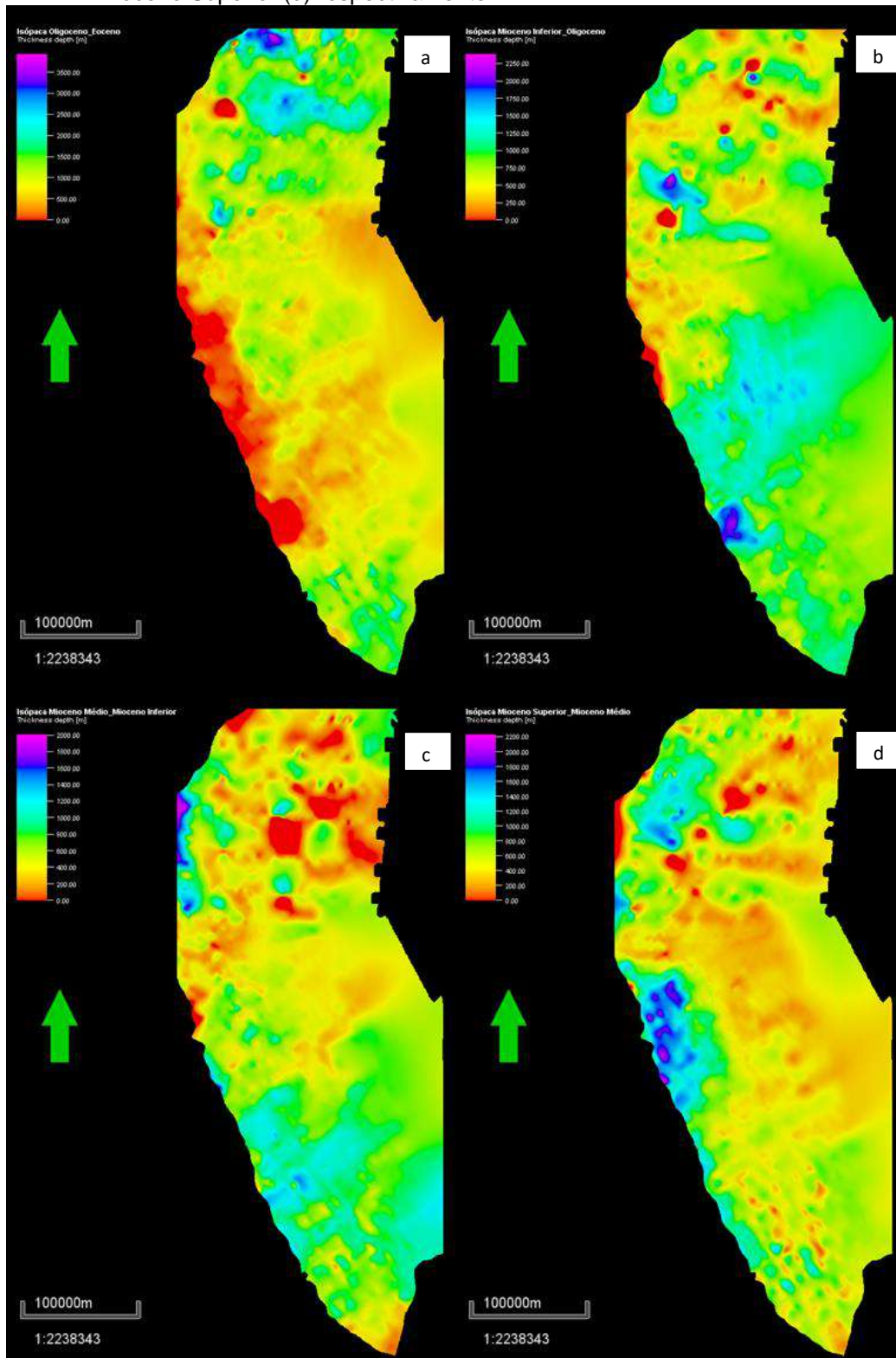


Legenda: Seções estruturais em três diferentes posições distintas mostrando o comportamento estrutural para os horizontes interpretados na figura 5.8.

Fonte: O autor, 2020.

A partir dos mapas estruturais, foram gerados mapas de isópacas para cada intervalo com potencial reservatório, nos quais foram identificados domínios de maior probabilidade de deposição de reservatório, com base nas características sedimentológicas de cada unidade (Figura 42). Visando a investigação de turbiditos, a análise das isópacas pode sugerir áreas preferencias para deposição de turbiditos, já que sua acumulação ocorre nos baixos topográficos relativos de uma bacia sedimentar devido à sua típica natureza de fluxo, conforme demonstrando por Galloway (1998).

Figura 42 - Mapas de isópacas dos intervalos Oligoceno (a), Mioceno Inferior (b), Mioceno Médio (c) e Mioceno Superior (d) respectivamente.

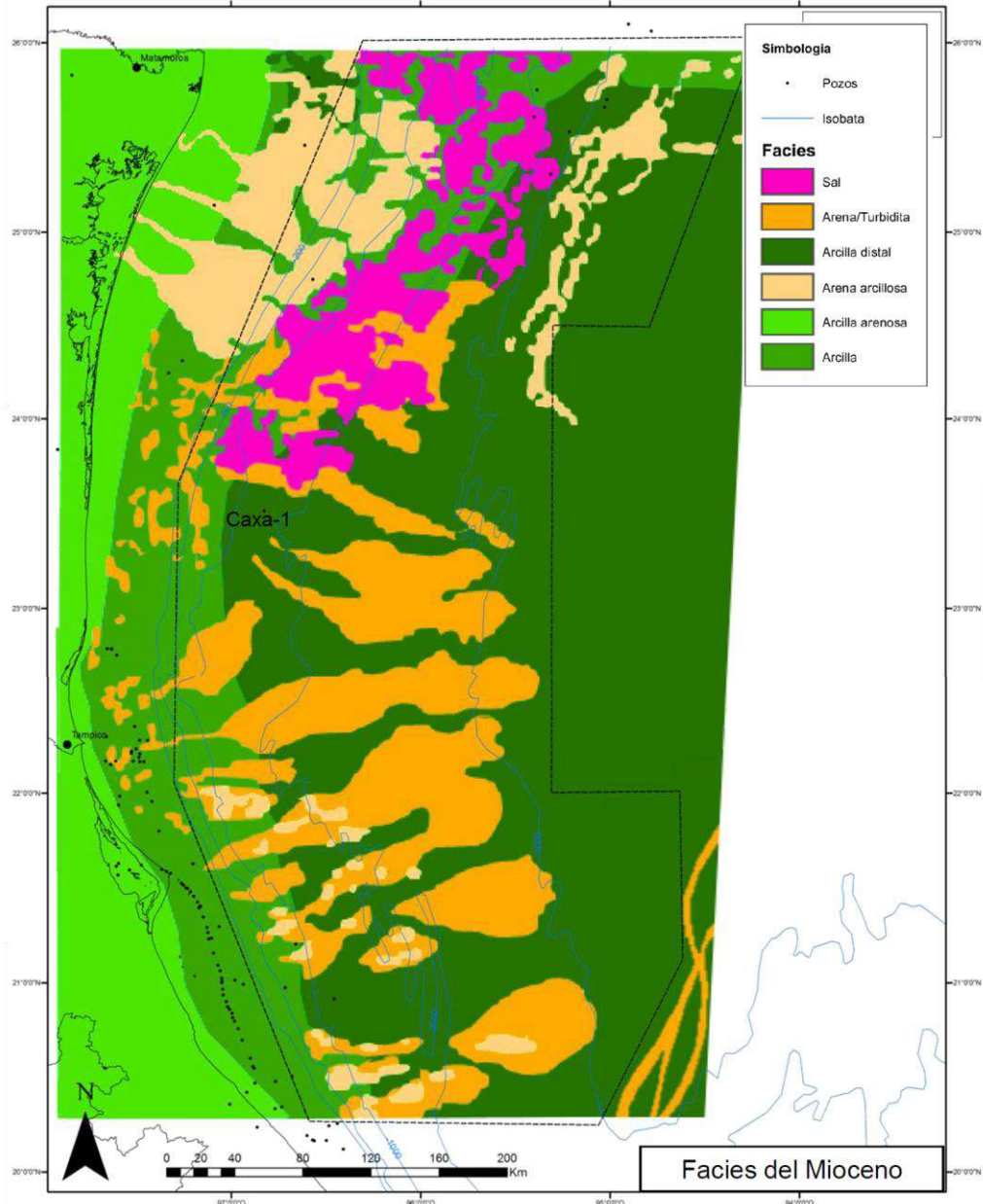


Legenda: Nota-se a presença de possível entrada de sedimentos do oeste para leste dentro da bacia, principalmente da região situada no setor norte da bacia.

Fonte: O autor, 2020.

As isópacas dos pacotes do Mioceno mostram claramente uma fonte de sedimentos situados a oeste, o que é corroborado pelos mapas paleogeográficos disponibilizados pela CNH (2015) (Figura 43). Neste trabalho somente as direções da deposição das areias de oeste para leste foram consideradas, não foram comparadas a distribuição das litologias dentro da região.

Figura 43 - Mapa de Fácies do Mioceno no setor norte das Cordilheiras Mexicanas.

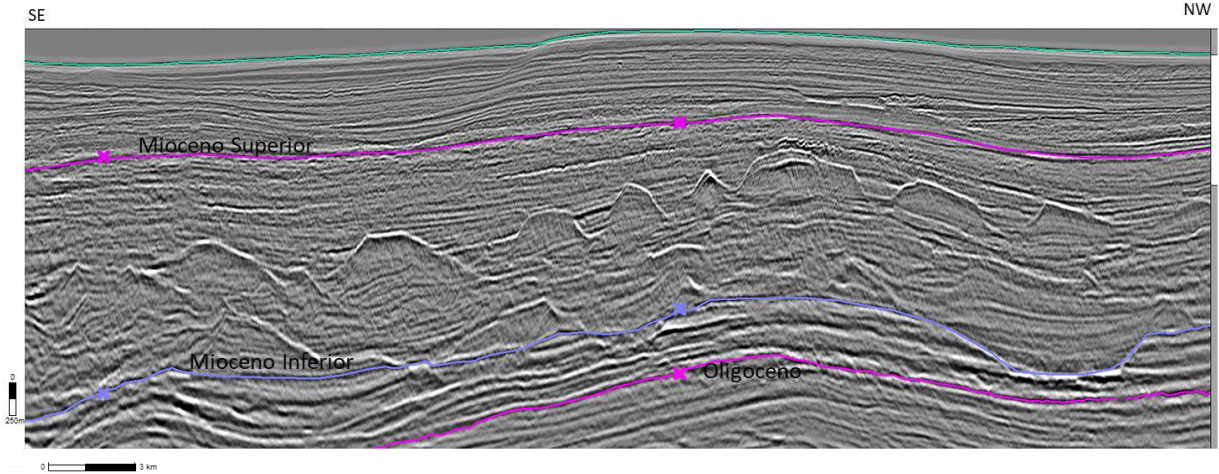


Legenda: Mapa de fácies para a seção do Mioceno da parte norte das Cordilheiras Mexicanas. Notar as diversas entradas de sedimentos turbiditos para o interior da bacia, identificada como cânions na sísmica.

Fonte: CNH, 2015.

Além dos mapas ocorrem as feições de sismofácies de cânions, sinalizando que ocorreu uma diminuição relativa do nível do mar e posterior *input* de sedimentos para dentro da bacia (Figura 44).

Figura 44 - Seção sísmica mostrando feições de sismofácies de cânions na base do Mioceno.



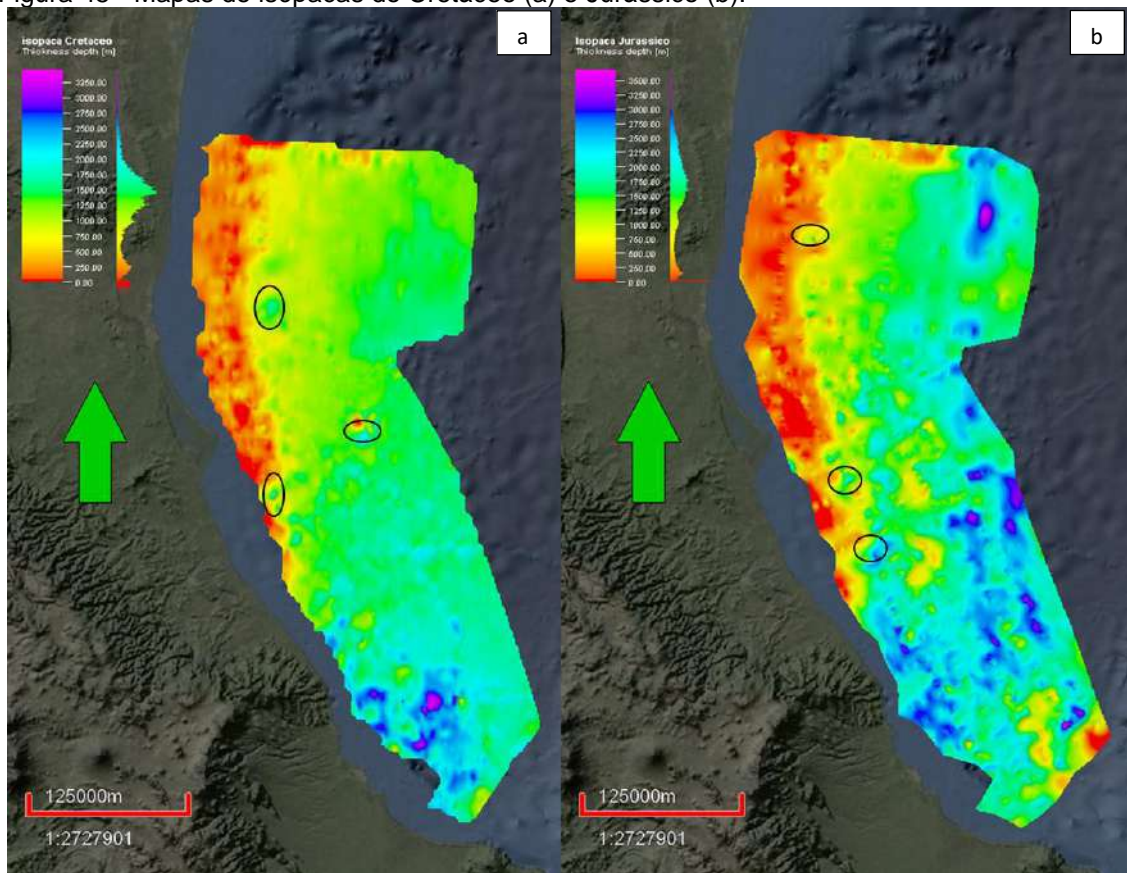
Legenda: Cânions (representados na cor vermelha) presentes na área estudada afetando estratos sedimentares do Neógeno e caracterizando rotas de transporte de sedimentos para dentro da bacia. Dado sísmico cortesia da TGS.

Fonte: O autor, 2020.

O mapa de isópacas do Paleógeno não apresentou características deposicionais de siliciclásticos, mantendo isópacas quase constantes em toda sua extensão.

Os mapas de isópacas do Cretáceo e do Jurássico apresentam zonas de fechamento estruturais associadas à diminuição da espessura, características de ambientes carbonáticos (Figura 45), porém não são objetivos desta dissertação, ficando como potencial para futuros estudos.

Figura 45 - Mapas de isópacas do Cretáceo (a) e Jurássico (b).



Legenda: Ambos os mapas apresentam indicação de afinamento sedimentar que sugerem a presença de rochas carbonáticas, mas que não serão abordadas nessa dissertação. Como exemplo, foram indicadas algumas possíveis construções com *outline* de cor preta.

Fonte: O autor, 2020.

Baseado nas descrições acima expostas e nos trabalhos de Weimer (1990), Madoff (2009) e Posamentier (2003), foram identificadas seis sismofácies principais na região estudada, as quais são mostradas na Tabela 2 e analisadas nos itens a seguir.

Tabela 2 - Síntese das diferentes fácies encontradas na área mapeada.

Fácies 2D	Amplitude	Continuidade	Arquitetura Interna	Forma Externa	Superfície de limite Inferior
Transporte de Massa	Alta a baixa/ Transparente	Alta a moderada	Hummocky e caótica	Cunha ou lenticular	Erosional, Cicatriz ou baixo ângulo
Turbidito Canalizado	Alta	Baixa	Concava, lenticular	Lenticular	Erosional ou baixo ângulo
Lobos Turbidíticos	Alta	Moderada	lenticular ou tabular	Tabular	Baixo ângulo
Turbidito lamoso e hemipelágico	Alta a baixa/ Transparente	Alta	Planar e paralela	Cunha, lenticular, ou tabular	Planar
Rochas Ígneas	Alta	Baixa	Caótica	Cunha	Planar
Contornito	Baixa	Baixa	Sigmoidal	Sigmoidal	Planar a erosional

Fonte: O autor, 2020.

5.2 Complexo de transporte de massa (CTM)

A fácies típica dos complexos de transporte de massa (CTM) é caracterizada por reflexões caóticas (no estilo *hummocky*) e geometria externa variável, geralmente com forma de cunha ou lenticular e uma superfície inferior erosiva. Os CTMs representam um espectro de fenômenos gravitacionais. Embora a subdivisão dos CTMs em *slides*, *slumps* e fluxo de detritos possa ser feita em escala de afloramento e testemunho, comumente eles estão abaixo da resolução do dado sísmico (McHugh et al., 2002). Por esta razão, neste trabalho, os depósitos associados a falha em sedimentos foram agrupados dentro da assembleia de fácies de transporte de massa.

A litologia dos CTMs depende primariamente dos sedimentos dos quais eles foram derivados. Os CTMs, caracterizados por reflexões de baixa amplitude são interpretados como compostos de depósitos uniformes de grãos finos; as unidades que apresentam alta e baixa amplitude são inferidas como heterolíticas (sedimentos lamosos intercalados com depósitos de grãos grossos ou arenosos). O transporte e a deposição dos CTMs são influenciados pela topografia pré-existente; deslizamentos e fluxos são coesivos, porém comumente o CTM recebe água enquanto ativo, sendo que a consolidação ocorre rapidamente após sua deposição (McHugh et al., 2002; Posamentier e Kolla, 2003; Moscardelli et al., 2006).

A borda principal é encurtada e espessada durante o transporte, com o desenvolvimento de empurrões sin-deposicionais, dobras e estruturas caóticas (Martinez et al., 2005).

Incisões acompanham o movimento de descida, com a incorporação de material sotoposto dentro do complexo em evolução, e continua até o material tornar-se desagregado ou começar a hidroplanar na quebra do talude (Posamentier e Kolla, 2003). A profundidade da incisão é maior abaixo da parte mais espessa do depósito e diminui na direção *downdip* e margem lateral.

5.3 Turbiditos lamosos e hemipelágicos

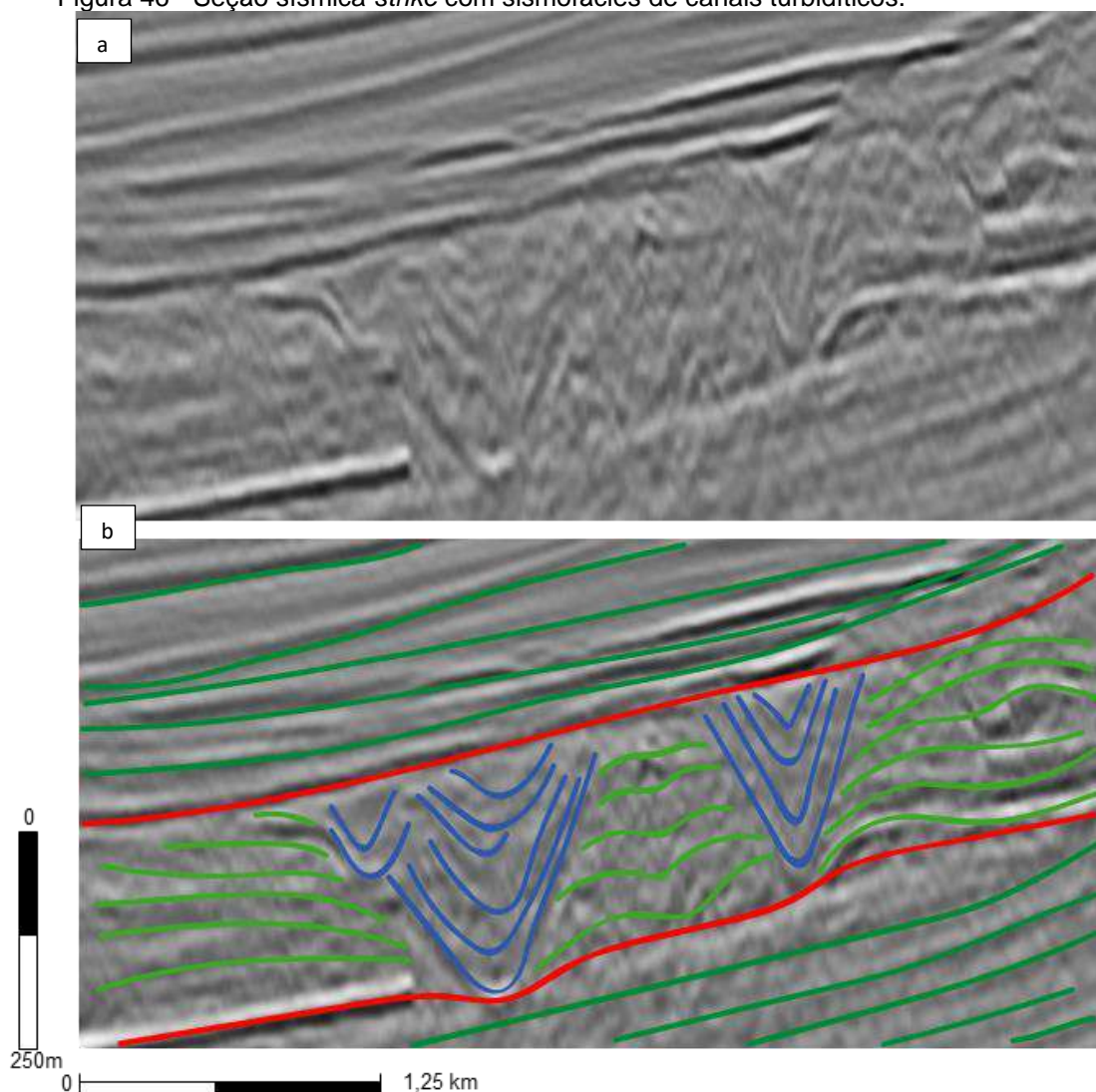
A fácies característica de sedimentação hemipelágica é caracterizada por refletores com geometria paralela com grande extensão e baixa amplitude. Esta é uma

fácies não erosiva e que exibe alta homogeneidade lateral (Tabela 2). Ela é interpretada por representar uma combinação de turbiditos ricos em lammas, depósitos hemipelágicos (*drapes*) e intervalos condensados.

5.4 Canais turbidíticos

A fácies característica de turbidito apresenta-se de duas formas distintas: em formas de canais turbidíticos e espriamento ou lobos. A primeira é caracterizada por fácies de alta amplitude e canalizadas com refletores em forma lenticular e limitadas na base por superfície erosional ou de baixo ângulo (quando visto em seção *strike*) (Figura 46). Esta característica de alta amplitude, falta de continuidade lateral e morfologia em forma de fita (quando vista em planta) é considerada a identificação convencional para turbiditos arenosos canalizados por processos gravitacionais (Weimer, 1990 e Posamentier e Kolla, 2003). Em situações onde turbiditos de alta densidade preenchem os canais, os *levees* não são bem desenvolvidos, pois não há lama disponível para construir estas características (Posamentier e Kolla, 2003).

Figura 46 - Seção sísmica *strike* com sismofácies de canais turbidíticos.



Legenda: Seção sísmica não interpretada (a) e interpretada (b) mostrando canal turbidítico com migração lateral em azul. Traços em verde claro interpretação de *overbank*. Dado sísmico cortesia da TGS.

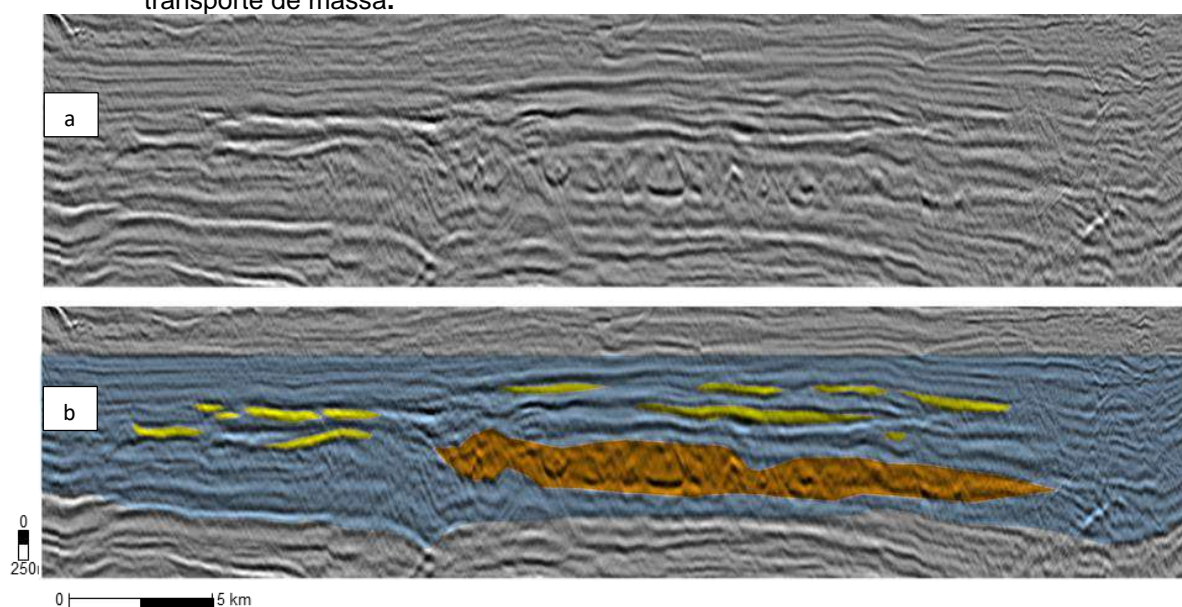
Fonte: O autor, 2020.

5.5 Lobos turbidíticos

A segunda forma de apresentação é caracterizada por não estar confinada em um canal principal, e por apresentar fácies de alta amplitude, maior continuidade lateral e forma de lobos (quando vista em planta), sendo que neste trabalho a resolução espacial utilizando linhas espaçadas em cerca de 25 km não permitiu tal interpretação (Figura 47).

Segundo Posamentier e Kolla (2003), a transição de um fluxo relativamente confinado para um sem confinamento, dentro de complexos de espriamento, pode estar relacionada com: 1) Progressiva diminuição das alturas dos *levees*, onde a parte de alta densidade em que o fluxo turbidítico flui não é mais confinada, ou 2) Uma marcante redução do gradiente do canal. A precisa locação desta transição é primariamente o resultado de fluxo turbidíticos incluindo razão de areia para lama, volume do fluxo e altura, e velocidade do fluxo. Tal transição do sistema estaria associada com a progressiva diminuição dos tamanhos de grãos no sistema de suprimento na margem plataformal superior.

Figura 47 - Seção sísmica com sismofácies de espriamento turbidítico, depósitos hemipelágicos e transporte de massa.



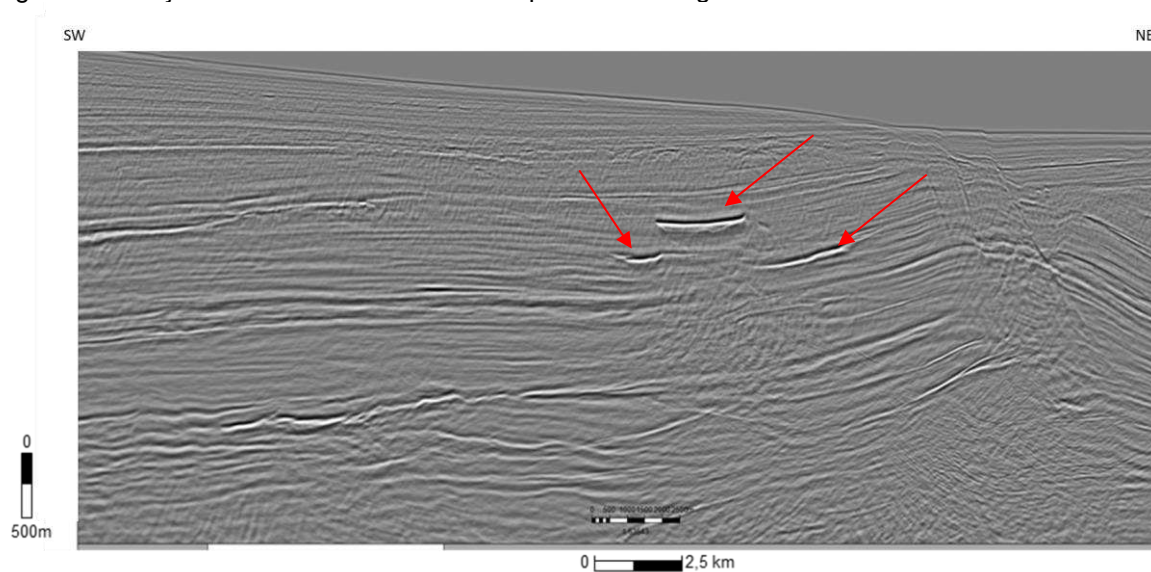
Legenda: Seção horizontalizada do Mioceno Inferior, na parte superior não interpretada (a) e na parte inferior (b) mostrando fácies associados a transporte de massa (cor laranja), lobos turbidíticos (cor amarela) e depósitos hemipelágicos (cor azul). Dado sísmico cortesia da TGS.

Fonte: O autor, 2020.

5.6 Rochas ígneas

As fácies menos importantes (e que também ocorrem na região estudada) são rochas ígneas que ocorrem como corpos tabulares com contornos de alta amplitude e fácies de depósitos atuais de ambiente profundo (Figura 48).

Figura 48 - Seção sísmica com sismofácies típicas de *sills* ígneos.



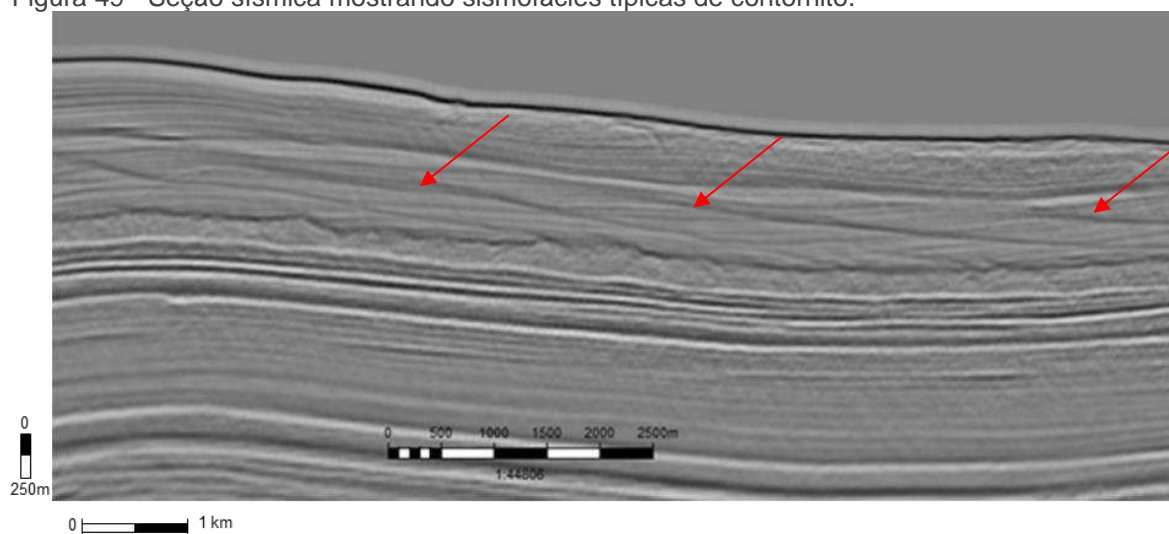
Legenda: Seção mostrando fácies de alta amplitude e forma tabular no Mioceno Superior (setas vermelhas). Dado sísmico cortesia da TGS.

Fonte: O autor, 2020.

5.7 Contornitos

Nas regiões mais distantes da plataforma, foram identificadas feições próximas ao fundo do mar, em profundidades que variam de 0 a 500 m, características de contornito. Essas sismofácies apresentam forma sigmoidal com mergulho para o interior da bacia (Figura 49).

Figura 49 - Seção sísmica mostrando sismofácies típicas de contornito.

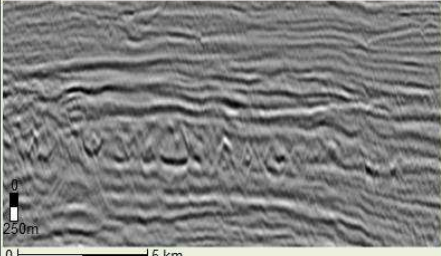
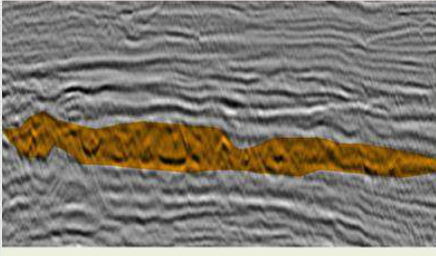
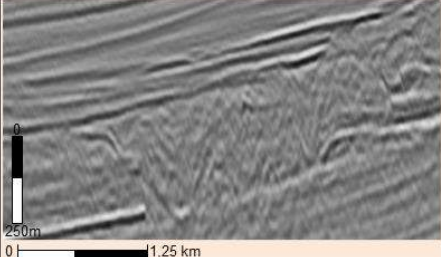
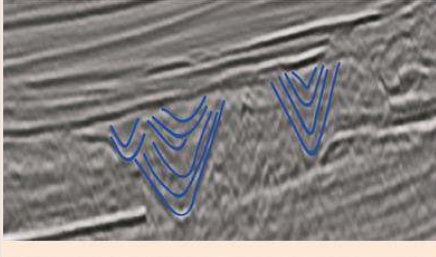
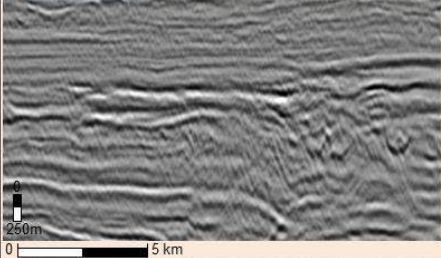
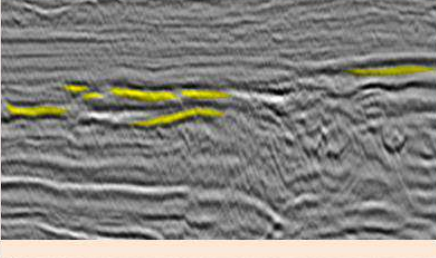
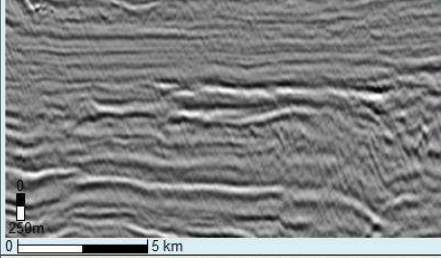
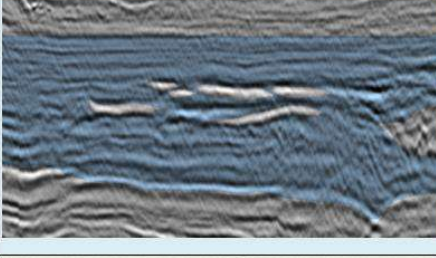
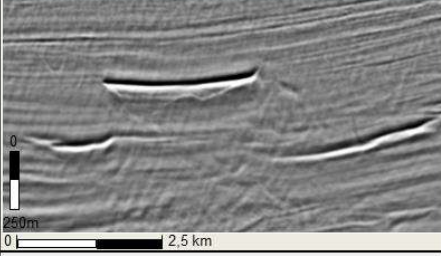
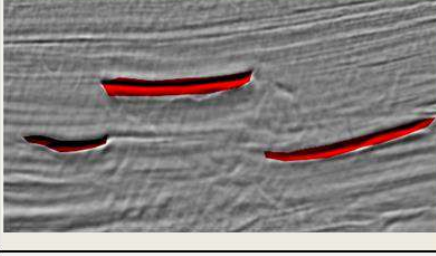
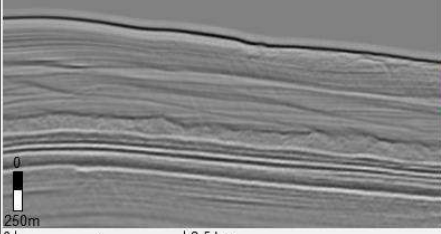
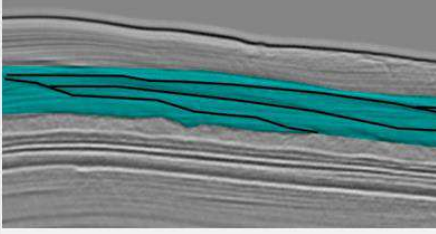


Legenda: Seção mostrando fácies de alta amplitude e forma sigmoidal no Neógeno (setas vermelhas).
Dado sísmico cortesia da TGS.

Fonte: O autor, 2020.

A Tabela 3 abaixo, sintetiza as seis sismofácies identificadas neste trabalho. Na primeira coluna tem-se os nomes das fácies identificadas em dados sísmicos 2D, na segunda coluna a seção sísmica não interpretada e na terceira coluna a feição interpretada na sísmica.

Tabela 3 - Imagem das diferentes fácies identificadas nos dados sísmicos.

Fácies 2D	Feição Sísmica	Feição Sísmica Interpretada
Transporte de Massa		
Turbidito Canalizado		
Lobos Turbidíticos		
Turbidito lamoso e hemipelágico		
Rochas Ígneas		
Contornito		

Fonte: O autor, 2020. Dado sísmico cortesia da TGS.

6 CARACTERIZAÇÃO DOS DEPÓSITOS TURBIDÍTICOS

No artigo “Turbidity Currents as a Cause of Graded Bedding” (Kuenen e Migliorini, 1950), que resume experimentos físicos em correntes de turbidez de alta densidade, e desenvolveu trabalho de campo nos Apeninos, sugeriu-se que as camadas com gradação normal depositadas em contexto marinho profundo seriam o produto da deposição daquelas correntes. A partir daí as correntes de turbidez foram consideradas como os principais agentes de transporte de grandes volumes de sedimentos para o mar profundo.

A deposição de sedimentos no fundo marinho é grandemente influenciada pelos fluxos gravitacionais em sistemas ativos de águas profundas. No caso do fluxo gravitacional, o sedimento é movido pela gravidade e seu conseqüente deslocamento impele o fluido intersticial; ou seja, o sedimento carrega o fluido. Já no fluxo gravitacional de fluido em uma corrente fluvial ou oceânica é o próprio fluido que será movido pela gravidade, tal qual seu nome sugere; logo, pode-se dizer que nesse caso o fluido carrega o sedimento (Allen, 1971).

Os fluxos gravitacionais geram uma grande variedade de fácies sedimentares, conectadas do ponto de vista genético. A intercorrência se dará desde acúmulos simples de sedimentos associados a deslizamentos de massa sem ordenação interna até depósitos sedimentares compostos por correntes de turbidez com alto nível de estruturação interna (Carminatti, 1994 *apud* D’Ávila e Paim, 2003)

Uma classificação mais criteriosa a partir dos membros finais dos processos deposicionais foi proposta por Lowe (1982) (Tabela 4). Segundo o autor, as transformações que poderiam ocorrer entre os diferentes fluxos gravitacionais de sedimentos e suas correspondentes reologias fundamentariam a separação dos membros finais.

Tabela 4 – Nomenclatura de fluxos gravitacionais de sedimentos baseada no comportamento reológico e mecanismos de suporte para diversos tipos de fluxos gravitacionais de sedimentos.

Comportamento do fluxo	Tipo de fluxo		Mecanismo de suporte de sedimento
Fluido	Fluxo fluidal	Corrente de turbidez	Turbulência
		Fluxo fluidizado	Suporte total pelo escape de fluidos dos poros
		Fluxo liquefeito	Suporte parcial pelo escape de fluidos dos poros
Plástico	Fluxo de detritos	Fluxo de grãos	Pressão dispersiva
		Fluxo de detritos coesivos	Coesão de matriz

Fonte: Lowe, 1979.

Para fins de classificação, considera-se que os fluxos gravitacionais são sempre híbridos, sendo definidos pela concomitância de ao menos duas estruturas de suporte de partículas, o que confere uma variabilidade de reações ao longo da corrente. Há ocorrência de modificações entre os estados laminar e turbulento à medida que o fluxo de sedimentos se desenvolve.

Fluxo Fluidizado (escape de fluido): Os fluxos liquefeitos e fluidizados, separados por Lowe (1979 e 1982), compreendem altas concentrações de grãos, que são mantidos em suspensão pela elevada pressão de poro e com o movimento de fluido ascendente. O movimento do corpo “sedimento + água” é mantido através do equilíbrio dos fluidos que tendem a ser expulsos para cima, ao mesmo tempo em que uma “chuva” de grãos maiores e mais densos tendem a decantar, estabelecendo uma competição que eleva a pressão dos poros até o ponto em que o fluido rompe a barreira dos grãos e escapa pelos espaços intergranulares. Esse tipo de fluxo é capaz de se manter em taludes de pequenas inclinações ($< 3^\circ$). Enquanto houver suficiente aceleração do fluxo e pressão de poros elevada, os grãos serão mantidos suspensos pelo fluido, promovendo a sua perpetuação. Assim que esse equilíbrio for quebrado (desaceleração ou diminuição da quantidade de água no sistema), o material tenderá a ser depositado, havendo a reaproximação dos grãos e atingindo-se as condições de congelamento friccional (D’Ávila e Paim, 2003).

Fluxo de Grãos (pressão dispersiva): Este mecanismo é caracterizado pela manutenção da suspensão pelas colisões entre os grãos (pressão dispersiva), e pela baixa concentração de sedimentos finos. Devido à falta de matriz, esse fluxo só poderá se desenvolver em taludes mais íngremes, onde o ângulo de resistência inicial tenha sido excedido. Quando o gradiente do terreno diminui, o atrito sobrepõe a

movimentação e o fluxo de grãos se deposita por congelamento friccional (D'Ávila e Paim, 2003).

Fluxo Coesivo (coesão da matriz): Fluxos Coesivos são fluxos plásticos, ricos em sedimentos, saturados em água, que depositam sedimentos *en masse* quando a tensão cisalhante cai abaixo da resistência da matriz. O suporte dos clastos maiores nesses fluxos é uma combinação de força coesiva da matriz, fluatibilidade e pressão dispersiva (Lowe, 1979). A interação entre os grãos nesse tipo de fluxo é muito reduzida pela presença da matriz, caracteristicamente coesiva pela presença dos argilo-minerais (D'Ávila e Paim, 2003). Essa granulometria possui, portanto, três funções principais nesse processo: (i) a sua alta concentração promove o aumento da densidade do corpo gravitacional, aumentando a “bouyance” (empuxo) que atua nas partículas mais grossas; (ii) ocorre a diminuição da permeabilidade do meio, resultando no aumento da pressão dos poros; (iii) a presença de argila promove também uma coesão maior do fluxo, diminuindo a mobilidade das partículas mais grossas devido ao aumento da viscosidade aparente (Postma et al., 1988). A matriz coesiva, uma mistura de material siltico-argiloso e fluido intersticial, suporta o peso dos clastos e também forma um filme que lubrifica a superfície dos grãos, reduzindo o atrito e permitindo que os fluxos de detritos fluam por grandes distâncias; mesmo em declives suaves (1° a 2° de inclinação).

Fluxo Turbulento (turbulência): O fluxo turbulento é caracterizado por deslocamento de alta velocidade e maior densidade em meio à água do mar ou lago, devido à grande quantidade de sólidos e suspensos e ao gradiente gravitacional. A presença de finos também é importante nesse processo, pois aumenta a densidade da corrente e auxilia na geração da turbulência, agindo na lubrificação dos grãos maiores (D'Ávila e Paim 2003).

Correntes de turbidez de alta densidade: Nesse tipo de fluxo, as partículas são suportadas pela turbulência do fluxo em alta concentração de sedimento.

Correntes de turbidez de baixa densidade: As partículas nesse tipo de fluxo são suportadas pela turbulência do fluxo, devido a sua baixa energia, não sendo capaz de transportar sedimentos grossos por longas distâncias.

Os turbiditos ganharam uma grande aceitação universal após o trabalho de Arnold Bouma no Grès de Annot, dos Alpes Marítimos Franceses. Neste local, Bouma reconheceu em 1962 que os turbiditos ocorriam sob a forma de camadas que continham intervalos reconhecidos, com a denominação de a a e.

Segundo o esquema de Bouma (1962), os turbiditos são divididos em cinco intervalos, de Ta a Te, considerando-se um nível de energia decrescente de baixo para cima (Figura 50). Segue a descrição sucinta dos intervalos de Bouma.

- a) O intervalo Ta é o de maior energia e conseqüentemente o de maior granulometria. Resulta da deposição rápida a partir de transporte por suspensão, com depósitos formados por areia grossa a conglomerática;
- b) O intervalo Tb é formado em condições de regime de fluxo superior. São característicos deste intervalo depósitos de areia média a grossa com estratificação plano-paralela;
- c) O intervalo Tc é formado em condições em que ocorre a alternância de decantação e tração em um regime de fluxo inferior, caracterizam-se pela presença de areia fina com laminação cruzada cavalgante;
- d) O intervalo Td é formado pela decantação do material em suspensão na corrente de turbidez, sendo constituído por intercalações de silte e argila;
- e) O intervalo Te superior é formado pela decantação de pelitos pelágicos da bacia sedimentar.

Figura 50 - Modelo de Bouma (1962) para turbiditos clássicos.

	φ	Divisões de Bouma (1962)	Interpretação atual Lowe (1982) e Mutti (1992)
	Lama	E - Lama homogênea ou laminada	Corrente de turbidez de baixa densidade desacelerante: decantação pelágica / hemipelágica
	Silte	D - Lama / silte laminado	Tração + decantação
	Areia	C - <i>Ripples</i> cavalgantes, lâminas onduladas ou convolutas	- sob regime de fluxo inferior
	Areia grossa	B - Laminação plano-paralela	- sob regime de fluxo superior
		A - Areia a grânulos gradada ou maciça	Corrente de turbidez de alta densidade desacelerante: deposição <i>en masse</i> dos grãos (<i>frictional freezing</i>)

Legenda: Modelo de Bouma para turbiditos clássicos. Divisão A ou gradacional, B com laminação plano- paralela, C com estratificação *ripple*, D laminação de silte e argila, e E pelítico. Na tabela ao lado reinterpretação do Modelo conforme Lowe (1982) e Mutti (1992).

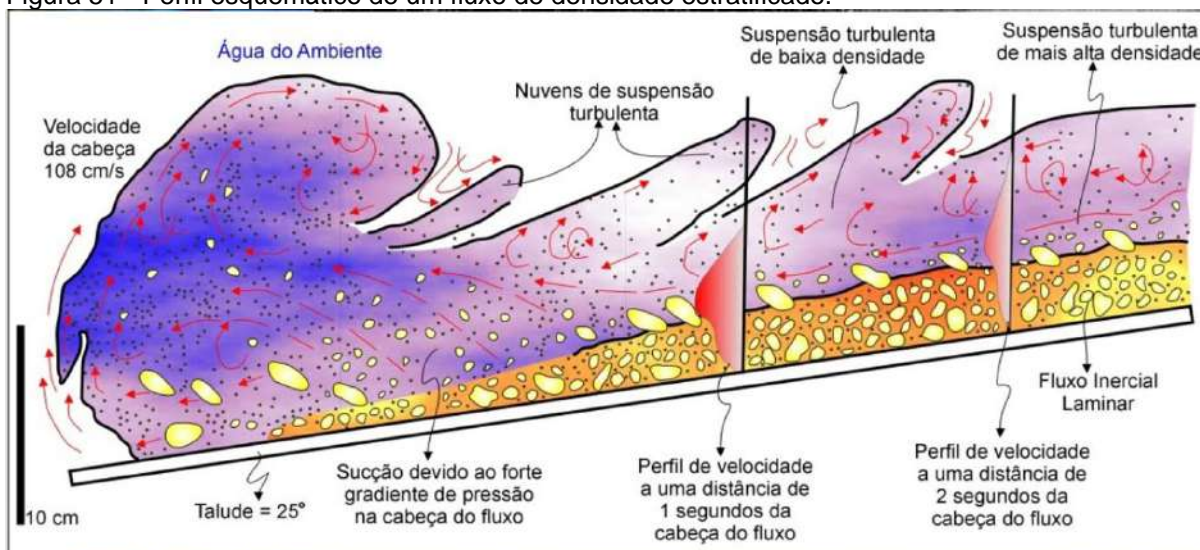
Fonte: D'Ávila e Paim, 2003.

Mutti (1992) também considerou outro fenômeno, conhecido por saltos hidráulicos, que representam mudanças nos processos de sustentação e comportamento da corrente, causando a deposição de fácies específicas características de cada salto. O salto hidráulico principal separa a zona de transferência, onde dominam a erosão pronunciada, o *bypass* de sedimentos, a ocorrência de camadas lenticulares de conglomerados a arenitos grossos depositados em correntes de turbidez cascalhosas de alta densidade, da zona de acumulação de sedimentos, onde dominam superfícies erosivas mais planas, e as correntes de turbidez arenosas de alta e baixa densidade. Com o salto hidráulico, a corrente recupera sua energia, sendo reacelerada, segregando as populações de grãos e permitindo o transporte do material de granulometria mais grossa até regiões mais distais da bacia (D'Ávila e Paim, 2003).

Os principais parâmetros que influenciam no desenvolvimento de um sistema turbidítico são: tectônica, clima, sedimentação e flutuações do nível do mar. Estes parâmetros interagem entre si com diferentes intensidades, variando de acordo com tempo e contexto geológico. Embora esses parâmetros não sejam quantitativos, eles auxiliam na obtenção de maior conhecimento sobre o contexto e arquitetura geral da área de estudos (Bouma, 2000).

Um corpo de uma corrente de turbidez pode ser dividido em três partes principais: cabeça, corpo e cauda (Figura 51). A cabeça representa a porção frontal, onde ocorre intensa turbulência e erosão do substrato, podendo ser até duas vezes mais espessa que o resto do fluxo. O corpo é expresso pela região central, que fica atrás da cabeça e tem espessura quase constante. A cauda é a parte que afina mais rapidamente e se torna mais diluída (Postma et al., 1988)

Figura 51 - Perfil esquemático de um fluxo de densidade estratificado.



Legenda: Esquema geométrico e sedimentológico de um fluxo turbulento de alta densidade, mostrando a base com fluxo trativo laminar e o topo com um fluxo turbulento, onde predomina a suspensão.

Fonte: Postma et al., 1988.

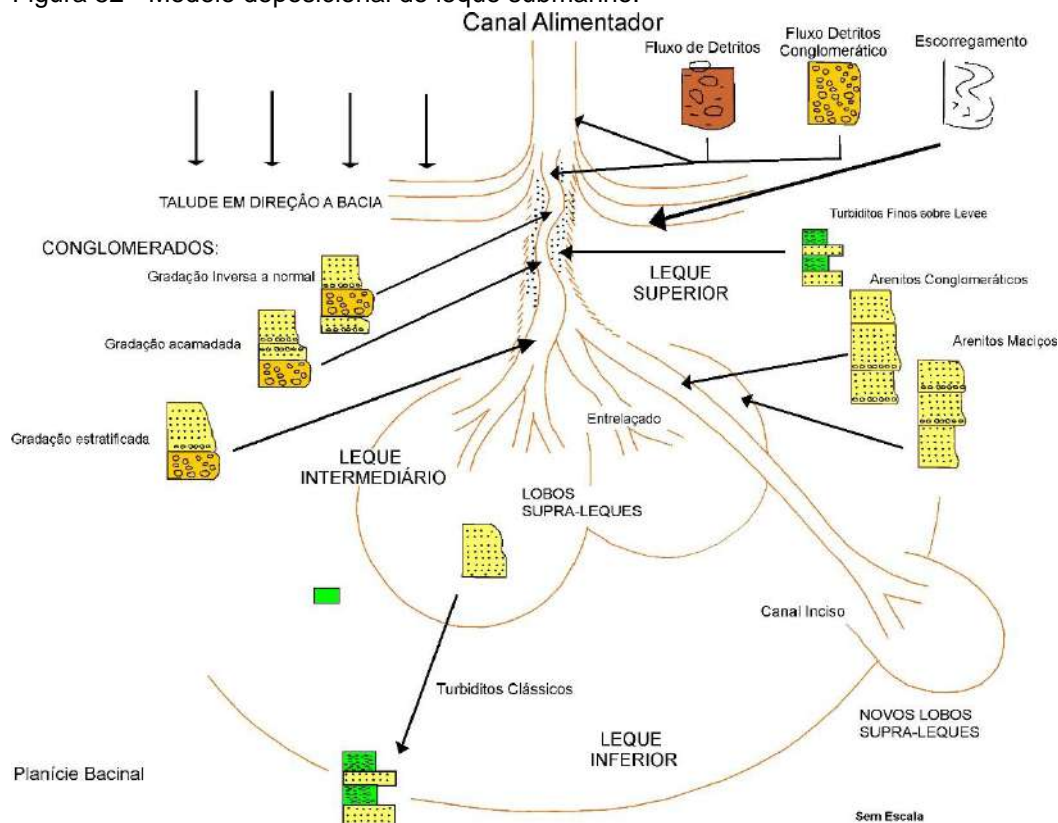
Numa corrente bipartida, a eficiência deve ser considerada separadamente para cada camada do corpo. Na camada basal, a eficiência em transportar, por grandes distâncias, sedimentos de granulometria matacão até areia grossa está relacionada basicamente à taxa de escape de água e à quantidade de finos presentes. Quanto mais rápido o escape de fluidos, mais rapidamente será depositada a carga. A eficiência do fluxo turbulento superior está relacionada com a turbulência gerada na interface das camadas granular e turbulenta, que depende da quantidade de finos, vindos da camada inferior (D'Ávila e Paim, 2003).

Ao longo da década de 70, pesquisas indicaram que a sequência de Bouma era uma feição restrita a turbiditos de grão fino-médio, com camadas arenosas intercaladas a folhelhos, originados de correntes de turbidez diluídos de baixa densidade, vindo a contribuir o que posteriormente passou-se a denominar como "turbiditos clássicos" (Walker, 1978) ou *Thin Bedded Turbidites* (TBT), por Mutti (1992). Trabalhos de Middleton e Hampton (1973), Lowe (1982) e Mutti (1992) mostraram que as correntes de turbidez representam os membros finais de um amplo espectro de processos de transporte e deposição, compostos pelos fluxos de detritos, granulares, fluidizados e turbulentos densos (D'Ávila e Paim, 2003).

Na tentativa de unificar os esquemas da classificação e os diversos termos usados (turbiditos, fluxoturbiditos, depósitos do fluxo de grão, *neptunites*, etc.), Walker (1978) introduz os membros da família, que continuam em uso. Desse modo, a família

dos arenitos de água-profunda inclui os turbiditos clássicos, junto com outras fácies mais grossas, tais como arenitos seixosos e conglomerados (Figura 52).

Figura 52 - Modelo deposicional de leque submarino.



Legenda: Modelo de leque submarino prevendo a ocorrência dos arenitos de águas profundas.
Fonte: Modificada de Walker. 1978.

Mutti (1992) propôs uma classificação de fácies turbidíticas composta por um conjunto de nove fácies básicas e três acessórias, os quais foram associadas às transformações de fluxo. Nessa classificação, considera-se as fácies de turbidito como fragmentos repentinos de um processo contínuo de transporte e deposição, onde cada uma apresenta características que as distinguem das demais (Figura 53).

Os depósitos da fácies F1 são formados pela interrupção de um movimento de massa coeso (*debris flow*). São caracterizados por:

- Apresentar feições de fluxo plástico, composto por matriz argilosa com clastos (de granulometria calhau até matacão) flutuantes;
- Clastos maiores tendem a acumular-se em direção ao topo da camada e a se projetar além dela. A presença de clastos muito maiores do que a média sugere fluxos de alta densidade com força de matriz suficiente para a sua sustentação.

Quando um fluxo de massa sofre transformações de superfície, ele dá origem a uma corrente de turbidez hiperconcentrada. A porção mais densa da corrente, ao sofrer congelamento por coesão, forma depósitos conglomeráticos da fácies F2, que apresentam as seguintes características:

- a) Ocorrem em cortes basais profundos;
- b) Contém grandes intraclastos de argila removidos do substrato;
- c) Clastos maiores flutuam em matriz composta de lama, cascalho e areia, mas a rocha é suportada pelos grãos;
- d) Preferencialmente, os clastos maiores ocorrem na parte inferior da camada.

Quando a transformação do fluxo coeso em hiperconcentrado é incompleta, a parte não transformada origina a Fácies Conglomerática Residual (FCR), composta por lentes basais delgadas de F1 com topo abrupto. Comumente, observa-se as fácies FCR recoberta pelas fácies F2. Os depósitos da fácies F3 são gerados pela perda progressiva de força de uma corrente de turbidez hiperconcentrada. Esses depósitos tomam a forma de um resíduo basal de clastos mais grossos, com as seguintes características:

- a) Conglomerados suportados por clastos, em geral sem matriz, limitados por superfícies erosivas na base;
- b) Organização interna variável, em geral sem estratificação ou com gradação inversa;
- c) Forma de lentes limitadas por superfícies erosivas, na porção basal de sequências de preenchimento de canais.

Após se livrarem da carga mais pesada, as correntes hiperconcentradas originam as correntes de turbidez supercríticas, através de uma transformação de superfície. As fácies de granulação grossa, F4, F5 e F6, bem como os sedimentos FO, a elas associados, são formados pela perda de competência e por transformações ocorridas na origem e na extremidade das correntes supercríticas acima citadas.

Os sedimentos FO (Fácies ondulada) compreendem camadas delgadas de areia seixosa, com laminação ondulada incipiente. De origem ainda duvidosa, pode resultar de regime de fluxo superior formado na transformação de uma corrente

hiperconcentrada em uma supercrítica. Os sedimentos FO em geral ocorrem sobre a fácies F2 e são recobertos por depósitos de F4.

Os depósitos da fácies F4 apresentam-se como carpetes de tração relativamente espessos de grãos grossos, identificados por nítida estratificação plano-paralela.

Os depósitos da fácies F5 são formados por “congelamento” rápido da corrente de turbidez supercrítica, apresentando as seguintes características:

- a) São arenitos grossos conglomeráticos, bastante mal selecionados;
- b) Comumente ocorrem feições de escape de fluídos;
- c) Não apresentam estratificação interna, mas podem mostrar gradação normal.

A fácies F6 é o resíduo basal originado pelo salto hidráulico, o qual transforma uma corrente de turbidez supercrítica em subcrítica. A consequente dilatação da corrente permite que os grãos mais grossos decantem através dela, sendo tracionados e organizados em forma de leito ao longo do fundo. São características da fácies F6:

- a) Granulação grossa;
- b) Formas de leito de *Megaripples*;
- c) Sucessão vertical de estratificação horizontal (carpetes de tração) / estratificação cruzada de médio porte / estratificação cruzada de pequeno porte.

Após um salto hidráulico, as correntes de turbidez subcríticas originam os depósitos das fácies de granulação fina, F7, F8 e F9, cujo final de deposição se dá quando decanta a carga suspensa do tamanho argila. Os depósitos da fácies F7 são formados por areia fina organizadas em delgados carpetes de tração, com as seguintes características:

- a) Apresentam gradação normal;
- b) Formam um conjunto de lâminas com adelgaçamento progressivo para cima.

Os sedimentos da fácies F8 são camadas de areia fina e maciça, depositadas principalmente por suspensão.

Os sedimentos da fácies F9 são depositados por processos de tração e suspensão, em correntes de turbidez subcríticas declinantes. Suas características principais são:

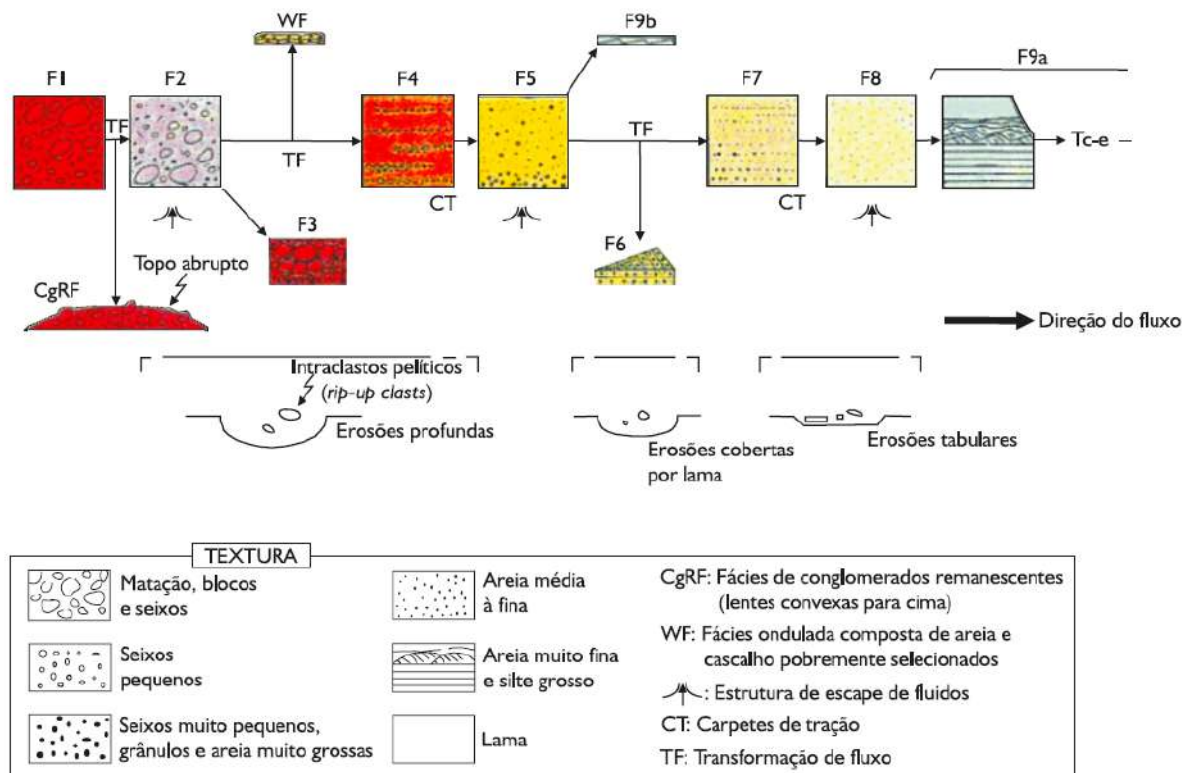
- a) Granulometria muito fina e siltica;
- b) Divisão laminadas por corrente;
- c) Capeamento por argilito maciço.

As fácies F9 admitem subdivisão em F9a e F9b. A subfácies F9a equivale a tradicional Sequência de Bouma, sem a divisão Ta:

- a) Te – pelitos em suspensão;
- b) Td – siltitos laminados;
- c) Tc – arenitos muito finos com *ripples* ascendentes;
- d) Tb – carpetes de tração de arenitos finos.

A subfácies F9b é menos organizada que a F9a, podendo conter sedimentos mais grossos e apresentar maior razão areia/lama. Resultado de fluxos com pequenas quantidades de finos em suspensão, a subfácies F9b representa uma expressão imatura da deposição de correntes de turbidez subcríticas.

Figura 53 - Modelo de um sistema turbidítico de acordo com Mutti (1992).



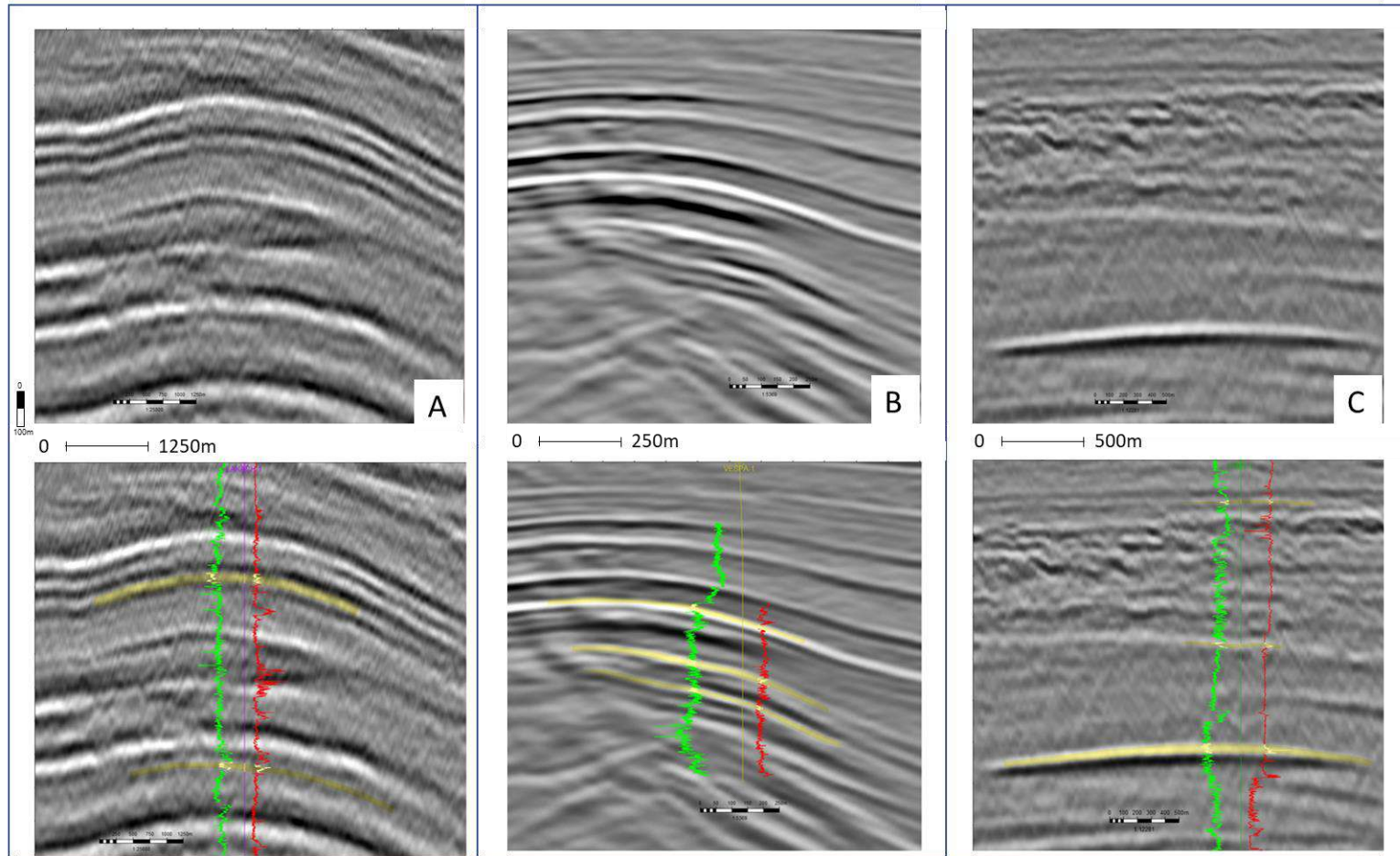
Legenda: As nove fácies turbidíticas de uma corrente de turbidez ideal que tenha tido aceleração suficiente e que dispusesse de todas as populações de tamanho de grão (Mutti, 1992)
Fonte: D'Ávila e Paim, 2003.

As fácies turbidíticas não apresentam distribuição homogênea, tanto em área como em espessura. Decréscimos significativos no gradiente do substrato podem provocar perda rápida de competência do fluxo gravitacional, causando a formação de espessos depósitos de fácies de granulação muito grossa, em detrimento das demais. Por outro lado, um perfil fisiográfico mais suave pode levar a uma deposição mais gradativa dos sedimentos grossos, aumentando o volume das fácies de granulação fina (Mutti et al., 2003).

Neste trabalho a caracterização das fácies de turbiditos e sedimentos hemipelágicos, além das fácies sísmicas, foi calibrada a partir de dados de poços, especificamente Vespa-1, Lakach-1 e Piklis-1 (Figura 54). Nos poços os turbiditos são identificados quando há relativa diminuição dos valores da curva de raios gama (em verde) e aumento da resistividade (curva vermelha), quando o reservatório está preenchido por gás. Em alguns casos, os turbiditos apresentam fácies com amplitudes baixas, que são relacionadas a maior conteúdo de material de granulação fina (silte e

argila). Variação litológica dos turbiditos também pode ser observada, sendo que os sedimentos provenientes de área fonte a norte-noroeste apresentam granulação fina a média, com grãos regularmente selecionados, mal consolidados e com porosidade primária visual com cimento calcário; já os turbiditos com proveniência do sul-sudoeste, apresentam grãos finos subangulosos a subarredondados regularmente selecionado com fragmentos líticos (rochas vulcânicas intermediárias, vulcanoclásticas, arenitos e argilitos), com porosidade intergranular de aproximadamente 10%.

Figura 54 - Calibração das fácies sísmicas turbidíticas com os perfis elétricos.



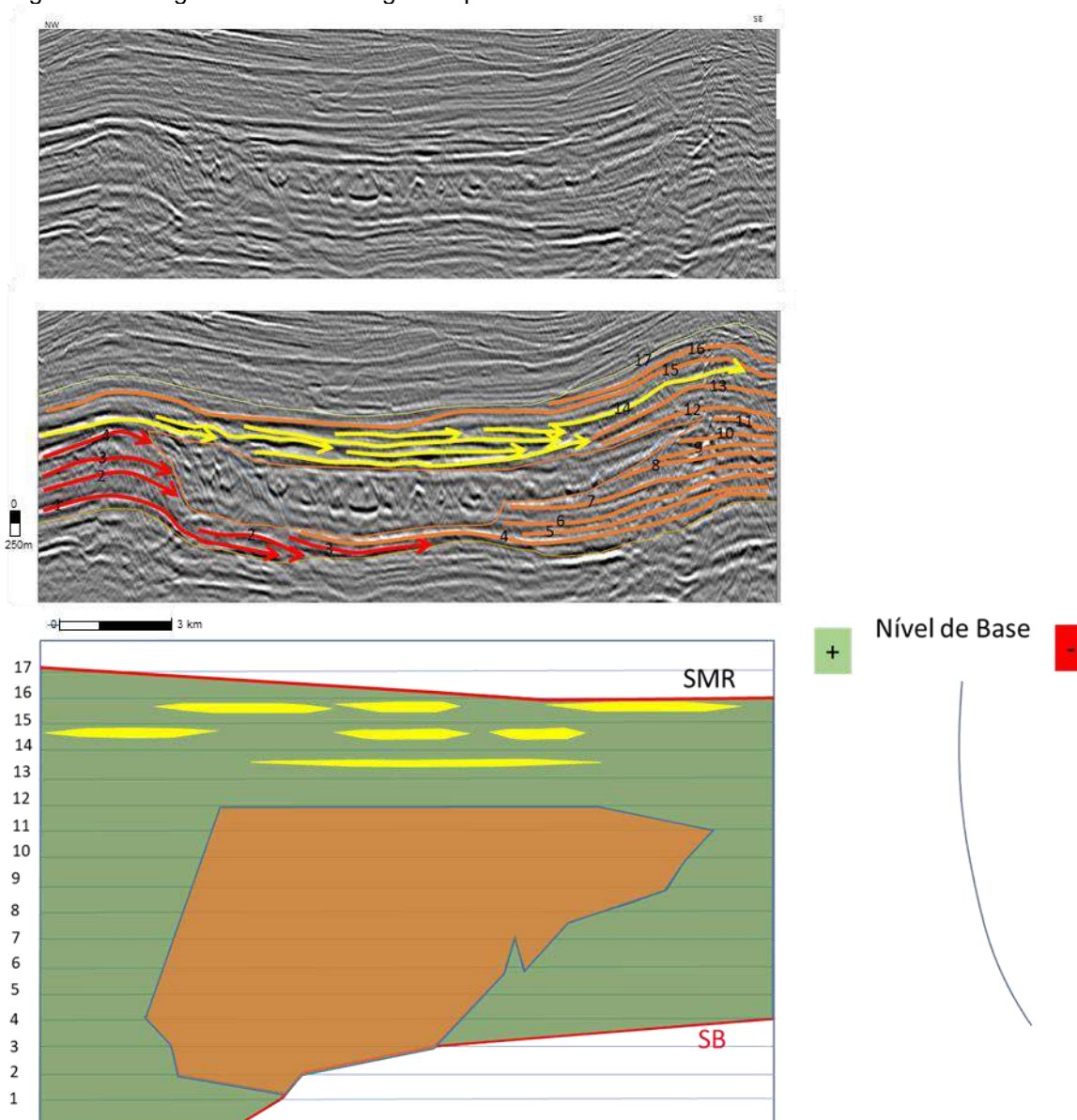
Legenda: Seção ilustrando os reservatórios turbidíticos dos poços Vespa -1 (a), Lakach-1(b) e Piklis-1(c). Acima seção sem interpretação e abaixo interpretada e com perfis elétricos. Em verde, perfil de Raios Gama (*Range*:0-150 gAPI). Em vermelho, perfil Resistividade Profunda (*Range*:0.2-2000 Ω m). Dado sísmico cortesia da TGS.

Fonte: O autor, 2020.

Convém levar em consideração as limitações da caracterização de fácies sísmicas na interpretação 2D, como descrito por Weimer (2000), o qual afirma que dados sísmicos 2D permitem reconhecimento geral de horizontes chaves, além da distribuição de fácies sísmicas lateral e verticalmente. Isso se deve ao fato das fácies turbidíticas mudarem em uma escala muito menor do que o espaçamento de levantamento 2D.

Na área estudada, a seção do Neógeno foi afetada por eventos tectônicos, impossibilitando a criação de um diagrama cronoestratigráfico (diagrama de Wheeler) através dos limites de sequência interpretados na sísmica para a seção até a costa. Wheeler (1958) desenvolveu um tipo de diagrama na qual o eixo y é o tempo geológico relativo e o eixo x é a distância horizontal. No domínio Wheeler, uma superfície anteriormente curva, é planificada no eixo y, permitindo a maximização visual do espaço tempo existente entre duas superfícies cronoestratigráficas. No entanto, é possível fazer uma abordando somente os limites de sequência entre o Mioceno Inferior e o Paleoceno (Figura 55).

Figura 55 - Diagrama cronoestratigráfico para o Mioceno Inferior.



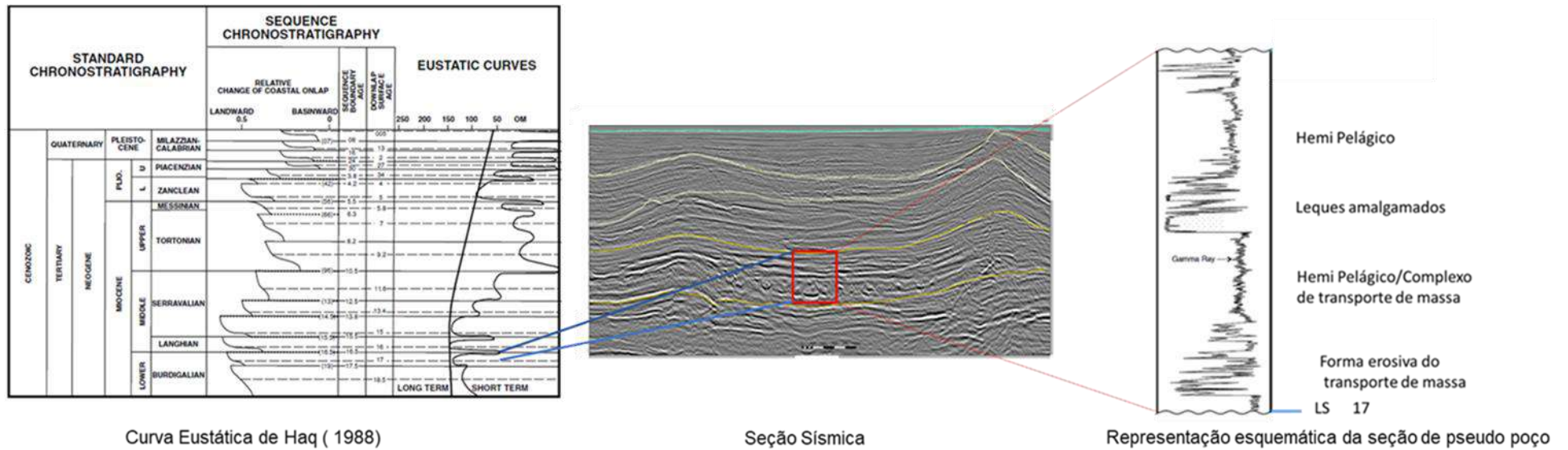
Legenda: Diagrama de Wheeler relativo ao limite de sequência do Mioceno Inferior e Oligoceno. Números de 1 a 17 representam as idades de deposição. Limite de sequência representado por SB. Dado sísmico cortesia da TGS.

Fonte: O autor, 2020.

Também foi possível correlacionar o limite de sequência identificado e a superfície de inundação máxima com a flutuação de terceira ordem do nível do mar de Haq (1988) (Figura 56). Convém lembrar que as datações usadas para o mapeamento são baseadas em relatórios de bioestratigrafia dos poços, portanto com grande confiabilidade dos dados. Para a correlação, representa-se uma seção esquemática a partir da imagem sísmica do Mioceno Inferior, tendo como base os limites propostos pelos relatórios da PEMEX (2002, 2011 e 2014) para os poços perfurados na região das Cordilheiras Mexicanas. Esses limites, quando cotejados

com a curva de variação do nível do mar, mostram que se trata de um sistema regressivo.

Figura 56 - Curva eustática de Haq (1988) para o Neógeno e associação com o limite de sequência observado para a sequência do Mioceno Inferior na região das Cordilheiras Mexicanas.



Legenda: Os limites de sequência considerados para o Mioceno Inferior foram definidos através de relatórios dos poços perfurados pela PEMEX na região das Cordilheiras Mexicanas. Com essa associação, o limite definido por essa sequência corresponde com a curva eustática de Haq (1988) a uma queda do nível de base na curva eustática de Haq (1988). Dado sísmico cortesia da TGS.

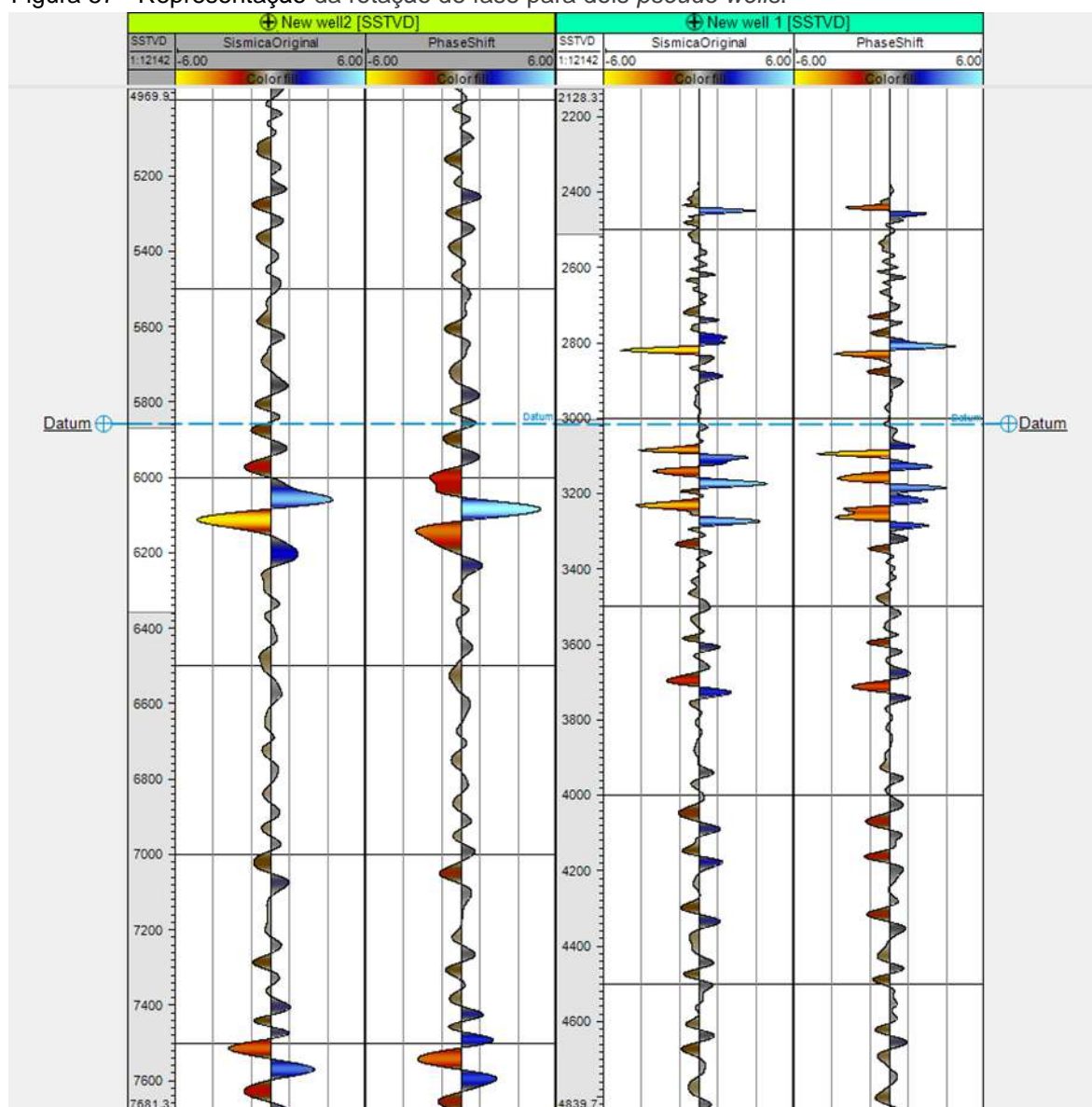
Fonte: O autor, 2020.

A análise de distribuição de fácies sísmicas para o Mioceno permite identificar as seguintes características : A) a presença de canais fica restrita a proximidade oeste da área estudada (isóbata de 500m); B) os lobos têm caráter mais restrito e de pequena dimensão quando observados nas linhas 2D; e C) o ponto de inflexão é aproximado, não sendo possível identificar na sísmica 2D que se trata principalmente de complexo de lobos com o ponto de inflexão próximo a isóbata atual de 500 m.

6.1 Atributos para diferenciar as rochas ígneas da área

Para caracterizar as rochas ígneas na região estudada foi realizado um trabalho de rotação de fase nos dados sísmicos. Isto possibilitou a diferenciação das rochas ígneas das rochas-reservatório siliciclásticas através da comparação por sobreposição dos picos de amplitude do dado sísmico. A impedância acústica é definida como o produto entre a velocidade compressional e a densidade da rocha é sempre alta em rochas ígneas; por outro lado apresenta baixos valores para rochas siliciclásticas e é uma propriedade da camada e não de interface como a amplitude sísmica (Chopra, 2001). Primeiramente selecionou-se uma seção sísmica na qual ocorresse tanto fácies ígneas quanto fácies siliciclásticas típicos de reservatórios. Na seção foram criados dois *pseudo wells*, um atingindo as rochas ígneas e outro atingindo a rocha reservatório (Figura 57).

Figura 57 - Representação da rotação de fase para dois *pseudo wells*.



Legenda: Correlação dos *pseudo wells* gerados e suas correspondentes rotações de fase, mostrando que para o caso da rocha ígnea (poço à esquerda) a amplitude sofre um incremento do pico positivo; e no caso da rocha siliciclástica (poço à direita) a amplitude sofre uma diminuição de valores. O *datum* de referência pode ser observado na figura 6.9.

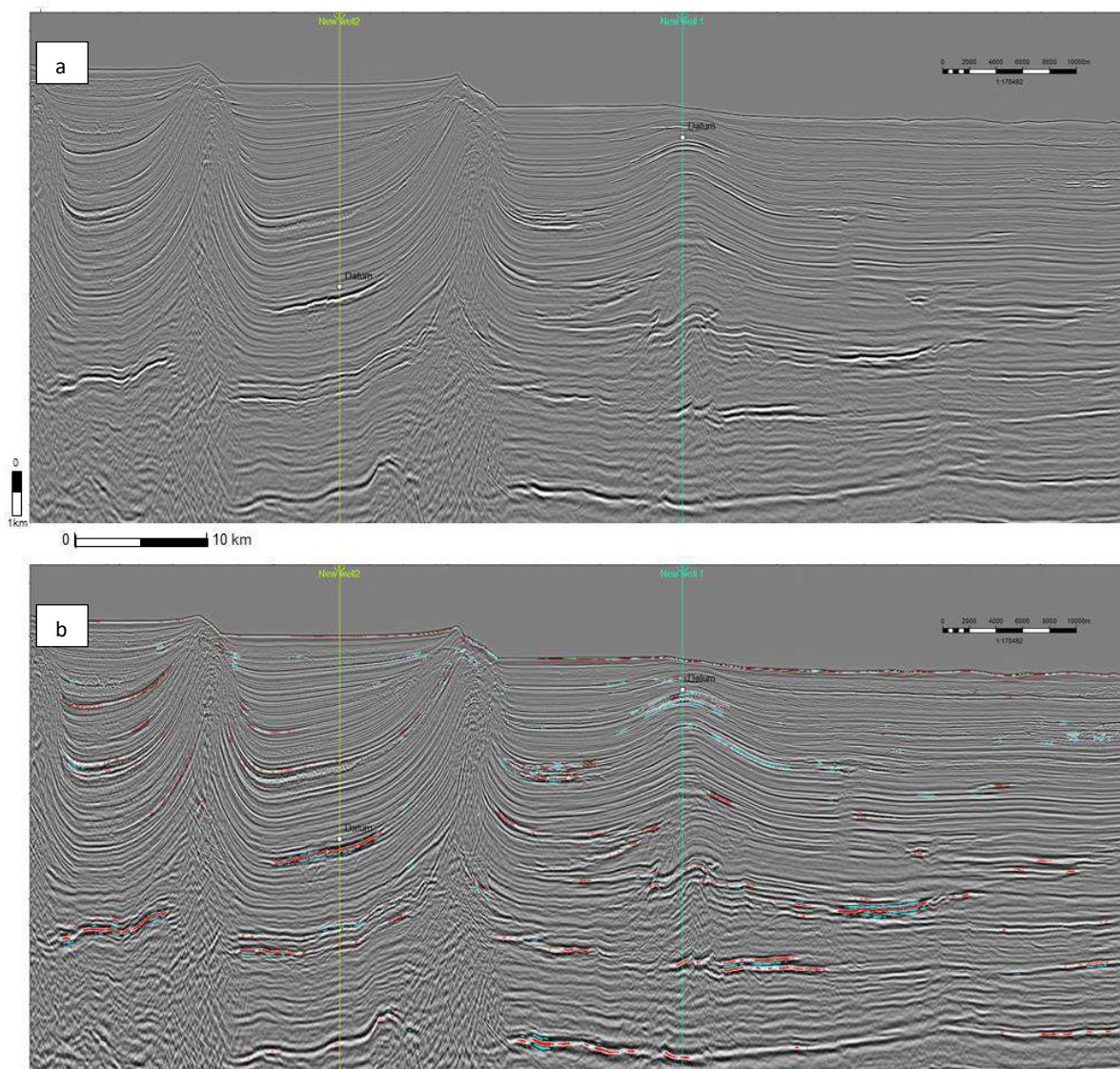
Fonte: O autor, 2020.

A representação da rotação de fase mostra claramente a diferenciação das litologias, quando aplicada a técnica em toda linha sísmica (Figura 58).

Figura 58 - Seção sísmica com rotação de fase.

SW

NE



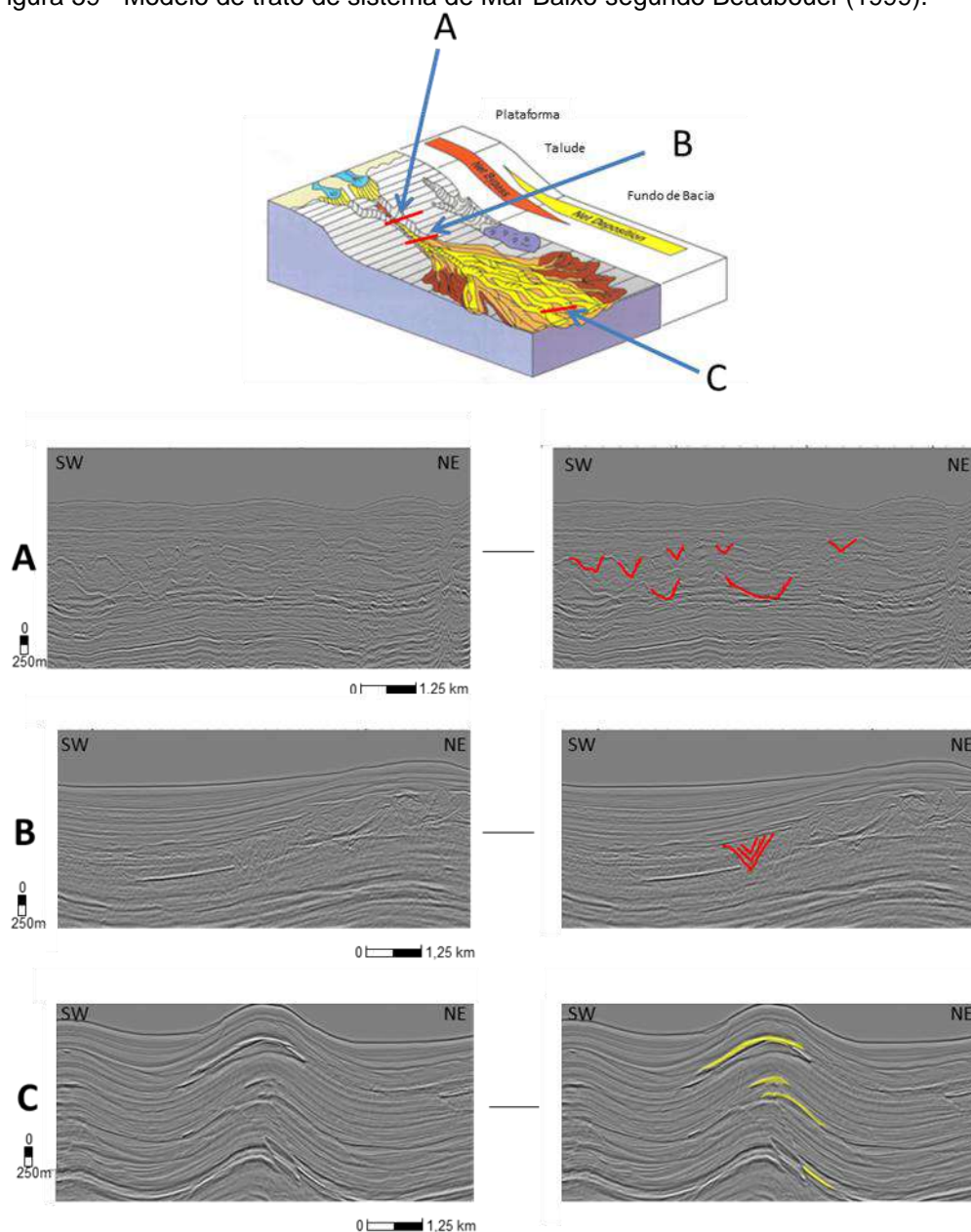
Legenda: Seção sísmica normal (a) e com rotação de fase (b) mostrando claramente a diferenciação das rochas ígneas (New well 2) e da rocha siliciclástica (New well 1), onde a amplitude sofre uma diminuição de valores. O *datum* de referência foi usado para correlacionar os poços (ver figura 6.8). Dado sísmico cortesia da TGS.

Fonte: O autor, 2020.

6.2 Mapas deposicionais

As fácies sísmicas identificadas para a seção sedimentar do Mioceno permitem interpretar um trato de sistema de regressão marinha, conforme estabelecido no esquema proposto por Beaubouef (1999) (Figura 59).

Figura 59 - Modelo de trato de sistema de Mar Baixo segundo Beaubouef (1999).



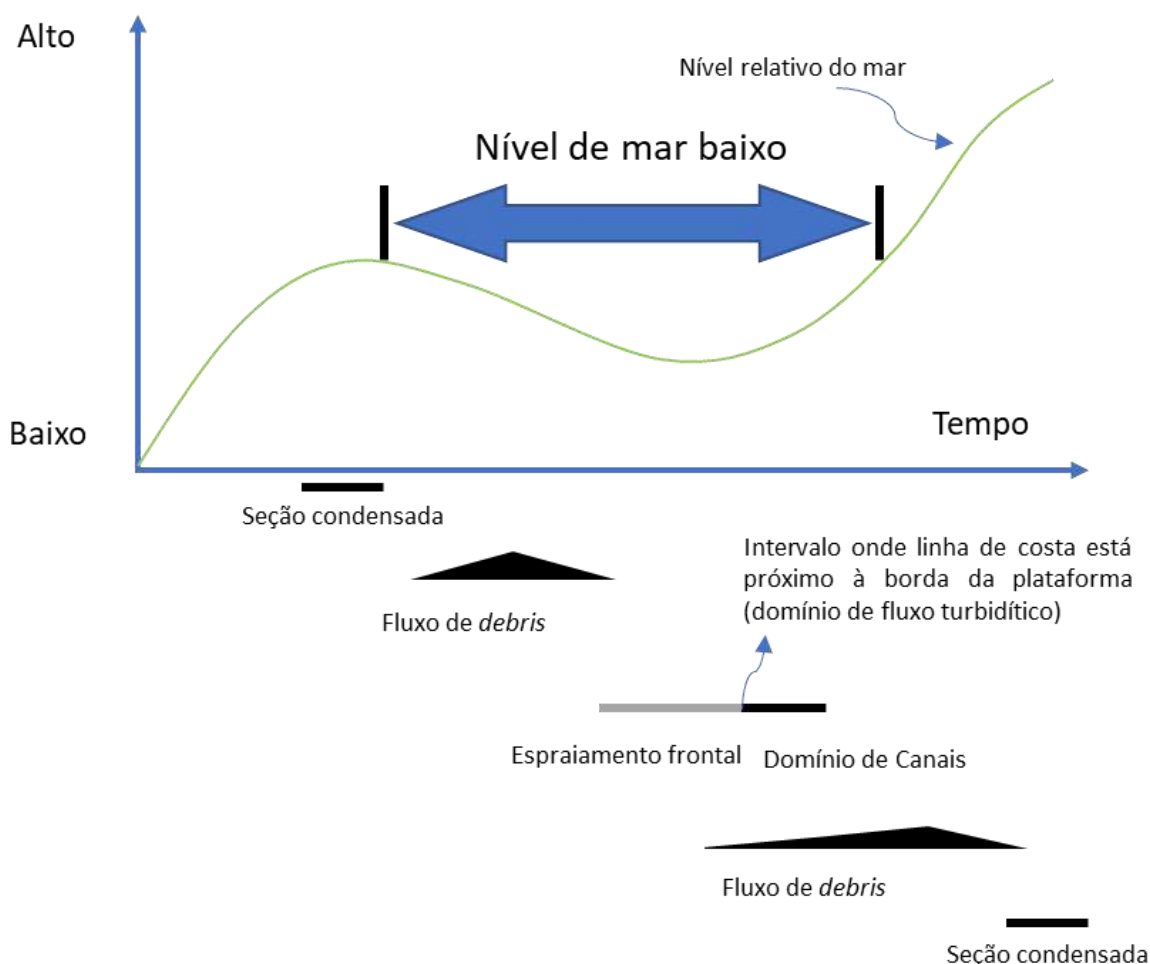
Legenda: Modelo de talude inciso, mostrando cânion submarino proximal (A), cânion submarino distal (B) e sistema deposicional de depósito de fundo de bacia (C), com feições sísmicas correspondentes identificadas no Mioceno da região estudada. Dado sísmico cortesia da TGS.

Fonte: O autor, 2020.

Em estudo da plataforma continental de Laguna Madre e Tuxpan no México, Ambrose et al. (2009) caracterizam o ambiente de talude até a isóbata de 500 m. Levando-se em consideração que os dados disponíveis para esta dissertação estão todos acima da isóbata de 500 m, e baseando-se nos trabalhos de Posamentier e Kolla (2003) e Catuneanu (2006), os elementos deposicionais encontrados na área correspondem à sucessão de ambiente de fundo de bacia (Figura 60). Este caracteriza-se por depósitos de *debris* na base (depositados no período inicial da

queda relativa do nível do mar), sobrepostos por depósitos de espriamento turbidíticos; esta sucessão geralmente é capeada por depósitos de fluxo de massa e por uma seção condensada (que corresponde ao aumento rápido do nível do mar culminando com uma situação de mar alto).

Figura 60 - Modelo de sedimentação de fundo de Bacia.

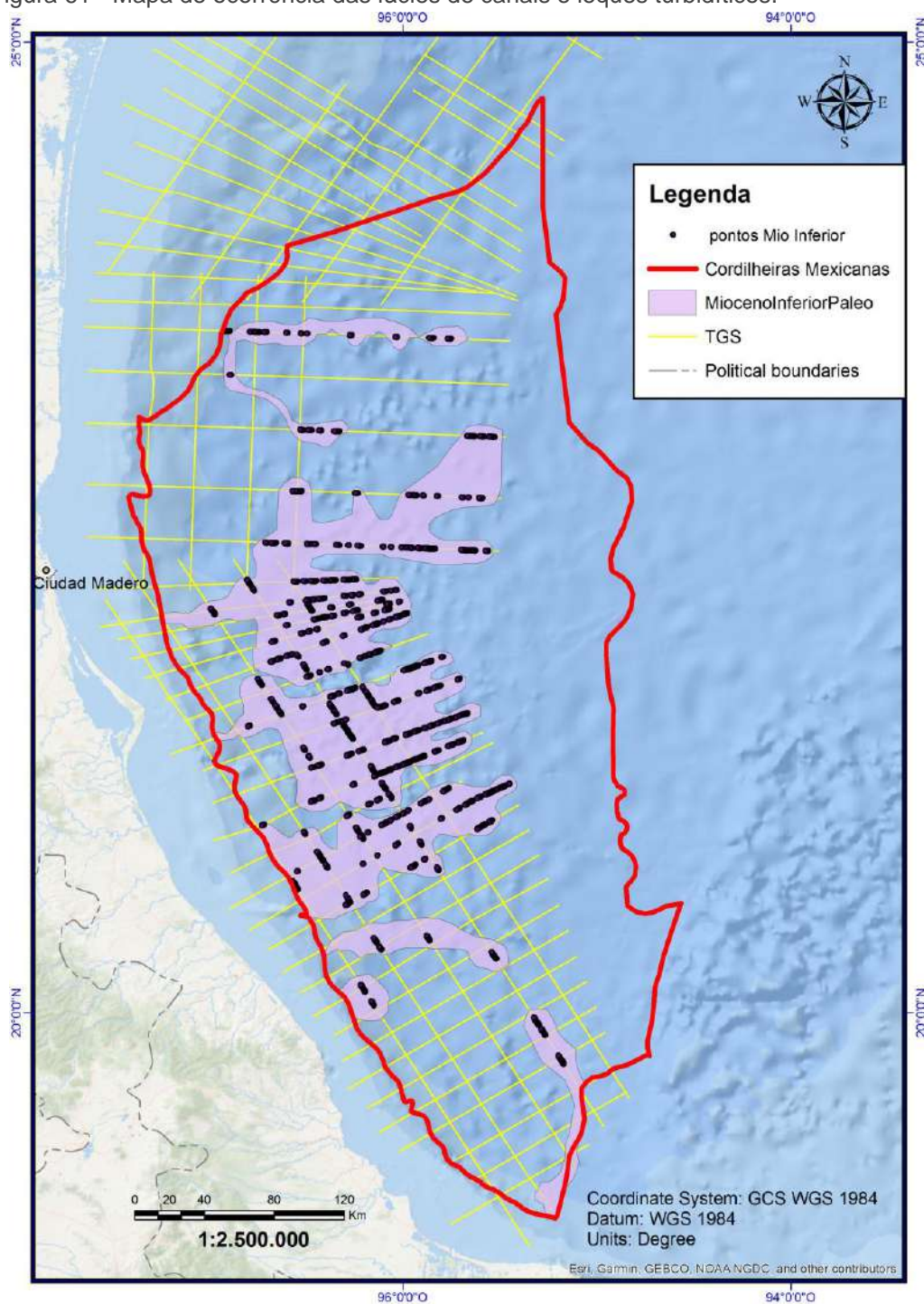


Legenda: Modelo mostrando as diferentes sucessões de elementos deposicionais característicos de depósitos de águas profundas

Fonte: modificado de Posamentier e Kolla, 2003.

A partir da interpretação das fácies de leques e canais turbidíticos na sísmica, esses pontos foram plotados em mapa e sua configuração geométrica baseiam-se no modelo clássico de Mutti e Ricci Lucchi (1972) para sistemas turbidíticos de leques submarinos alimentados por cânions (Figura 61).

Figura 61 - Mapa de ocorrência das fácies de canais e leques turbidíticos.



Legenda: Plotagem dos pontos interpretados na sísmica como canais e leques turbidíticos para o Mioceno Inferior e contorno de possível geometria deposicional baseada no modelo de sistemas turbidíticos clássico para leques submarinos alimentados por cânions.

Fonte: O autor, 2020.

A mesma abordagem foi adotada nas confecções de mapas deposicionais para o Mioceno Inferior, Mioceno Médio e Mioceno Superior (Figura 62).

Figura 62 - Mapa de modelo deposicional na área das Cordilheiras Mexicanas. (continua)

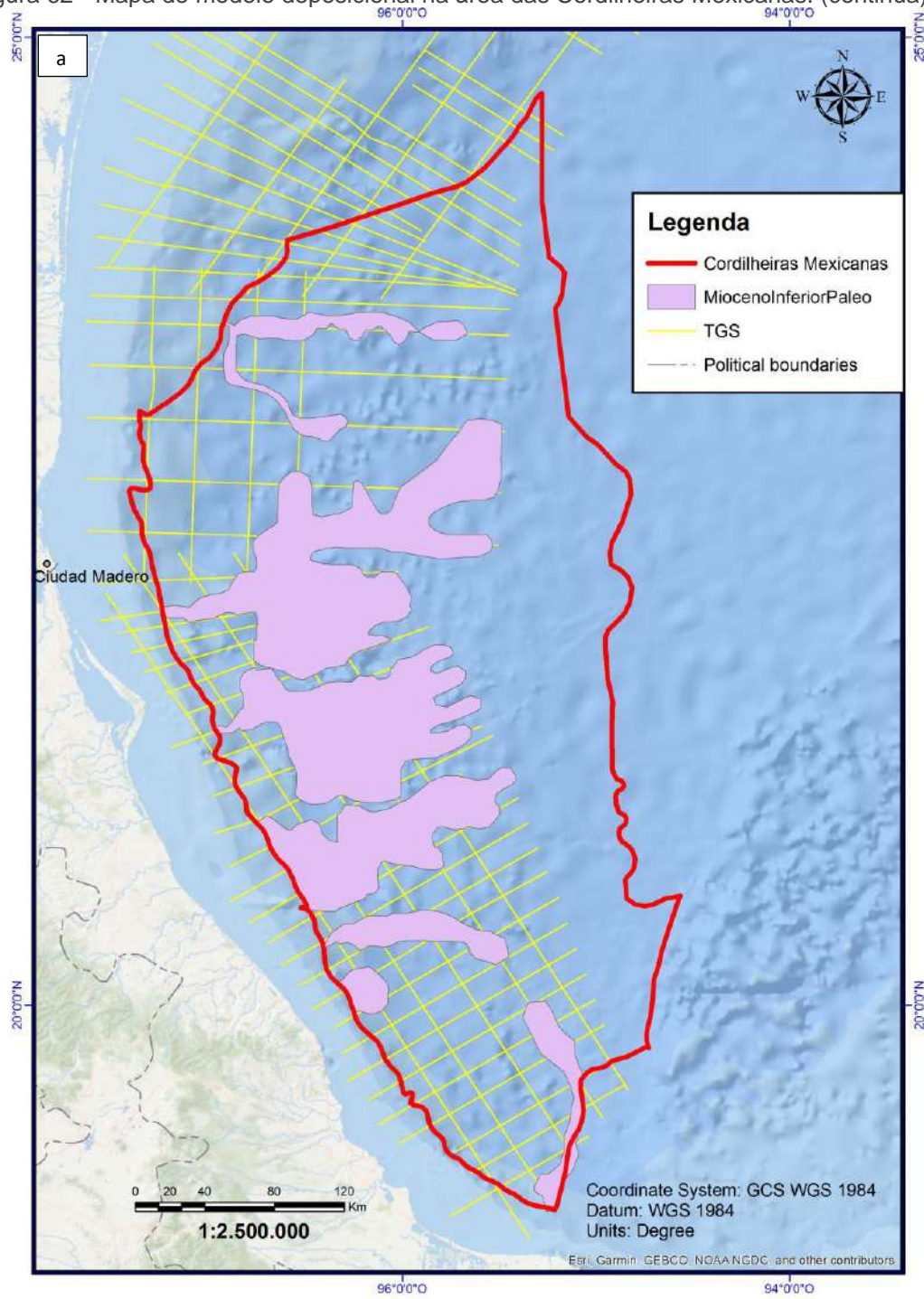


Figura 62 - Mapa de modelo deposicional na área das Cordilheiras Mexicanas. (continuação)

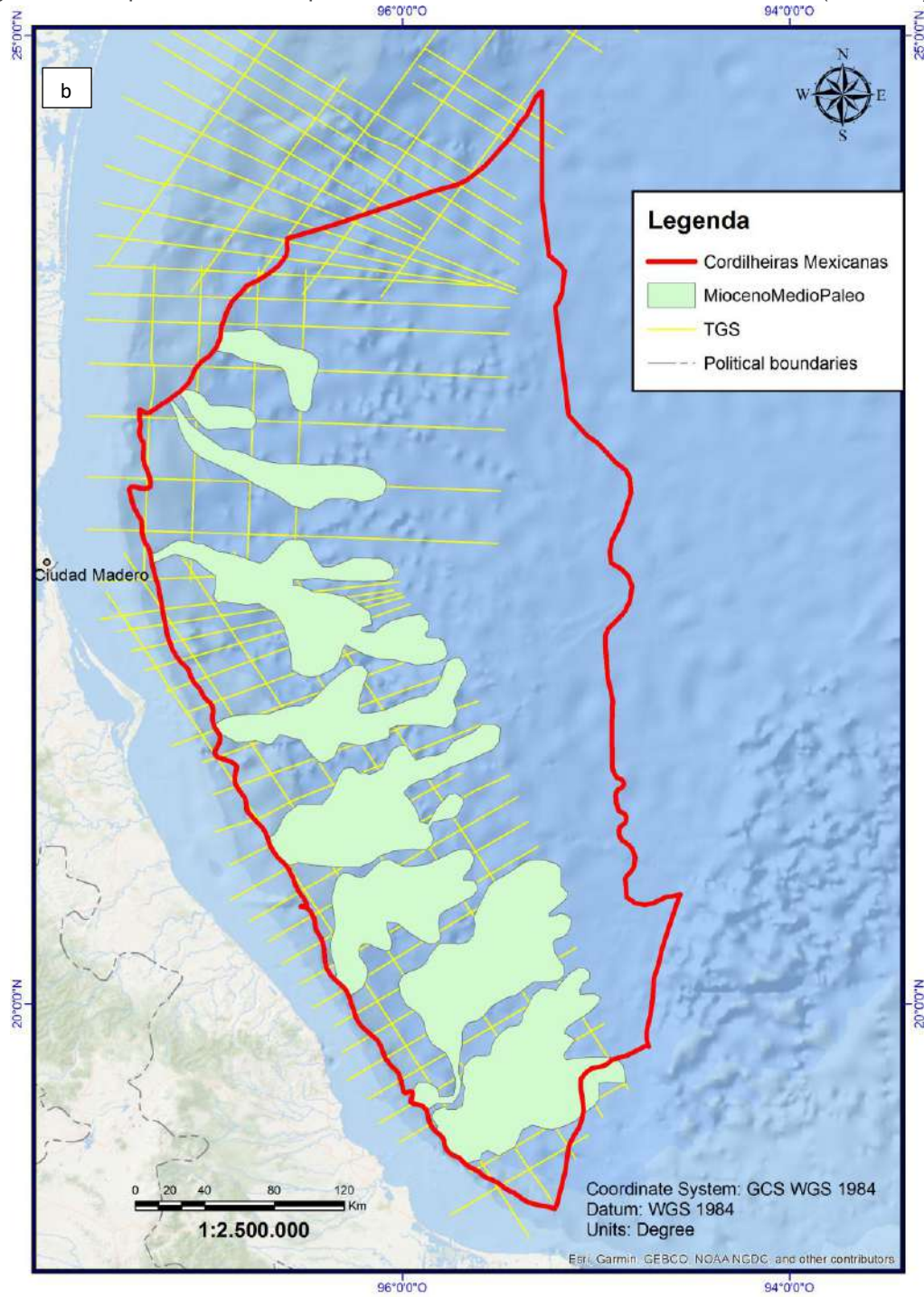
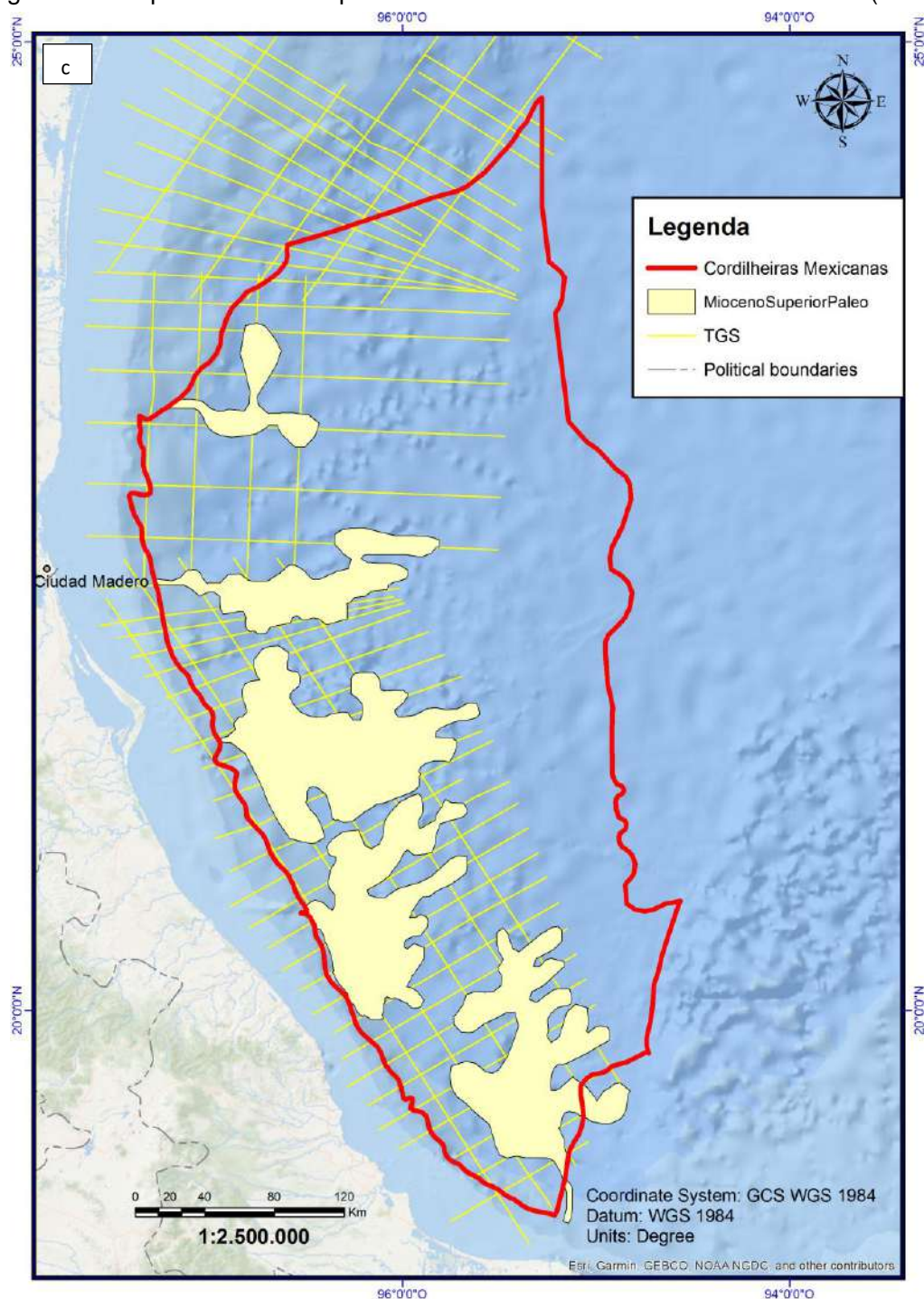


Figura 62 - Mapa de modelo deposicional na área das Cordilheiras Mexicanas.(conclusão)



Legenda: Interpretação de distribuição dos turbiditos baseada nas linhas sísmicas 2D interpretadas.

(a) Mioceno Inferior, (b) Mioceno Médio e (c) Mioceno Superior, respectivamente.

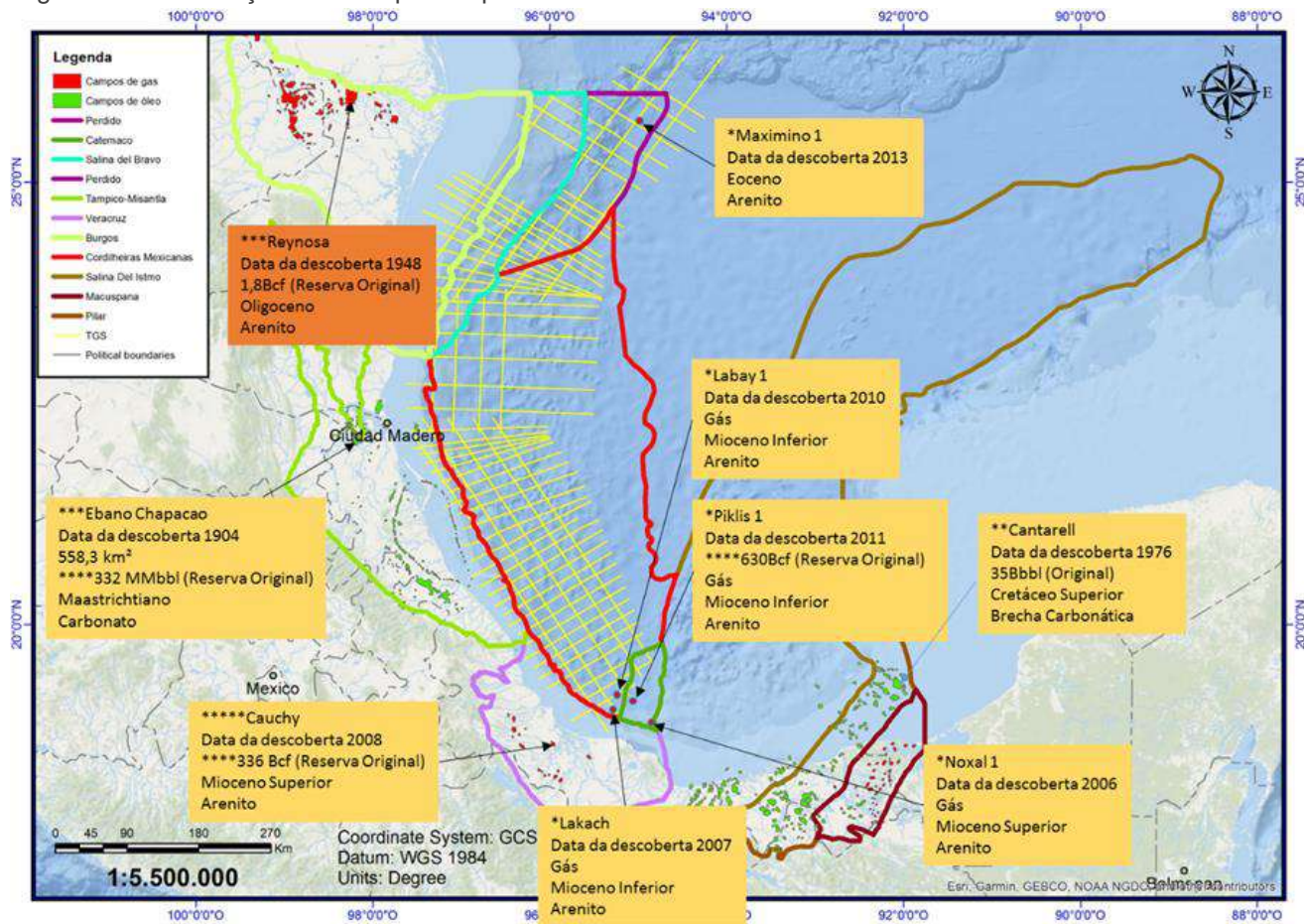
Fonte: O autor, 2020.

6.3 Principais reservatórios para a área estudada

Regionalmente, a distribuição das descobertas e campos de petróleo e na bacia do Golfo do México mexicano pode ser dividida em 4 áreas: - A primeira é composta

por rochas carbonáticas na região de Tampico Misantla depositadas no Neocretáceo e soergidas durante a orogenia Laramidiana, propiciando aumento da porosidade, o que a transformou em excelentes reservatórios (Viniegra and Castillo-Tejero, 1970; Coogan et al., 1972; Watkins and Buffler, 1996; Watkins et al., 1978; Galicia, 2001, Magoon et al., 2001 *apud* Rodriguez, 2011, ver figura 9). - A segunda é composta por rochas carbonáticas, na região de Campeche, cujo principal reservatório são brechas carbonáticas com excelente porosidade geradas a partir do impacto de Chicxulub (Acevedo, 1980; Guzman and Marquez-Dominguez, 2001; Aquino et al., 2003; Mitra et al., 2005; Standing, 2006 *apud* Rodriguez, 2011). - Uma terceira região é composta por depósitos clásticos do Oligoceno, oriundos do sistema Rio Grande, ocorrendo na região de Perdido e possivelmente nas Cordilheiras Mexicanas. Compreendem a bacia de Burgos e consistem principalmente de *plays* para gás em reservatórios do Mioceno, cujos geradores são sequências de folhelhos do Jurássico Superior e Oligoceno (Hernandez-Mendoza et al., 2008, *apud* Rodriguez, 2011). A maior parte das trapas na região de Burgos são relacionadas a partes altas de zonas extensionais, produzidas por falhas normais e lítricas (Rodriguez, 2011). - A quarta região compreende a região da Bacia de Vera Cruz, chegando até ao sul das Cordilheiras Mexicanas (Figura 63). Possui reservatórios siliciclásticos do Mioceno e Mioceno Superior provenientes dos altos vulcânicos na Serra de Chiapas e cujos geradores são rochas do Cretáceo Superior, Jurássico Inferior e Paleógeno (Rodriguez, 2011).

Figura 63 - Distribuição dos campos de petróleo e descobertas no México.

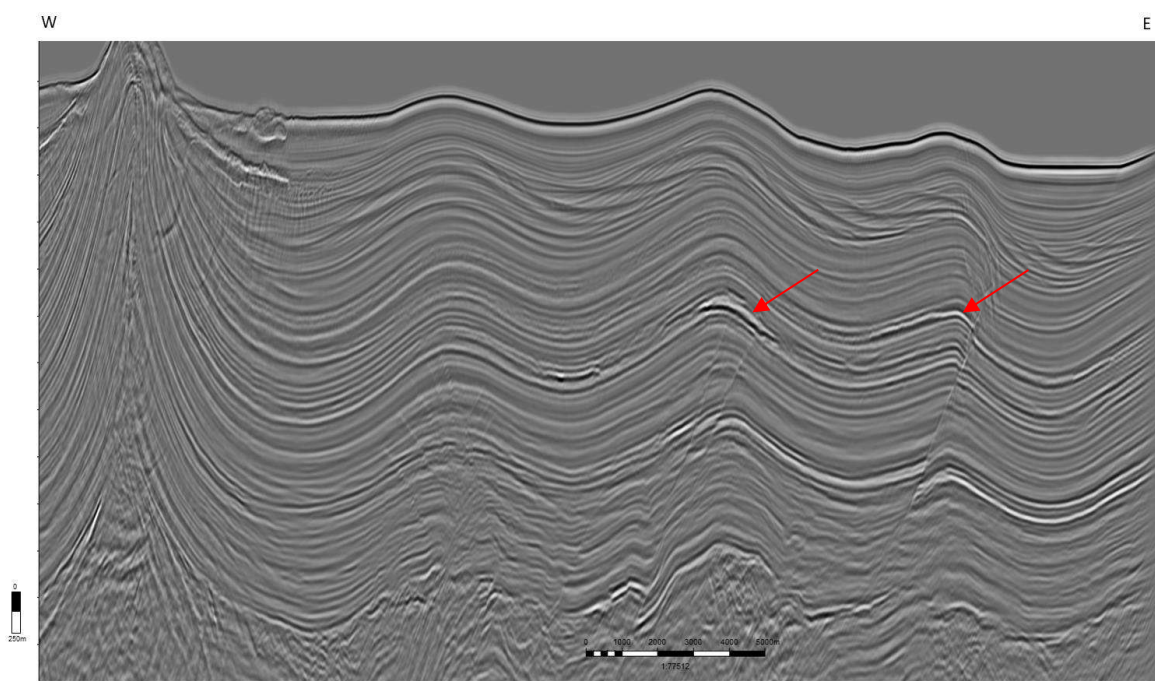


Legenda: Mapa com distribuição dos campos e descobertas com informações de alguns campos em cada região. Os volumes dos campos são *in place*. Os dados são de diversas fontes: *CNH (2019). **Barton, R. (2010). ***HEGWEIN, W. (1963). ****CNIH (2020) *****Mexico Oil & Gas Sector Business & Investment Opportunities (2010).

Fonte: O autor, 2020.

Baseado nos estudos estruturais já realizados nas Cordilheiras Mexicanas e descritos no início do trabalho (ver capítulo 3), bem como nas análises de sísmofácies, pode-se especular que os melhores reservatórios para a Sub-Bacia das Cordilheiras Mexicanas encontram-se em espriamentos turbidíticos do Mioceno, os quais foram posteriormente deformados pela tectônica contracional associada à zona extensional de Quetzacoal e ao *detachment* de folhelhos sobreprensionados do Eoceno. Tal deformação foi fundamental para o trapeamento de hidrocarbonetos na região (Figura 64).

Figura 64 - Seção sísmica mostrando as feições sísmicas dos reservatórios turbidíticos.



Legenda: Caracterização ideal, em seção sísmica, de reservatório turbidítico trapeado pela tectônica contracional identificado nas Cordilheiras Mexicanas (seta vermelha). Dado sísmico cortesia da TGS.

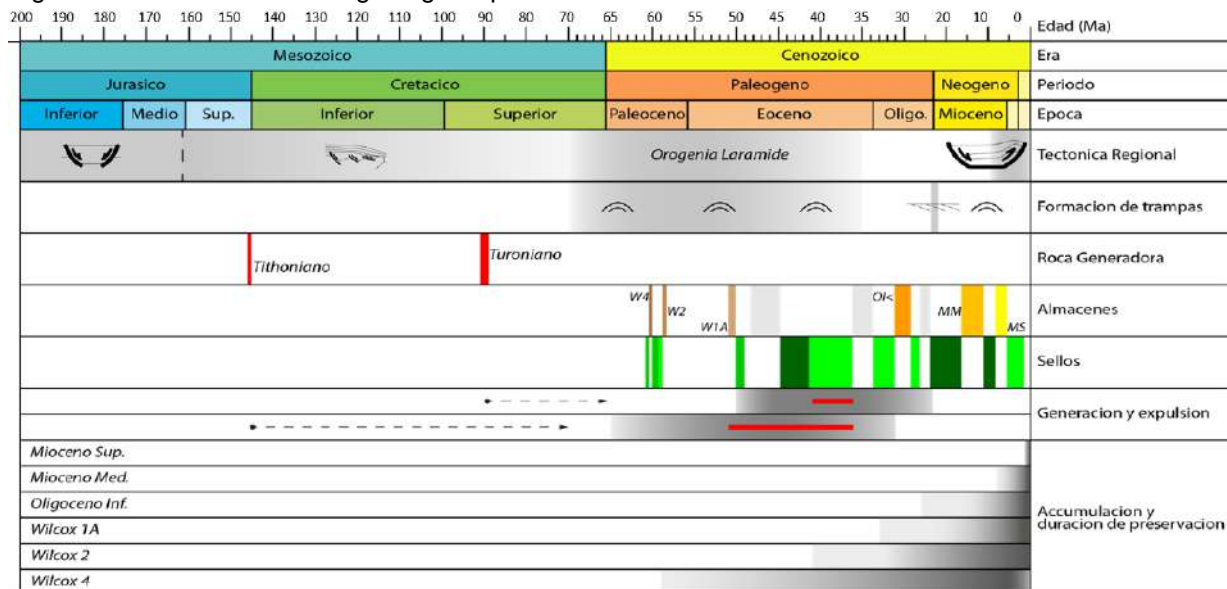
Fonte: O autor, 2020.

A limitação de dados sísmicos 2D não permite uma caracterização precisa da região de acumulação dos reservatórios, porém sugere áreas para estudos mais específicos. Este detalhamento tanto poderá ocorrer com aquisição de mais linhas sísmicas 2D ou pela aquisição de um programa sísmico 3D.

Neste trabalho, a modelagem geológica baseou-se no estudo da *Comisión Nacional de Hidrocarburos* e apresentada no Atlas de Águas Profundas - Sector Norte (CNH, 2015), onde são apresentados dois geradores principais, de idade Thithoniana e Turoniana. O primeiro inicia a expulsão do hidrocarboneto gerado no Paleoceno e o

segundo no Eoceno. A carta de eventos a seguir sintetiza os componentes do sistema petrolífero e demonstra que as principais trapas para os reservatórios do Mioceno já estavam presentes na área durante o início da expulsão (Figura 65).

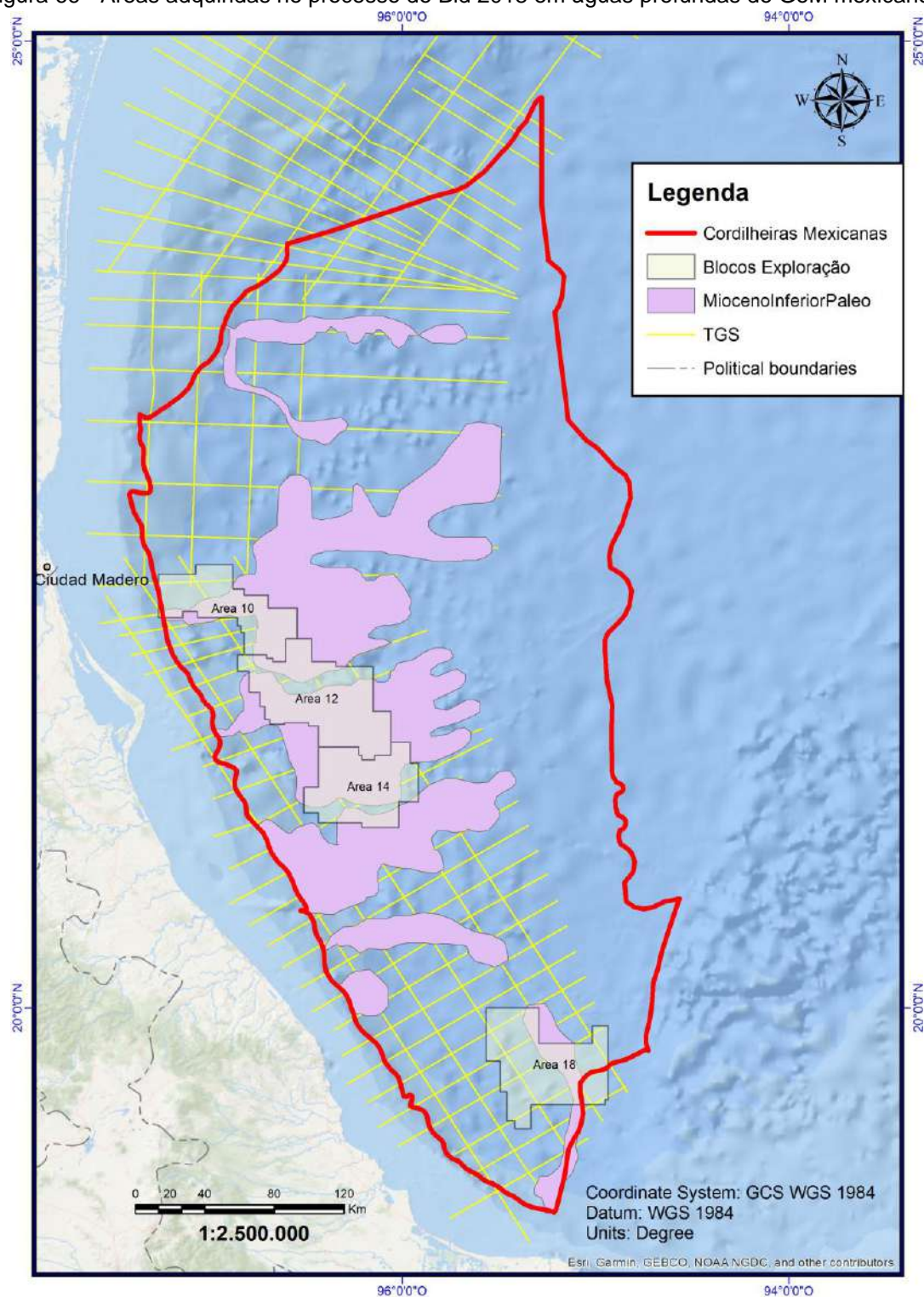
Figura 65 - Carta de eventos geológicos para as Cordilheiras Mexicanas.



Legenda: Carta de eventos mostrando o momento de formação do trapeamento dos reservatórios turbidíticos, parcialmente contemporâneo à expulsão de hidrocarboneto (HC) pela geradora.
Fonte: CNH, 2015.

A abordagem apresentada neste trabalho buscou evidências, mesmo que com limitações devido ao uso da sísmica 2D, na busca de áreas propícias para reservatórios siliciclásticos. Mesmo que não analisados outros fatores fundamentais para a uma análise exploratória (geração, migração, selo e *timing*), o interesse de diversas empresas em áreas interpretadas como portadoras de reservatório demonstra a validação da técnica (Figura 66).

Figura 66 - Áreas adquiridas no processo do Bid 2018 em águas profundas do GoM mexicano.



Legenda: Os quatro blocos adquiridos nas Cordilheiras Mexicanas com seus respectivos nomes. A operadora das Áreas 10 e 14 é a Repsol, da Área 12 a operadora é a PC Carigali e a Área 18 a PEMEX. O mapa base é o mapa de deposição para o Mioceno Inferior.

Fonte: O autor, 2020.

7 COMPARAÇÃO COM SISTEMAS DEPOSICIONAIS ANÁLOGOS

Krueger et al. (2009) afirmam que o termo “Cinturão de dobramento de águas profundas” (CDAP) é arbitrário, focado em profundidade de água e na arquitetura da Bacia, ao invés de representar processo tectônico como um termo descritivo. Os cinturões de dobramento de águas profundas mais comuns, como exemplo de estilos estruturais de empurrões, são os prismas acrescionários associados com subducção da crosta oceânica. Entretanto, outros grandes grupos de CDAP são encontrados nas margens passivas colapsadas por gravidade, que são partes de sistemas muito maiores de *detachment* extensional e translação do talude. Estas características tectônicas geradas por gravidade são fortemente dependentes de (1) presença de bacia de acumulação muito profunda e (2) rápida entrada de sedimentos que cria uma pilha de sedimento maciço com uma inclinação da superfície do talude, onde a gravidade pode atuar. Esta combinação é alcançada apenas sobre as margens de bacias oceânicas profundas.

Os CDAP de margens ativas, normalmente referidas como prismas acrescionários, são característicos e largamente espalhados, formando margens continentais inteiras. Porém, nesses casos podem não estar em águas profundas.

Os CDAP de margens passivas são assembleias de movimentos gravitacionais ao longo várias regiões nas referidas margens. Os mais comuns são grandes sistemas regionais com extensivos *detachment* de estratos paralelos. Os fatores controladores dominantes são: (1) a presença de uma margem *rift* que resulta em uma alta posição da margem continental separada da baixa posição da crosta oceânica (ou crosta continental afinada) por um talude íngreme; (2) deposição inicial de sal ou folhelhos maciços que formam uma superfície de descolamento eficiente, e (3) progradação de um grande delta ou grupo de deltas, os quais introduzem volumes maciços de sedimentos clásticos dentro da bacia. Esta rápida progradação cria uma superfície de talude suficiente para formar uma cunha cônica crítica, com *stress* cisalhante ao longo da base/superfícies de *detachment* da pilha de sedimentos para iniciar uma tectônica de empurrões (Krueger et al., 2009).

O grupo de CDAP de margem passiva pode ser subdividido em 3 tipos:

- a) Deslizamento de sal, como na bacia do Golfo do México (parte americana) e Sub-bacia de Campeche (no México);

- b) Descolamento do folhelho, como no Delta do Níger e em parte da Bacia do Golfo do México, na área das Cordilheiras Mexicanas;
- c) Descolamento cortando as camadas, como na Bacia de Barreirinhas.

Os CDAP são sistemas interligados e são compostos de 3 domínios estruturais unidos: o domínio extensional, o domínio translacional e o domínio compressional (Rowan et al., 2004; Billotti e Shaw, 2005 *apud* Krueger et al., 2009).

7.1 Descolamento de sal regional nas CDAP

O descolamento de sal ocorre no Golfo do México, na margem sudeste do Brasil e na margem *offshore* de Angola. O sal é uma superfície de descolamento extremamente eficiente e como resultado esses sistemas tendem a ter apenas um nível de *detachment*, que corresponde à base da camada do sal autóctone. Devido a halita ser um material viscoso e essencialmente sem resistência, estes sistemas tendem a formar um domínio translacional muito longo, sendo a compressão relacionada à cunha da bacia de sal e/ou à mudança da base do talude próximo ao limite continental-oceânico.

7.2 Descolamento de folhelho regional nas CDAP

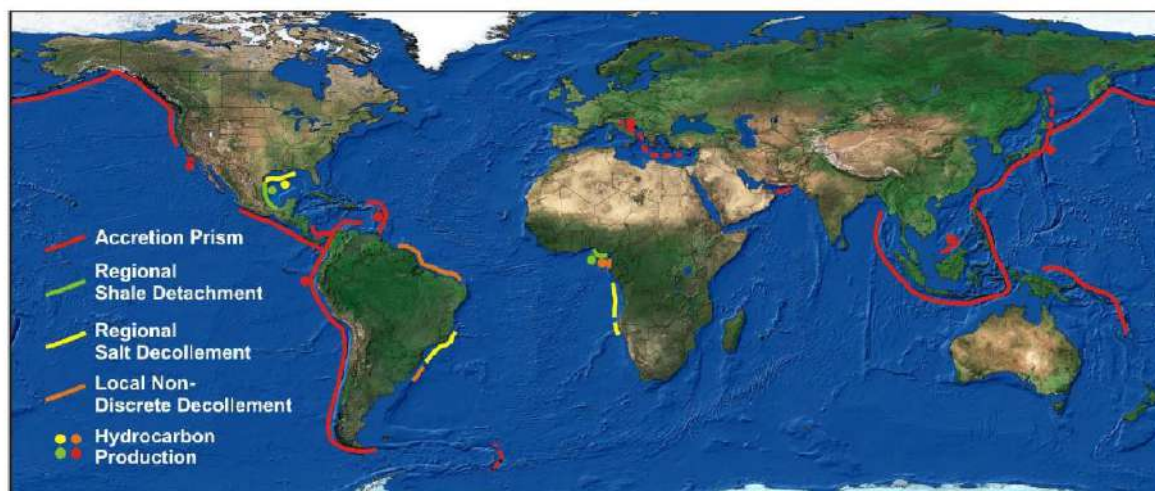
O exemplo clássico de descolamento de folhelho é no Delta do Níger, porém também ocorrem no Leque do Amazonas, na Bacia do Pará-Maranhão e na Bacia de Pelotas. Na presença de alta pressão de poros, os folhelhos podem funcionar como um eficiente *detachment*, porém não tão eficiente como halita. Múltiplos níveis de *detachment* podem estar presentes, sempre paralelos à estratigrafia e formando múltiplos níveis de sistemas interligados, compostos de domínios extensional, translacional e compressional.

7.3 Descolamentos locais não contínuos nas CDAP

São tipicamente descolamento de folhelhos, porém o *detachment* não é eficiente e pode ser descontínuo, fazendo com que o sistema cruze níveis estratigráficos. Este é o único CDAP em que o *detachment* não é paralelo à estratigrafia. O domínio translacional é muito curto, e um sistema mais velho pode ser cortado pelos mais novos. Ocorrem nas mesmas regiões dos descolamentos de folhelhos nas CDAP; um clássico exemplo é a bacia de Barreirinhas no Brasil, onde um *detachment* de folhelho é cortado por um *detachment* do Terciário, em corte transversal (Krueger et al., 2009 e Oliveira et al., 2012).

A figura 67 abaixo mostra os locais onde os cinturões de dobramento de águas profundas estão distribuídos no Mundo.

Figura 67 - Mapa de distribuição dos cinturões de dobramento de águas profundas.



Legenda: Representação de distribuição global dos Cinturões de dobramento em águas profundas. Fonte: Krueger et al., 2009.

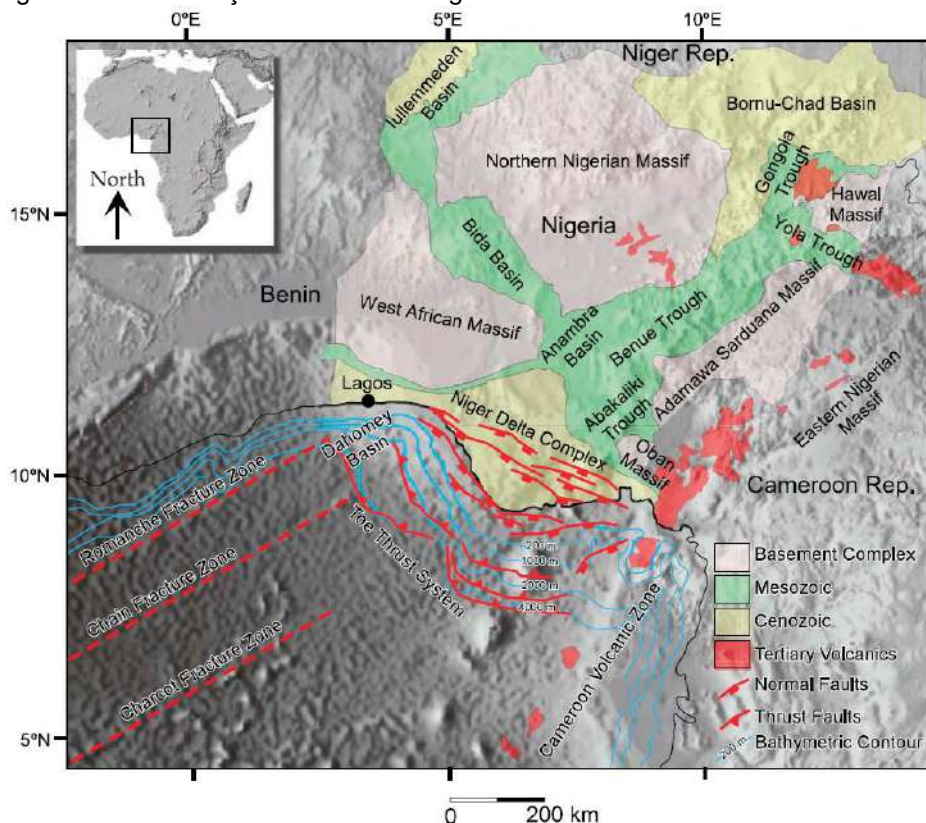
Com base nessas características, os análogos apresentados aqui serão o da Bacia do Delta do Níger e o da Bacia de Barreirinhas.

7.4 Delta do Níger

O delta do Níger está localizado no Golfo da Guiné, na margem oeste da África (Figura 68). Ele é um dos maiores deltas regressivos no mundo (Doust e Omatsola,

1990 *apud* Corredor et al., 2005) e é considerado uma clássica província petrolífera relacionada com tectônica de folhelho (Wu e Bally, 2000 *apud* Corredor et al., 2005). Os limites do Delta do Níger são definidos pelo lineamento vulcânico de Camarões a leste, a bacia de Dahomey e as zonas de fraturas Chain e Romanche a oeste, e pelo contorno batimétrico de 4.000 m a sul.

Figura 68 - Localização do Delta do Níger.



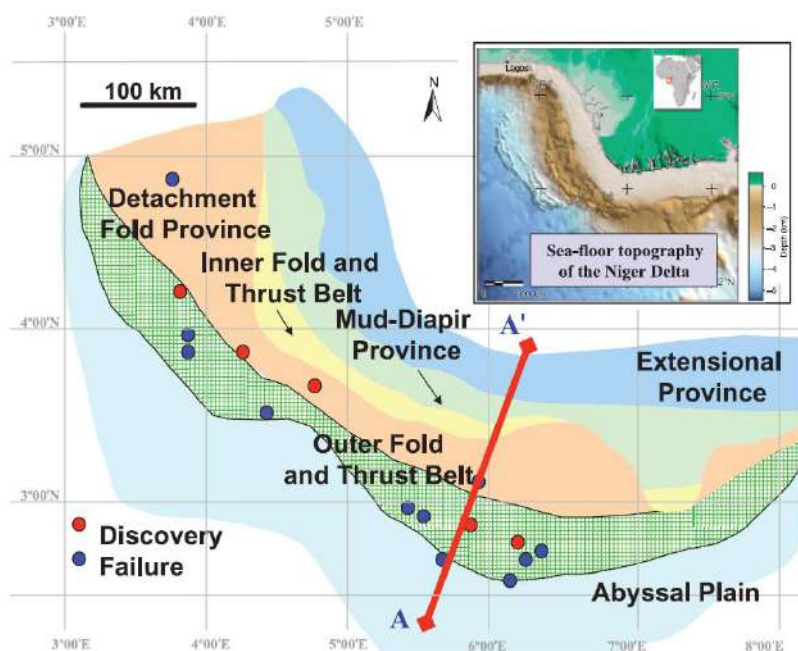
Legenda: Principais bacias sedimentares e características tectônicas da Nigéria. O delta do Níger é limitado pela zona vulcânica de Camarões, Bacia de Dahomey e pelo contorno batimétrico de 4000m. Geologia Regional modificada de Onuaha, 1999 *apud* Corredor et al. (2005). Topografia e batimetria são mostrados como imagens de relevo em cinza sombreado.

Fonte: Corredor et al., 2005.

Connors, 1998 (*apud* Corredor et al., 2005) divide o delta do Níger em 5 grandes províncias ou zonas, com base em estilos estruturais imageados em dados sísmicos e batimetria de alta resolução. Estas zonas estruturais (Figura 69) incluem (1) uma província extensional abaixo da plataforma continental, que é caracterizada por inclinação em direção à Bacia e falhas normais de crescimento antitético e *rollovers* e depocentros associados; (2) zonas de diápiros de folhelho localizados abaixo do talude continental superior, que são caracterizadas por diápiros de folhelhos passivo, ativo e reativo (Morley e Guerin, 1996 *apud* Corredor et al., 2005); (3) o

cinturão de dobramento central, que é caracterizado por falhas de empurrões com vergência para a porção distal da bacia, na região de crosta oceânica, formando um sistema imbricado de blocos cavalgados e falhas associadas, incluindo algumas dobras em *detachment*; (4) uma zona de falha em *detachment* transicional, abaixo do talude continental inferior, que é caracterizada por grandes áreas de pequena ou nenhuma deformação intercaladas com largas dobras em *detachment* sobre a estruturalmente espessa Fm Akata e (5) o cinturão de dobramento mais externo, caracterizado tanto por falhas de empurrão com vergência para a bacia como para o continente e dobras associadas. A deformação através dessas províncias estruturais está ativa hoje, resultando em pronunciadas expressões batimétricas de estruturas que não estão soterradas por sedimentos recentes.

Figura 69 - Províncias deformacionais no Delta do Níger.



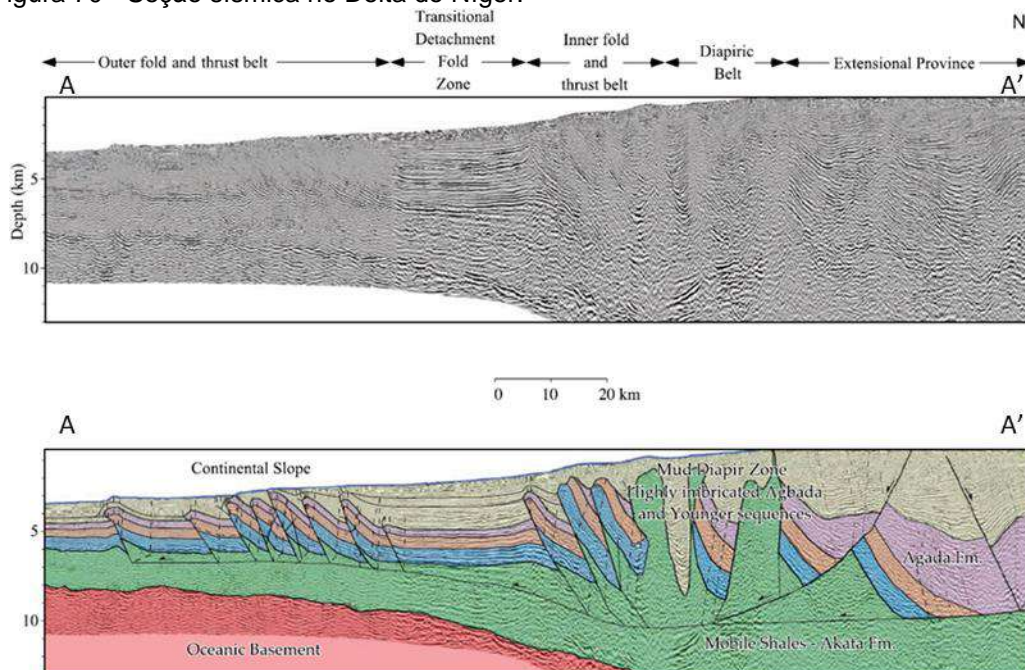
Legenda: Mapa Regional do Delta do Níger mostrando as principais províncias estruturais. Círculos azuis são poços secos e círculos vermelhos descobertas de hidrocarbonetos. O quadro menor mostra a batimetria do fundo oceânico.

Fonte: Corredor et al., 2005.

Corredor et al. (2005) apresentam uma seção regional (Figura 70) baseada em sísmica *post stack* migrada e convertida em profundidade através do delta. Uma grande zona de *detachment* na Fm Akata une a província extensional através da zona de diápiros de lama com uma zona contracional de empurrão no talude inferior. Camadas de empurrão altamente imbricadas contêm sedimentos marinhos profundos da frente deltáica, que em águas profundas formam o cinturão de empurrão e

dobramento central e externo. As duas zonas são claramente separadas por uma zona de pouca deformação, que longitudinalmente é caracterizada por grandes dobras em *detachment*. A maioria das falhas de empurrão nestes sistemas, com exceções da parte central e norte do delta, inclinam em direção ao oceano profundo e somente descolam em vários níveis localizados dentro da Fm Akata (em verde escuro na Figura 70).

Figura 70 - Seção sísmica no Delta do Níger.



Legenda: Seção sísmica não interpretada (a) e interpretada (b) através do Delta do Níger, mostrando a ligação entre a província extensional sobre a plataforma e contração nos sistemas de empurrões em águas profundas, assim como os principais domínios estruturais. Tanto as falhas normais regionais como as antitéticas estão presentes na província extensional. Ver localização na Figura 13.3.

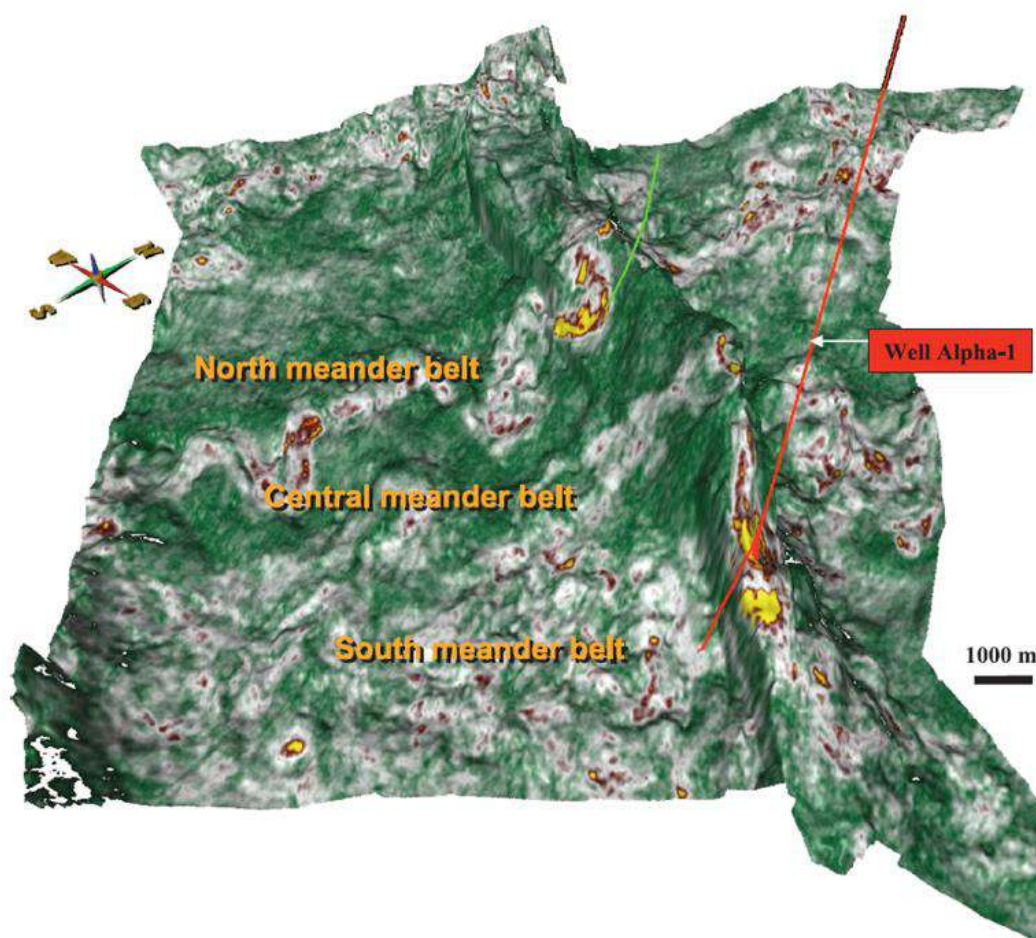
Fonte: Corredor et al., 2005.

Dois fatores principais diferenciam a estruturação dos folhelhos do delta do Níger da região das Cordilheiras Mexicanas. A principal é a espessura de folhelho da Fm Akata, que pode variar de 2000 m nas partes mais distais do delta até 7000 m abaixo da plataforma continental (Doust e Omatsola, 1990 *apud* Corredor, 2005), comparado com a espessura dos folhelhos da região das Cordilheiras Mexicanas que variam de 900 até 2000 m. O segundo fator é o soterramento, que no delta do Níger varia de 3000 a 8000 m nas regiões proximais, e quanto nas Cordilheiras varia de 2800 a 4300 m. Isso tudo é muito importante para definir a mobilidade do folhelho, que é função do grau de subcompactação e da sobrepressão de fluido (Morley et al., 1996).

Com relação ao sistema petrolífero, a principal geradora no delta do Níger é a Fm Akata, depositada do Eoceno ao Plioceno, sendo que a porção mais rica em matéria orgânica fica no intervalo Eoceno (Haack et al., 2000); ou seja, a geradora do Eoceno está muito próxima dos reservatórios miocênicos. Já nas Cordilheiras Mexicanas há duas geradoras principais, de idade Tithoniana e Turoniana que não estão diretamente em contato com os reservatórios miocênicos.

Kostenko et al. (2008) descrevem a descoberta da Shell, chamada Alpha e localizada na parte mais oeste da parte externa do cinturão de dobras e empurrão do delta do Níger (Figura 71). A estrutura do prospecto Alpha está no *trend* de direção NW-SE e tem 35 km de extensão, com duas direções de *detachment fold*. Três meandros de turbiditos do Mioceno Médio com direção NE-SW estão envolvidos no anticlinal, definindo uma trapa combinada estrutural-estratigráfica.

Figura 71 - Mapa de localização do Prospecto Alpha.

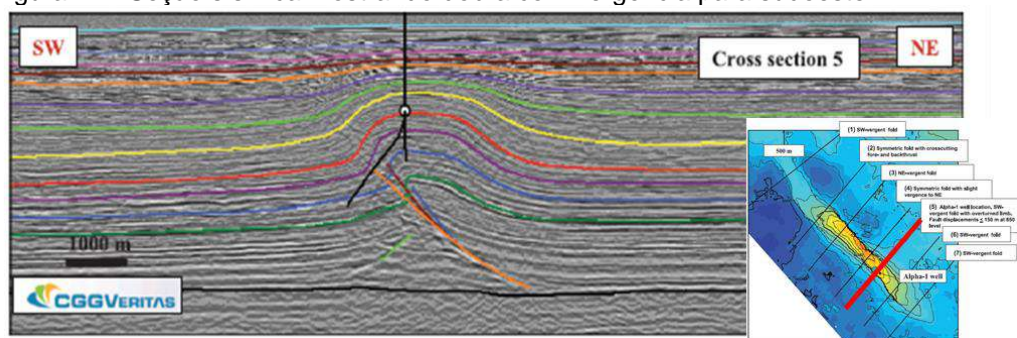


Legenda: Mapa de extração de amplitude da raiz quadrada do volume sísmico *Far offset*, mostrando meandros de turbiditos envolvidos pelo anticlinal e o poço. O poço Alpha 1 objetivou o meandro sul. Notar que o anticlinal muda a vergência ao longo do *trend* de sudoeste no Norte para a vergência Nordeste próximo ao meandro central, e volta para a vergência sudoeste na locação Alpha.

Fonte: Kostenko et al, 2008.

A seção através da localização Alpha-1 consiste de uma dobra com vergência sudoeste com várias aberturas de empurrões com inclinação para a terra, com deslocamento de aproximadamente 100-170m na cota 900m diminuindo para cima e desaparecendo aproximadamente na cota 800m (Figura 72).

Figura 72 - Seção sísmica mostrando dobra com vergência para sudoeste.



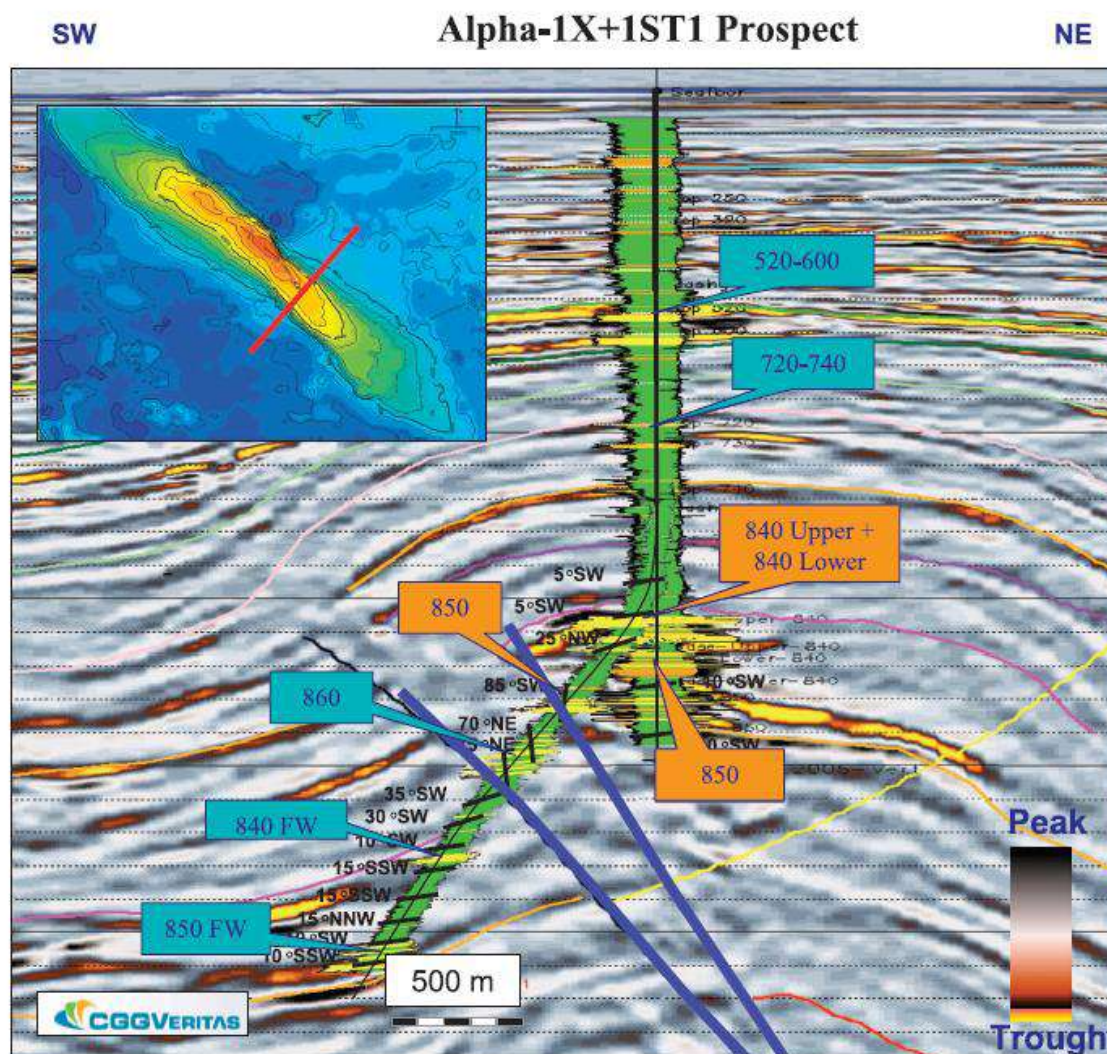
Horizon Legend:	
Sea floor	500
200	600
300	700
400	720
800	840
850	900
950	Detachment

Legenda: Seção sísmica mostrando a localização do poço Alpha 1 e seu desvio (*sidertrack*). *Inseto* mostrando mapa de contorno estrutural em profundidade do topo da estrutura e localização da linha sísmica (em vermelho).

Fonte: Kostenko et al., 2008.

A seção sísmica apresenta uma zona sem resolução e o projeto do poço incluiu a ferramenta *dipmeter* para verificar a inclinação das camadas. O resultado da perfuração pode ser resumido na Figura 73 abaixo. Note que na zona sem resolução sísmica o *dipmeter* mostra camadas quase com inclinação vertical, caracterizando a zona sem imageamento como uma dobra de estilo *kink* e não falha, como vários interpretes acreditam ocorrer em estruturas parecidas na região. Kostenko (2008) acredita que essas dobras são limitantes na presença de coluna de óleo planejado e real para várias descobertas da região.

Figura 73 - Seção sísmica mostrando o resultado da perfuração dos poços Alpha -1 e Sidetrack.



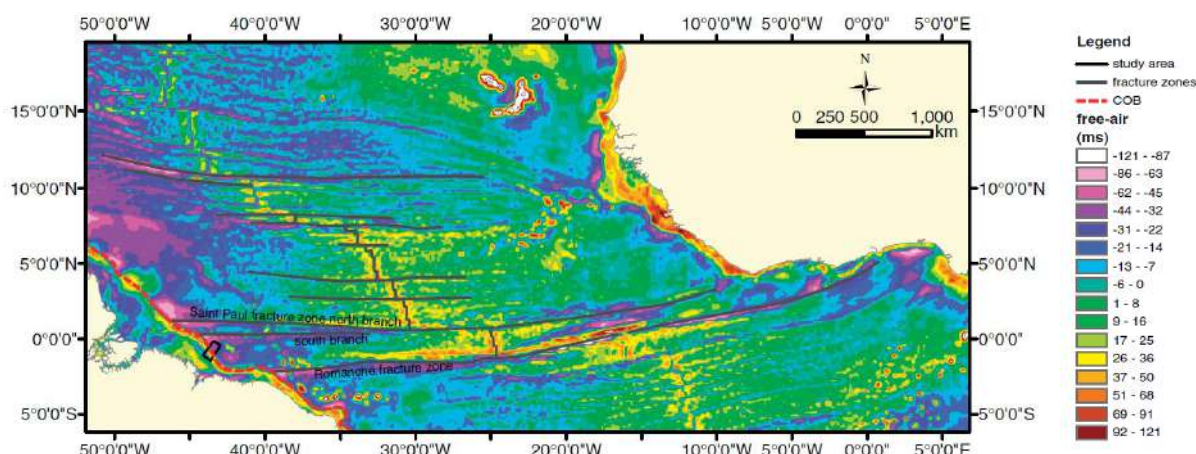
Legenda: Na seção os quadros laranjas indicam ocorrência de óleo e os quadros em azul onde foi constatado água. A inclinação do *dipmeter*, em graus, é indicada ao lado das barras pretas. As barras azuis mostram a área sem resolução sísmica.

Fonte: Kostenko et al., 2008.

7.5 Bacia de Barreirinhas

A Bacia de Barreirinhas está inserida na Margem Equatorial Brasileira (MEQ), que inclui o Cone de Amazonas (a parte profunda do delta) e estende-se para oeste até o final da Zona de Fratura de Romanche (Figura 74) (Krueger et al., 2012).

Figura 74 - Mapa de anomalia *Free Air* da Margem Equatorial Atlântica.

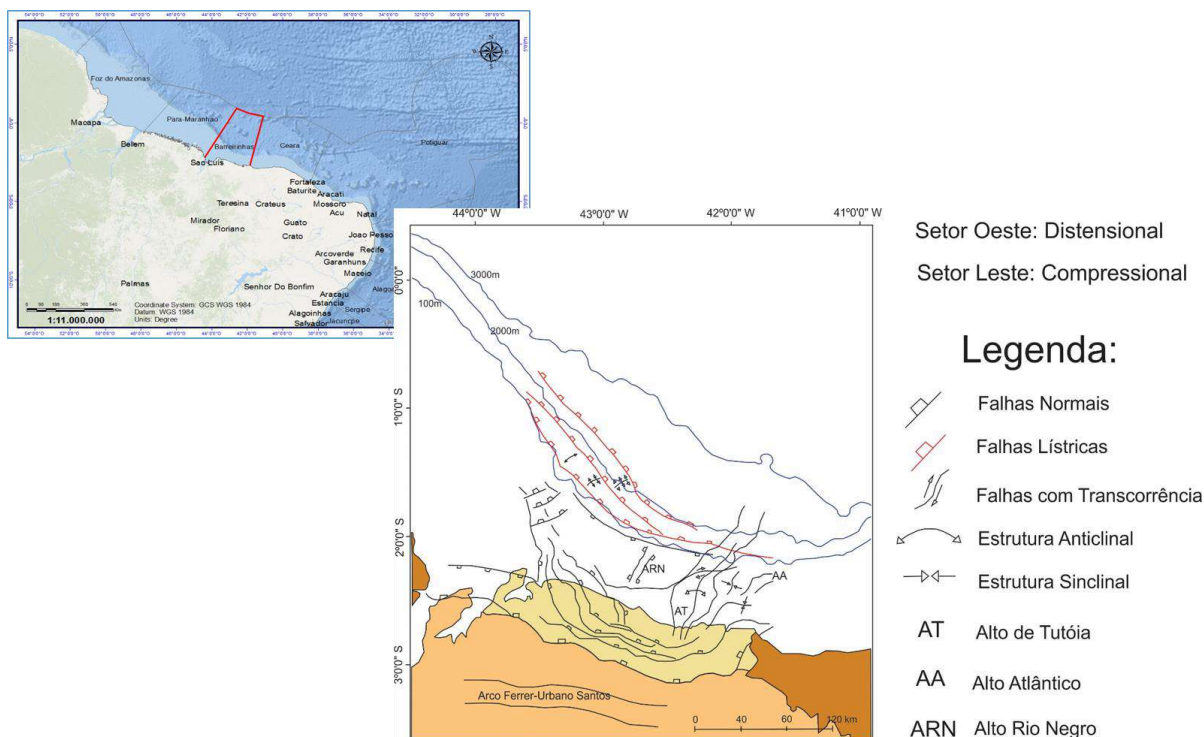


Legenda: Mapa de anomalia *Free air* da Margem Equatorial Atlântica (Sandwell e Smith, 2009). Zonas de fratura correspondem a anomalias negativas (-70 to -40 mgals). Anomalia de gravidade tem amplitudes alta positivas sobre a cunha da margem continental (20 – 80 mgals) e amplitudes altas negativas sobre a crosta oceânica (-20 to -70 mgals).

Fonte: Krueger et al., 2012.

A Bacia de Barreirinhas situa-se na Margem Equatorial Brasileira, tanto em terra quanto no mar, aproximadamente entre os meridianos 44°W e 42°W e os paralelos de 00° e 03°S (Figura 75). Ocupa uma área de aproximadamente 46.000 km^2 , dos quais 8.500 km^2 são emersos, com a porção marítima estendendo-se até à cota batimétrica de 3.000 metros.

Figura 75 - Localização da Bacia de Barreirinhas



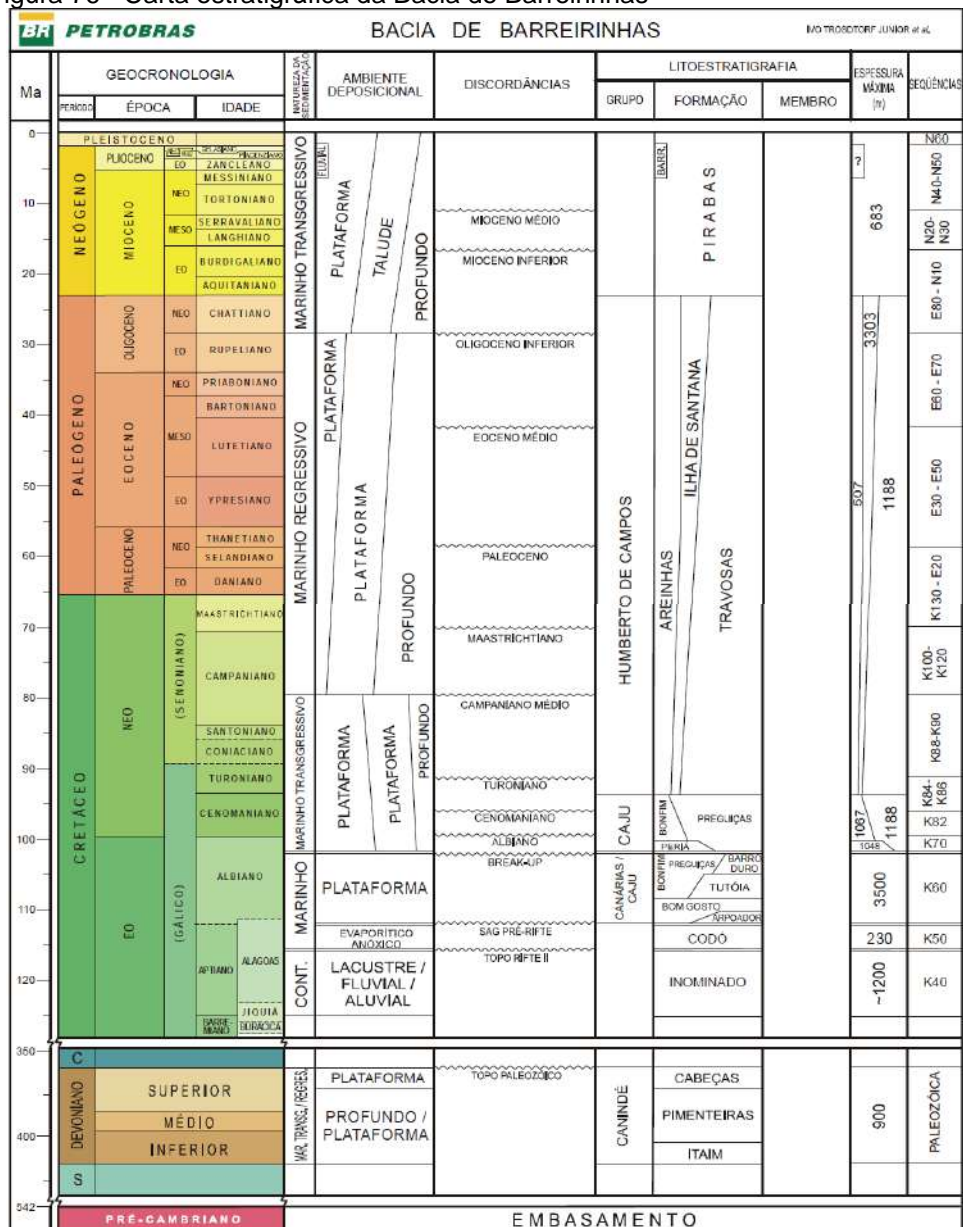
Legenda: *Insite* com localização regional da Bacia de Barreirinhas, entre as bacias de Pará Maranhão e Ceará. Bacia de Barreirinhas com as principais feições estruturais.

Fonte: modificado de Azevedo, 1986.

A origem e evolução dessa bacia, associada à separação transformante dos continentes sul-americano e africano, foi alvo de diversos estudos e projetos (Pamplona, 1969; Azevedo, 1986; Azevedo et al. 1985; Szatmari et al. 1985; Szatmari et al. 1987; Soares Jr., 2002; Zalán et al. 2004 *apud* Trosdorf et al., 2007). A bacia tem sido considerada como um clássico exemplo de bacia transtensional rômica (Azevedo, 1991 *apud* Trosdorf et al., 2007) associada à movimentação dextral e projeção em crosta continental da Zona de Fratura Oceânica Romanche, que a corta praticamente pela metade, estendendo-se para oeste até a Ilha de São Luís.

A fase *rift* inicial Aptiana ao longo da Margem Equatorial teve um forte componente cisalhante dextral, que levou à criação de pequenas bacias *pull apart* preenchidas por espessas seqüências sedimentares continentais (Trosdorf et al., 2007). Águas oceânicas invadiram a bacia do norte para o sul durante o Neoaptiano, depositando uma seqüência lagunar anóxica, a Fm Codó, posteriormente coberta pelos Grupos Canarias e Caju do Albiano (Trosdorf et al., 2007) (Figura 76). Durante o Neoalbiano, o Brasil estava desconectado-se do continente Africano, terminando o cisalhamento dextral da crosta continental ao longo da margem (Antobreh et al., 2009 *apud* Krueger et al., 2012).

Figura 76 - Carta estratigráfica da Bacia de Barreirinhas



Legenda: Carta estratigráfica da Bacia de Barreirinhas com os principais eventos tectônicos e nomes das formações.

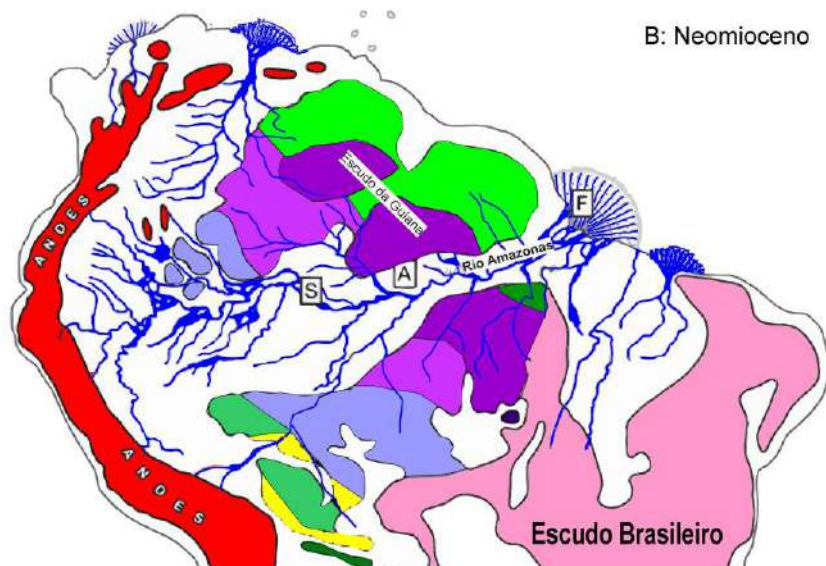
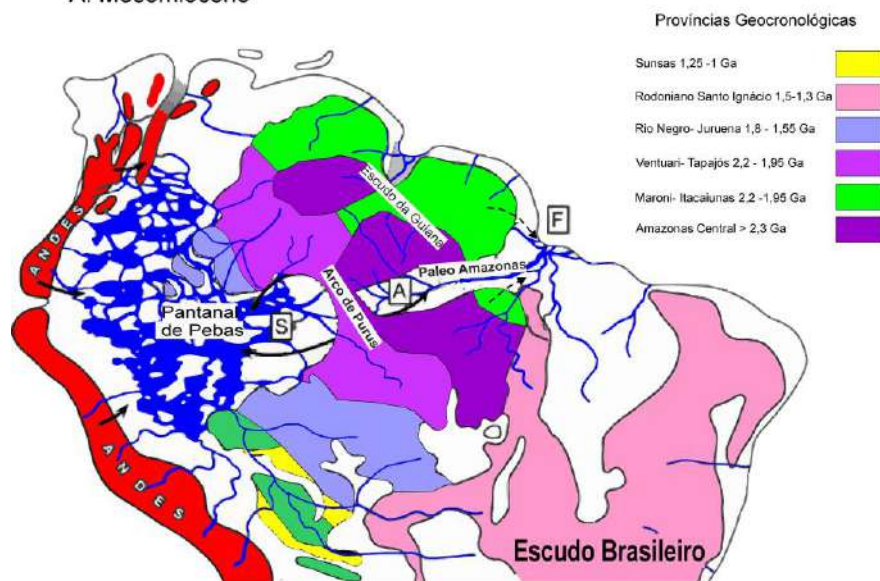
Fonte: Trosdtorf et al., 2007.

Uma conexão entre as águas do Oceano Atlântico Central e Sul estava estabelecida durante o Cenomaniano/Turoniano (Antobreh et al., 2009 *apud* Krueger et al., 2012). Seguindo o estabelecimento de uma margem passiva, sedimentação local e tectonismo por gravidade foi fortemente, porém indiretamente, influenciado pelo tectonismo Andino. Sobre o Grupo Cajú depositou-se o Grupo Humberto de Campos do Turoniano até o Oligoceno), com a deposição de seus equivalentes temporais Fm Areinhas sobre o continente, Fm Ilha de Santana sobre a plataforma, e a Fm Travossas em águas profundas (Trosdtorf et al., 2007). A tectônica gravitacional

deformou a Fm Travossas e unidades superiores. Sedimentação aumenta durante o Mioceno.

Mapas paleogeográficos de Figueiredo et al. (2009) mostram mudança na direção de drenagem que unia o oeste da Amazônia até o delta do Amazonas em aproximadamente 6.8 Ma. (Figura 77).

Figura 77 - Mapa paleogeográfico da Amazônia.
A: Mesomioceno

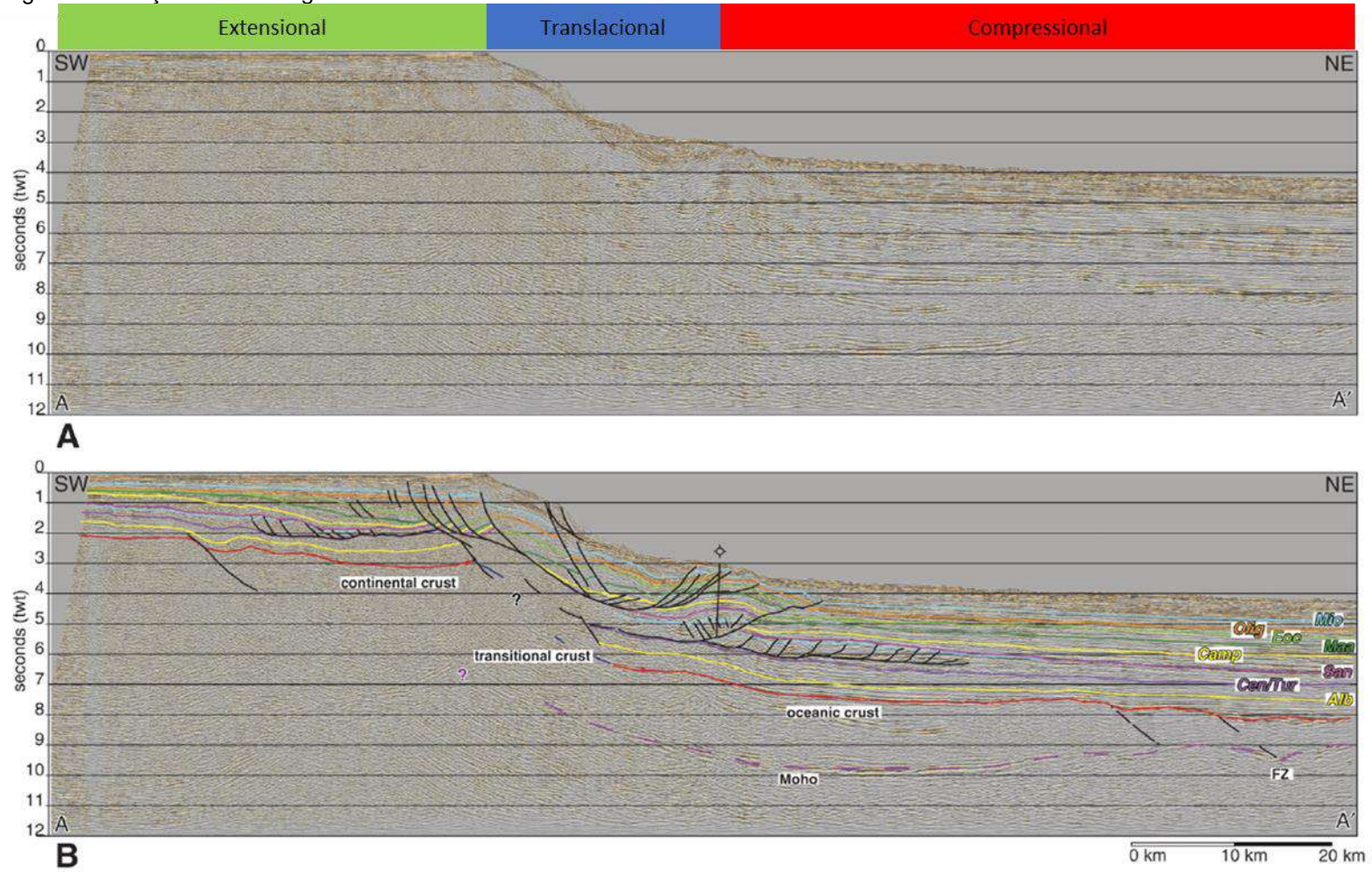


Legenda: Mapas paleogeográficos da Amazônia e costa Atlântica, norte da América do Sul. Durante o Eomioceno, a principal fonte de sedimentos foi a província de Maroni-Itacaiunas (setas tracejadas); A: Mesomioceno. A fonte primária mudou-se para o centro da região amazônica (província de Rio Negro-Juruena). B: Neomioceno. O pantanal oeste da Amazônia e o rio paleo-amazônico (no leste da Amazônia) se conectam para formar o rio transcontinental, o moderno rio Amazonas. A fusão dessas duas redes foi causada pelo aumento da elevação andina e pela queda global do nível do mar. Desde o final do Mioceno, os Andes constituíram a principal fonte de suprimento de sedimentos para o Delta do Amazonas. F - Bacia de Foz do Amazonas, A - Bacia Paleozóica do Amazonas, S - Bacia Paleozóica do Solimões.

Fonte: Modificado de Figueiredo et al., 2009.

Krueger et al. (2012) mostram uma seção *regional* na Bacia de Barreirinhas onde se observa claramente o domínio extensional, translacional e o compressional (Figura 78).

Figura 78 - Seção sísmica regional na Bacia de Barreirinhas.



Legenda: Seção mostrando domínio extensional à esquerda, translacional e compressional à direita.
 Fonte: Krueger et al., 2012.

Oliveira et al., 2012, faz uma restauração das seções e mostra que a tectônica *thin skin* que deformou a região sugere que a quantidade total de encurtamento excedeu a quantidade total de alongamento nas camadas basais, próximo a superfície de *detachment*, enquanto o alongamento excedeu o encurtamento nas camadas superiores.

A Petrobras perfurou 2 poços, o 1-BRSA-729-MAS (código ANP) em 2009 e o 1-BRSA-1015-MAS (código ANP) em 2011, em posições semelhantes à mostrada na Figura 7.12, cujos objetivos eram depósitos turbidíticos do Campaniano e Maastrichtiano Médio. Os poços foram classificados como secos com indícios de óleo. A causa do insucesso foi atribuída à migração, e este problema é caracterizado pela sobrepressão na região dos reservatórios.

CONCLUSÕES

A partir de um levantamento sísmico regional 2D com linhas espaçadas de cerca de 25 km, na região das Cordilheiras Mexicanas - uma área considerada como nova fronteira no âmbito exploratório - este trabalho identificou áreas com maior potencial reservatório através da metodologia de análise sismoestratigráfica. Primeiramente, fundamentado no mapeamento das idades amarradas aos poços, foram gerados mapas estruturais para 9 níveis, sendo eles: Fundo do Mar, Mioceno Superior, Mioceno Médio, Mioceno Inferior, Eoceno, Oligoceno, Jurássico, Cretáceo e Embasamento. Os mapas estruturais evidenciam claramente o regime tectônico sofrido na área com falhas cortando as estruturas a partir do Eoceno até o Fundo do Mar, indicado pelos dois grandes lineamentos nos mapas, de direção N-S na região sul e de direção NE-SW na região norte, ambos paralelos à região de charneira da bacia. Essa estruturação iniciou-se com feições extensionais, a partir do oeste, passando por uma região translacional e finalizando a leste com estruturas contracionais em águas profundas, caracterizando a sub-bacia das Cordilheiras Mexicanas como um cinturão de falhamentos e dobramentos. Foram gerados mapas de isópacas regionais para os diferentes níveis mapeados, os quais mostraram que o Mioceno foi o período que apresentou mais potencial para a presença de reservatório siliciclástico, com feições representativas de entrada de sedimentos da área fonte a oeste para o fundo da bacia. Numa tentativa de particularizar os possíveis reservatórios para a região, foi realizada uma análise sistemática das linhas 2D existentes na área; esse estudo de fácies sísmicas caracterizou 6 fácies classificadas por sua amplitude, continuidade, arquitetura interna, forma externa e superfície de limite inferior. Tais fácies foram classificadas como (1) fácies característica de transporte de massa, definida por reflexões caóticas estilo *hummocky* com geometria externa variável e forma geralmente tabular; (2) a fácies característica de sedimentação hemipelágica, determinada por refletores com geometria paralela com grande extensão e amplitude baixa; (3) as fácies de canais turbidíticos, tipificados por refletores de alta amplitude e baixa continuidade e confinados em canais proximais; (4) leques turbidíticos com fácies de alta amplitude, forma lenticular e continuidade média a alta; (5) fácies vulcânicas identificadas por zonas de amplitude muito altas, situadas abaixo de zona de amplitude negativa e com pequena continuidade lateral; e

(6) contornitos do Recente, sugerindo que a área apresenta grande movimentação de corrente de fundo.

A presença de cânions identificado em grande parte das linhas sísmicas proximais, paralelas à linha de costa, demonstra que o Mioceno proporcionou grande entrada de sedimentos para dentro da Bacia. Quando integramos espacialmente estas fácies, foi possível utilizar o modelo de Beaubouef (1999) para indicar que os turbiditos do Mioceno se encontram dentro de um trato de sistema regressivo de mar baixo. Além disso, pode-se afirmar também que a sedimentação encontrada para a área, levando em consideração critérios de elementos deposicionais, indica sedimentação de água profunda. Os critérios para esta interpretação basearam-se em Posamentier e Kolla (2003) e Catuneanu (2006), pela identificação de sequência de depósitos de massas seguidos por sedimentação hemipelágica, logo seguida por turbiditos e hemipelágicos novamente. Como a seção do Neógeno foi afetada por eventos tectônicos, criando impossibilidade de se criar um diagrama cronoestratigráfico (diagrama de Wheeler) para toda a seção, foi criado um diagrama de Wheeler parcial englobando somente da seção do Mioceno Inferior até o Paleoceno, demonstrando que esta seção foi depositada durante um rebaixamento do nível de base. Ademais, através dos limites de sequência interpretados na sísmica, foi possível gerar uma correlação com o diagrama de Haq (1988), reforçando que os sedimentos do Mioceno foram depositados em um sistema regressivo.

Na área estudada os reservatórios com maior possibilidade de conter acumulações de hidrocarbonetos são os leques turbidíticos, os quais foram posteriormente dobrados e encontram-se trapeados próximos às cristas das estruturas criadas pelas falhas em *detachment*. Na tentativa de mapear as fácies de leques turbidíticos para os três níveis do Mioceno (Inferior, Médio e Superior), foram confeccionados mapas de deposição que auxiliam na busca por prospectos potenciais. A correlação entre os blocos adquiridos no BID realizado em 2018 e o mapa de deposição obtido para o Mioceno Inferior demonstra a validação da técnica.

Um estudo de rotação de fase foi executado nos dados sísmicos a fim de diferenciar as sismofácies com caracterização duvidosa, tendo-se obtido uma resposta muito boa em regiões onde há presença de rochas ígneas e possíveis corpos turbidíticos. O resultado desse estudo denota que em locais de rochas ígneas existe um incremento da sua amplitude e que em regiões onde ocorrem reservatórios siliciclásticos há uma redução da amplitude sísmica.

A pesquisa bibliográfica mostrou que reservatórios análogos de cinturões de dobramento de águas profundas são encontrados em várias bacias internacionais, como por exemplo na Bacia do Delta do Níger (Nigéria), em que houve sucesso no âmbito exploratório; e na Bacia de Barreirinhas (Brasil), onde pesquisas ainda estão sendo realizadas. Esses análogos também se apresentam em um domínio transformante, com turbiditos trapeados pela tectônica compressiva associado a deslocamento de folhelho. Isso demonstra que a área das Cordilheiras Mexicanas representa uma bacia com potencial para acumulação de hidrocarbonetos (predominantemente gás) e que necessitaria de uma melhor imageamento 3D na região de cinturões deformados por sísmica 3D, para melhor definição dos volumes dos prospectos.

REFERÊNCIAS

ALLEN, J. R. L. Mixing at turbidity current heads, and its geological implications, *Journal of Sedimentary Research*. [S.l.] v. 41, p. 97-113, 1971.

AMBROSE, W.A. et al. Neogene Tectonic, stratigraphic, and play framework of the southern Laguna Madre-Tuxpan continental shelf, Gulf of Mexico, in Bartolini and J.R. Román Ramos, eds. *Petroleum systems in the southern Gulf of Mexico: AAPG Memoir 90*, [S.l.], p. 477-502, 2009.

AUBOUIN, J. et al. The Middle America Trench in the Geological Framework of Central America. [S.l.] DOI:10.2973/dsdp.proc.67.141.1982, 1982.

AZEVEDO, R.P. Interpretação geodinâmica da evolução mesozóica da Bacia de Barreirinhas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 34. Anais. SBG. v. 3 Goiânia, p. 1115-1130, 1986.

BARTON, R. et al. High Impact Reservoirs, *Oilfield Review*, Houston: Schlumberger, pp. 14-29. 2010.

BEAUBOUEF, R. T et al. Deep-water sandstones, Brushy Canyon Formation, west Texas: AAPG Continuing Education Course Notes Series 40, [S.l.] variously paginated, 1999.

BIRD, P. An updated digital model of plate boundaries, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(3), 1027, 2003. doi:10.1029/2001GC000252.

BIRD, D. E. et al. Gulf of Mexico tectonic history: Hotspot tracks, crustal boundaries, and early salt distribution. In: AAPG Bulletin, [S.l.] v. 89, n. 3, p. 311-328, March 2005.

BOUMA, A.H. *Sedimentology of Some Flysch Deposits: a Graphic Approach to Facies Interpretation*. Elsevier, Amsterdam. 168 pp., 1962.

BOUMA, A.H. Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers. – *Marine and Petroleum Geology*, v. 17[S.l.], p. 137-143, 2000.

BUFFER, R. T.; Sawyer, D. S. Distribution of crust and early history, Gulf of Mexico: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, [S.l.] v. 35, p. 333–344, 1985.

BULHÕES, E. M., Técnica “VOLUME DE AMPLITUDES” para mapeamento de feições estruturais. Anais do VI Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, Salvador, Ba. 1999.

CATUNEANU, O. *Principles of Sequence Stratigraphic*. 1st Edition. Elsevier Science. [S.l.] 386p., 2006.

CHOPRA, S.; Pickford, S. Integrating coherence cube imaging and seismic inversion. *The Leading Edge*, Calgary, Alberta, Canada. v. 20. p. 354-362. April 2001.

CNIH (Centro Nacional de Información de Hidrocarburos)
<https://reservas.hidrocarburos.gob.mx/#>. Site com informações de campos e reservas mexicanas. Acessado em 03/02/2020.

CNH (Comisión Nacional de Hidrocarburos). Golfo do México- Aguás profundas Norte. Cinturon Plegado Perdido. Cinturon Subsalino. Cordilheras mexicanas. Síntesis Geológico Petrolera. [S.I.] Diciembre 2015.

CNH (Comisión Nacional de Hidrocarburos). Recursos Prospectivos de México: Área Perdido, Cordilleras Mexicanas y Cuenca Salina, aguas profundas del Golfo de México. [S.I.] 2019.

COLE, G.A. et al. The Deepwater GoM Petroleum System: Insights from Piston Coring, Defining Seepage, Anomalies, and Background. 21st Annual GCSSEPM Foundation Research Conference - PETROLEUM SYSTEMS OF DEEP-WATERBASINS: GLOBAL AND GULF OF MEXICO EXPERIENCE, Houston, Texas, December 2-5, 2001.

CORREDOR, F.; Shaw, J.; Bilotti, F. Structural styles in the deep-water fold and thrust belts of the Niger Delta. *AAPG Bulletin*, [S.I.] v. 89, no. 6, pp. 753–780. June, 2005.

D'ÁVILA, R. S. F.; Paim, P. S. G. Geometria, Arquitetura e Heterogeneidades de corpos sedimentares – Estudo de Casos. Capítulo 2 Análogos de Reservatórios – Turbiditos - 2.5 Mecanismos de transporte e deposição deturbiditos. (eds) Paim, P. S. G., Faccini, U. F. e Netto, R. G. [S.I.] 2003.

DRAVIS, J.J.; WANLESS, H.R., Impact of strong easterly trade winds on carbonate petroleum exploration - Relationships developed from Caicos Platform, southeastern Bahamas, *Marine and Petroleum Geology* [S.I.] .2017.

FENG, J.; Buffler, R. T.; Kominz, M. A. Laramide orogenic influence on late Mesozoic–Cenozoic subsidence history, western deep Gulf of Mexico basin: *Geology*, [S.I.] v. 22, p. 359–362, 1994.

FERRARI, L. et al. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican volcanic belt: *Geology*, [S.I.], v. 27, p. 303–306, 1999.

FERRARI, L. et al. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, [S.I.] V. 522-523. Elsevier, p. 123-149, 2012.

FIGUEIREDO, J. et al. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin. *Geology*; V37; p.619-622, 2009.

FIDUK, J et al. The Perdido Fold Belt, Northwestern Deep Gulf of Mexico, Part 2: Seismic Stratigraphy and Petroleum Systems¹ in: AAPG Bulletin 83 (4): 578-612. April 01, 1999.

FISHER, M. P.; Woodward, N.B.; Mitchell, M.M. The kinematics of break-thrust folds: Journal of Structural Geology, [S.I.], v. 14 n. 04, p. 451-460, 1992.

GALLOWAY, W. E. Siliciclastic Slope and Base-of-Slope Depositional Systems: Component Facies, Stratigraphic Architecture, and Classification. AAPG Bulletin, [S.I.], v. 82, n. 4, P. 569–595. April 1998.

GÓMEZ-TUENA, A.; Orozco-Esquivel, Ma. T.; Ferrari, L. Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt, in Alaniz-Álvarez, S.A., and Nieto-Samaniego, Á.F., eds., Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México: Geological Society of America Special Paper [S.I.], v. 422, p.129–181, 2007.

GRAY, G.G. et al. Thermal and chronological record of syn- to post-Laramide burial and exhumation, Sierra Madre Oriental, Mexico, in Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (eds.), IN: The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: AAPG Memoir, 75 [Tulsa], 159–181, 2001.

GUZMAN, A. E.; Marquez-Dominguez, B. The Gulf of Mexico Basin south of the border, in M. W. Downey, ed., Petroleum provinces of the 21st Century: AAPG Memoir 74, [Tulsa] p. 337–351, 2001.

HAACK, R. C. et al. Niger Delta petroleum systems, Nigeria, in M. R. Mello and B. J. Katz, eds., Petroleum systems of South Atlantic margins: AAPG Memoir 73, p. 213–231, 2000.

HAQ, B. U.; Hardenbol, J.; Vail, P. R. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. In C. K. Wilgus, H. Posamentier, C. A. Ross, C. G. Kendall (Eds.), Sea Level Change: An integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42 [S.I.]. p71-108, 1988.

HEGWEIN, W. Petroleum developments in Mexico in 1962. BULLETIN of the AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS JULY, V47 N.7. 1963.

HOMZA, T.X.; WALLACE, W.K. Geometric and kinematic models for detachment folds with fixed and variable detachment depths: Journal of Structural Geology, [S.I.], v. 17, n. 04, p 575-588, 1995.

JAMISON, W. R. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes: Journal of Structural Geology, [S.I.], v. 9, p. 207–219, 1987.

KOSTENKO, O. V. et al. Structural evaluation of column-height controls at a toe-thrust discovery, deep-water Niger Delta. AAPG Bulletin, [S.I.], v. 92, no. 12, p. 1615-1638. December 2008.

KRUEGER, A.; GILBERT, Ed. Deepwater Fold-Thrust Belts: Not All the Beasts Are Equal. Adapted from extended abstract prepared for AAPG International Conference and Exhibition, Cape Town, South Africa, p. 26-29, October 2009.

KRUEGER, A. et al. Deposition and deformation in the deepwater sediment of the offshore Barreirinhas Basin, Brazil. *Geosphere*; [Houston], v. 8; n. 6; p. 1606-1631. December 2012.

KUENEN, Ph. H.; Migliorini, C.I. Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Journal of Geology* 58, 91- 127, 1950.

LOWE, D.R. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. In L.J. Doyle and O.H Jr. Pilkey (eds), *geology of Continental Slopes*, SEPM Spec. Publ. n. 27, p. 75-85, 1979.

LOWE, D. R. Sediment gravity flows. II. Depositional models with special reference to deposit of high-density turbidity currents. – *Journ. Sed. Petrol.*, v. 52, n. 1, p. 279-297. Tulsa. 1982.

MADOF, A. S. et al. Stratigraphic controls on a salt-withdrawal intraslope minibasin, north-central Green Canyon, Gulf of Mexico: Implications for misinterpreting sea level change. In: *AAPG Bulletin*, [Tulsa] v. 93, n. 4, p.535-561, April 2009.

MARTINEZ, J. F.; Cartwright, J. A; Hall, B. 3D seismic interpretation of slump complexes: examples from the continental margin of Israel. *Basin Research*, [S.I.], v. 17, p. 83-108, 2005.

MARTON, G.; Buffler, R.T. The southeastern Gulf of Mexico in the framework of the opening of the Gulf of Mexico Basin. In: Pindell, J.L., Perkins, B.F. (ed). *Mesozoic and Early Cenozoic Development of the Gulf of Mexico and Caribbean Region*. [S.I.] Page(s) 51-67, 1993.

MARTON, G.; Buffler, R.T. Jurassic reconstruction of the Gulf of Mexico Basin. In: *International Geology Review*, 36. Winston & Son, Silver Spring, MD, United States. Page(s) 545-586, 1994.

McFARLAN, E., Jr.; Menes, L.S. Lower Cretaceous, in Salvador, A., ed., *The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, Decade of North American Geology*, v. J, p. 181-204, 1991.

McHUGH, C. M. G.; Damuth, J. E.; Mountain, G. S. Cenozoic mass-transport facies and their correlation with relative sea-level change, New Jersey continental margin: *Marine Geology*, [S.I.], v. 184, p. 295-334, 2002.

Mexico Oil & Gas Sector Business & Investment Opportunities Yearbook Volume 1 Strategic Information and Opportunities. Int'l Business Publications, USA. 268p. 2010.

MEYER, D.; Zarra, L.; Yun, J. From BAHA to Jack, Evolution of the Lower Tertiary Wilcox Trend in the Deepwater Gulf of Mexico. *The Sedimentary Record*. Houston, TX September 2007.

MIDDLETON, G.V.; Hampton, M.A. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: Middleton, G.V., Bouma, A.H. (Eds.), *Turbidites and Deep-water Sedimentation*. Pacific Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Los Angeles, p. 1 -38, 1973.

MITCHUM, R. M.; Vail, P.R.; Thompson, S. Seismic stratigraphy and global changes in sea level, part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: Payton (ed). *Seismic stratigraphy application to hydrocarbon exploration*. AAPG Memoir-26, AAPG, Tulsa, Oklahoma. p. 53-62, 1977.

MITRA, S. Structural models of faulted detachment folds: AAPG Bulletin, [S.I.], v. 86, n. 9, p. 1673-1694, 2002.

MORLEY, C.K. and Guerin, G. Comparison of gravity driven deformation styles and behavior associated with mobile shale and salt. *Tectonics*, [S.I.], v. 15, n.06, p. 1154-1170 December 1996.

MÜLLER, R. D., Zahirovic, S., Williams, S. E., Cannon, J., Seton, M., Bower, D. J., et al. A global plate model including lithospheric deformation along major rifts and orogens since the Triassic. *Tectonics*, 38, 1884-1907, 2019. <https://doi.org/10.1029/2018TC005462>.

MUTTI, E.; Ricci Lucchi, F. Turbidites of the northern Apennines: Introduction to facies analysis. *International Geology Review*, v. 20, p. 125-166, 1972.

MUTTI, E., *Turbidite Sandstones*. AGIP Special Publication, Milan, Italy, 275 pp., 1992.

MUTTI, E. et al. Turbidites: Models and Problems in Marine and Petroleum Geology [S.I.], v. 20, Issues 6–8, p. 523-934. June- September 2003.

NORTON, I. O.; Lawver, L. A.; Gahagan, L. M. Tectonics of the Gulf of Mexico at the transition from rift to drift: Crustal structure of the basin during salt deposition. In: *GSA Joint Annual Meeting*, Houston, TX, 2008.

OLIVEIRA, Maria J. R.; et al. Linked extensional compressional tectonics in gravitational systems in the Equatorial Margin of Brazil, in D. Gao, ed. *Tectonics and sedimentation: Implications for petroleum systems: AAPG Memoir 100*, p. 159-178, 2012.

PADILLA Y SÁNCHEZ, R.J., et al. National Autonomous University of Mexico Tectonic Map of Mexico GIS Project, American Association of Petroleum Geologists GIS Open Files series, 2013.

PEMEX (Petróleos Mexicanos). Informe Geológico final. Pozo: Vespa-1. México, Marzo 2014. Relatório Técnico.

PEMEX (Petróleos Mexicanos). Informe Geológico final. Pozo: Lakach-1. México, Fev 2002. Relatório Técnico.

PEMEX (Petróleos Mexicanos). Informe Geológico final. Pozo: Piklis-1. México, Jun 2011. Relatório Técnico.

PEW, Elliott A.B. Seismic Structural Analysis of Deformation in the Southern Mexican Ridges. Master Thesis- The University of Texas at Austin, 101p. Austin, TX. May 1982.

PINDELL, J.L.; Kennan, L. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: An update. In: James, K.H. (ed), Geological Society Special Publications 328: The Origin and Evolution of the Caribbean Plate. Geological Society of London, London, United Kingdom. Page(s) 1-55, 2009.

PINDELL, J. History of tectonic modeling and implications for depositional architecture in the Gulf of Mexico: Where we should go from here. In: Hammes, U. (ed), Transactions of the 60th Annual GCAGS Convention and the 57th Annual GCSSEPM Meeting, San Antonio, Texas, October 10-12, 2010. Gulf Coast Association of Geological Societies, New Orleans, LA, United States. Page(s) 917-929, 2010.

POBLET, J.; et al. Geometries of syntectonic sediments associated with single-layer detachment folds: *Journal of Structural Geology*, v. 19, n. 3-4. Elsevier: Great Britain, p. 369-381, 1997.

POSAMENTIER, H. W.; Kolla, V. Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings: *Journal of Sedimentary Research*, [S.I.], v. 73, p. 367-388, 2003.

POSTMA, G.; Nemec, W.; Kleinspehn, K.L. Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. *Sedimentary Geology* 58 [S.I.], 47- 61, 1988.

PRATHER, B. E. et al. Classification, lithologic calibration and stratigraphic succession of seismic facies of intraslope basins, deep-water Gulf of Mexico. In: AAPG Bulletin, [S.I.], v. 82, no. 5A, p. 701-728, May 1998.

RODRIGUEZ, Anthony Byron. Regional structure, stratigraphy, and hydrocarbon potential of the Mexican sector of the Gulf of Mexico. 2011. 194 p. Master thesis - The University of Texas at Austin. Austin, 194 p., 2011.

ROWAN, M. G.; Peel, F. J.; Vendeville, B. C. Gravity-driven fold belts on passive margins, in K. R. McClay, ed., *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*: AAPG Memoir 82 [S.I.], p. 157-182, 2004.

SALOMÓN-MORA, L. E.; Aranda-García, M.; Román-Ramos, J. R. Contractional Growth Faulting in the Mexican Ridges, Gulf of Mexico. In: BARTOLINI, Claudio; ROMÁN-RAMOS, Juan Rogelio (Ed.). *Petroleum systems in the Southern Gulf of Mexico*: AAPG Memoir 90. [Tulsa]: American Association of Petroleum Geologists, p. 93-115, 2009.

SALOMÓN-MORA, L. E.; Cruz-Mercado, I.; Alsop, S. A. Tectonics structure, and hydrocarbon potential of the Mexican Ridges Fold Belt, western Gulf of Mexico. Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, v. 61, Vera Cruz, Mexico, p. 403-419, 2011.

SALVADOR, A. Late Triassic–Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico Basin: AAPG Bulletin [S.I.] v. 71, p. 419-451, 1987.

SALVADOR, A. (ed). The Geology of North America: The Gulf of Mexico Basin. In: Geological Society of America (GSA), Boulder, CO, United States. Volume J, Page(s) 1-568, 1991.

SNEDDEN, J. W., et al. Interaction of deepwater deposition and a midocean spreading center, eastern Gulf of Mexico Basin, USA: Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, [S.I.] v. 64, p. 371–383. 2014.

SANDWELL, D.T. et al. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure. Marine Geophysics. [S.I.], v. 346 ISSUE 6205. OCTOBER 2014.

SMITH, W. H. F.; Sandwell, D. T. Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings. Science, [S.I.], v. 277, p. 1956-1962, 1997.

STORTI, F.; Poblet, J. Growth stratal architectures associated to decollement folds and fault-propagation folds: inferences on fold kinematics. Tectonophysics, [S.I.], v. 282, p. 353-373, 1997.

TOPEX (https://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi). Site da Universidade da Califórnia San Diego Acessado em 10/11/2018.

TROSDTORF, I. et al. Bacia de Barreirinhas: Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 331-339, maio/nov. 2007.

VEEKEN, Paul. C. H.; Van Moerkerken, B. Seismic Stratigraphy and Depositional Facies Models. 1st ed. Houten: EAGE, 2013.

WALKER, R.G. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. – AAPG Bull., v. 62, p. 932-966, 1978.

WEIMER, Paul. Sequence Stratigraphy, Facies Geometries, and Depositional History of the Mississippi Fan, Gulf of Mexico. In: AAPG Bulletin, [S.I.], v. 74, n. 4, p. 425-453, April 1990.

WEIMER, P. Interpreting turbidite systems with 2-D and 3-D seismic data: an overview, in A. H. Bouma and C. G. Stone, eds., Fine-grained turbidite systems, AAPG Memoir 72/SEPM Special Publication 68 [S.I.], p. 89–92, 2000.

WHEELER, H. E. Time stratigraphy. American Association of Petroleum Geologists Bulletin. n. 42, p. 1047-1063, 1958.

WINKER, C.D.; Buffler, T. Palaeogeographic evolution of early deep-water Gulf of Mexico and margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Commanchean). In AAPG Bulletin, v. 72, N. 3. In: AAPG Bulletin, Tulsa, OK, United States, p. 318-346, 1988.