

**UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA/LAGEMAR**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM DINÂMICA DOS OCEANOS E DA**  
**TERRA – MESTRADO**

**Ciclicidade deposicional e paleodrenagem do**  
**Quaternário Superior na plataforma continental**  
**da porção norte da Bacia de Campos**

**VINICIUS SANTOS RODRIGUES**

**NITERÓI**  
**JUNHO 2017**

**VINICIUS SANTOS RODRIGUES**

**Ciclicidade deposicional e paleodrenagem do  
Quaternário Superior na plataforma continental  
da porção norte da Bacia de Campos**

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra da Universidade Federal Fluminense, como requisito para obtenção do grau de Mestre em Ciências da Terra (M.Sc.). Área de concentração: Geologia e Geofísica Marinha.

Orientador:

Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva

NITERÓI

JUNHO 2017

Rodrigues, Vinicius Santos

Ciclicidade deposicional e paleodrenagem do Quaternário Superior na plataforma continental da porção norte da Bacia de Campos / Vinicius Santos Rodrigues. – Niterói: [s.n.], 2017.

173 f.

Dissertação (Mestrado em Dinâmica dos Oceanos e da Terra) – Universidade Federal Fluminense, 2017.

1.Estratigrafia sísmica. 2. Quaternário marinho. Paleodrenagem.  
4.Bacia de Campos. I.Título

**Vinicius Santos Rodrigues**

**Ciclicidade deposicional e paleodrenagem do Quaternário Superior na  
plataforma continental da porção norte da Bacia de Campos.**

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra da Universidade Federal Fluminense, como requisito para obtenção do grau de Mestre em Ciências da Terra (M.Sc.). Área de concentração: Geologia e Geofísica Marinha.

Aprovado em \_\_/\_\_/2017

---

Antonio Tadeu dos Reis

Universidade do Estado do Rio de Janeiro

---

Rodrigo Abuchacra

Universidade do Estado do Rio de Janeiro

---

Orientador: Cleverson Guizan Silva

Universidade Federal Fluminense

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço ao professor Cleverson pela ajuda, pela paciência e pelo direcionamento durante esses dois anos. Esta pesquisa se realizou graças ao Projeto DELTA (*Arquitetura deposicional do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul e seu papel na transferência sedimentar para águas profundas*), financiado pela Chevron Brasil, com recursos de investimento em pesquisa e desenvolvimento para petróleo, gás natural e biocombustíveis – P&D/ANP (conv. Fundação Coppetec IGEO-15.857).

Também gostaria de deixar o agradecimento à minha família, Gerusa, Edvaldo e Vanessa, pelo apoio sempre incondicional nas minhas decisões, sendo para eles o esforço de todo esse trabalho. Aos meus amigos que ajudaram, seja diretamente com uma revisão, com uma ajuda nos softwares, com uma tentativa de ajuda, ou indiretamente com o incentivo, a preocupação com o andamento das coisas e pela parceria oferecida quando estive no Rio. Meu muito obrigado Mari, Allyson, Fer, Lara, Consolo, Bia, Vitão, Lucas, Luti, Rafael, Marcela e Mayara.

Por último gostaria de agradecer à empresa ao qual faço parte, EGS Brasil, por sempre ter me apoiado na realização do mestrado. Especialmente a Tati e a Gabi, que ofereceram ajudas cruciais durante todo o trabalho.

# SUMÁRIO

RESUMO .....	xii
ABSTRACT .....	xiii
1. INTRODUÇÃO .....	1
1.1. Objetivo .....	2
2. SÍNTESE TEÓRICA .....	3
2.1. O Período Quaternário .....	3
2.1.1. Processos influenciadores das variações climáticas .....	4
2.1.2. Variações climáticas no Quaternário.....	6
2.2. Processos sedimentares em plataformas continentais.....	9
2.2.1. Sedimentos siliciclásticos.....	18
2.2.2. Esculpimento fluvial da plataforma.....	20
2.2.3. Sedimentação carbonática.....	27
3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....	33
3.1. Evolução Tectono-sedimentar da Bacia de Campos e feições associadas .....	34
3.2. Fisiografia da Bacia de Campos .....	38
3.3. Região Costeira da Bacia de Campos .....	40
3.4. Evolução do Rio Paraíba do Sul .....	41
3.5. Aspectos oceanográficos .....	44
3.6. Geomorfologia e sedimentação da porção norte da região costeira da Bacia de Campos .....	46
3.7. Plataforma da Bacia de Campos.....	50
3.8. Geomorfologia e sedimentação: Talude da Bacia de Campos e Platô de São Paulo .....	56
3.9. Sismoestratigrafia na Bacia de Campos .....	59
4. MATERIAIS E MÉTODOS .....	65
4.1. Aquisição e processamento dos dados sísmicos .....	65
4.2. Interpretação sísmica .....	68
4.3. Drenagem atual e pretérita.....	73
5. RESULTADOS .....	75
5.1. Interpretação sísmica .....	75
5.1.1. Elementos arquiteturais da Sequência sísmica Sq2.....	87
5.1.2. Elementos arquiteturais da Sequência sísmica Sq3.....	88
5.1.3. Elementos arquiteturais da Sequência sísmica Sq4.....	90
5.1.4. Elementos arquiteturais da Sequência sísmica Sq5.....	93
5.2. Paleodrenagem mapeada nas sequências sísmicas.....	98
5.2.1. Paleocanais esculpidos na superfície S3, limite superior da unidade Sq2.....	99
5.2.2. Paleocanais esculpidos na superfície S4, limite superior da unidade Sq3.....	102
5.2.3. Paleocanais esculpidos na superfície S4', limite superior da Unidade Sq4A ...	105
5.2.4. Paleocanais esculpidos na superfície S5, limite superior da Unidade Sq4B....	108

6. DISCUSSÃO .....	114
6.1. Ciclicidade deposicional .....	115
6.2. Paleodrenagem .....	121
7. CONCLUSÃO .....	128
8. REFERÊNCIAS .....	129
ANEXO I .....	137

## Lista de Figuras

FIGURA 1: SUBDIVISÃO DO PERÍODO QUATERNÁRIO E SUAS RESPECTIVAS ÉPOCAS.....	3
FIGURA 2: COMPONENTES ORBITAIS PRIMÁRIOS DOS CICLOS DE MILANKIVITCH .....	5
FIGURA 3: SÍNTESE DAS CURVAS DE NÍVEL RELATIVO DO MAR.....	7
FIGURA 4: AMOSTRAS DE VERMITÍDEO DATADAS AO LONGO DA COSTA LESTE BRASILEIRA, COM A RELATIVA MARGEM DE ERRO.....	9
FIGURA 5: ESQUEMA BÁSICO DOS CONTROLES ALOGÊNICOS, COMO TECTONISMO, EUSTASIA E CLIMA, SOBRE OS PADRÕES DE DEPOSIÇÃO SEDIMENTAR. ....	11
FIGURA 6: CRITÉRIOS PARA CLASSIFICAÇÃO DE PLATAFORMAS. ....	11
FIGURA 7: TIPOS DE PLATAFORMA: PLATAFORMA SEDIMENTAR; PLATAFORMA COMBINADA; PLATAFORMA ESTRUTURAL. ....	13
FIGURA 8: PADRÃO DE EMPILHAMENTO DAS PARASEQUÊNCIAS, ASSOCIADOS COM AS VARIAÇÕES DE NÍVEL DO MAR, GERAÇÃO DE ESPAÇO DE ACOMODAÇÃO E SUPRIMENTO DE SEDIMENTOS .....	15
FIGURA 9: ARQUITETURA DETALHADA DOS TRATOS DE SISTEMA.. ....	16
FIGURA 10: NOMENCLATURA DOS TRATOS DE SISTEMA E TEMPO DOS LIMITES DE SEQUÊNCIA PARA OS MODELOS DE SEQUÊNCIAS ESTRATIGRÁFICAS EXISTENTES .....	18
FIGURA 11: CLASSIFICAÇÃO DE RIOS, BASEADO NAS CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS DOS CANAIS FLUVIAIS.....	21
FIGURA 12: DIAGRAMA ILUSTRATIVO DAS CAUSAS, RESPOSTAS E CONSEQUÊNCIAS DA VARIAÇÃO NO SUPRIMENTO DE SEDIMENTO PARA UMA BACIA DEPOSICIONAL.....	22
FIGURA 13: CONTROLES ALOGÊNICOS NA SEDIMENTAÇÃO FLUVIAL.....	23
FIGURA 14: DIAGRAMA DAS RELAÇÕES ENTRE FACE PRAIAL E ARQUITETURA FLUVIAL COMO FUNÇÃO DAS MUDANÇAS DO NÍVEL DE BASE.....	24
FIGURA 15: GRÁFICO TRIDIMENSIONAL MOSTRANDO A SINUOSIDADE COMO FUNÇÃO DO GRADIENTE DO CANAL E DA DESCARGA TOTAL DO RIO. ....	25
FIGURA 16: PERFIS SÍSMICOS MOSTRANDO A FORMA DE CANAL ESTRATIGRÁFICA EM REGIÕES PRÓXIMAS E DISTANTES DA ÁREA DE ESTUDO. ....	26
FIGURA 17: SEÇÕES TRANSVERSAIS DE VALES INCISOS E PERFURAÇÕES COM A VARIABILIDADE DO PREENCHIMENTO DOS CANAIS NA PLATAFORMA INTERNA DA BAÍA DE BISCAY E SEU CONTROLE NA MORFOLOGIA DO SUBSTRATO. ....	27
FIGURA 18: TIPOS DE PLATAFORMAS CARBONÁTICAS, BASEADOS NA GEOMETRIA, GRADIENTE DE INCLINAÇÃO E RELAÇÃO COM A MARGEM DA BACIA. ....	29
FIGURA 19: CICLO DE FORMAÇÃO DE UM SISTEMA CARBONÁTICO DE ÁGUAS RASAS-PROFUNDAS EM UMA ESTRUTURA ESTRATIGRÁFICA. ....	32
FIGURA 20: MAPA REGIONAL DA PORÇÃO NORTE DA PLATAFORMA CONTINENTAL DA BACIA DE CAMPOS, ÁREA DO PRESENTE ESTUDO. ....	33
FIGURA 21: MODELO GEODINÂMICO ESQUEMÁTICO DA MARGEM CONTINENTAL DIVERGENTE. ....	36
FIGURA 22: SEÇÕES GEOLÓGICAS CONVERTIDAS EM PROFUNDIDADE, EXTRAÍDAS DE DOIS PERFIS SÍSMICOS NA BACIA DE CAMPOS. ....	37
FIGURA 23: MAPA ESTRUTURAL DO ATLÂNTICO SUDESTE E DO BORDO CONTINENTAL ADJACENTE DO BRASIL. ....	38
FIGURA 24: MAPA BATIMÉTRICO INTEGRADO DA BACIA DE CAMPO.....	40
FIGURA 25: MAPA GEOLÓGICO DA PLANÍCIE DELTAICA DO RIO PARAÍBA DO SUL. ....	42
FIGURA 26: MODELO EVOLUTIVO DAS PLANÍCIES COSTEIRAS PARA A REGIÃO ENTRE MACAÉ (RJ) E MACEIÓ (AL). ....	43
FIGURA 27: EVOLUÇÃO DA REGIÃO DA LAGOA FEIA E DA PLANÍCIE DO RIO PARAÍBA DO SUL.....	44
FIGURA 28: UNIDADES HIDROGRÁFICAS DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO, COMPARTIMENTO ITABAPOANA – PARAÍBA DO SUL E PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO PARAÍBA DO SUL .....	47
FIGURA 29: COMPARTIMENTO ENTRE A MARGEM NORTE DA DESEMBOCADURA DO RIO ITABAPOANA ATÉ A FOZ DO RIO ITAPEMIRIM .....	49
FIGURA 30: ILUSTRAÇÃO DE FEIÇÕES GEOMORFOLÓGICAS.....	52
FIGURA 31: MORFOLOGIA DA PLATAFORMA DA BACIA DE CAMPOS, SOBREPOSTA À DIVISÃO POR SETORES COM CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS E FACIOLÓGICAS.....	54



FIGURA 32: SEÇÃO SÍSMICA EM TEMPO MOSTRANDO A DISTRIBUIÇÃO ATUAL DE FÁCIES CARBONÁTICAS. ....	55
FIGURA 33: MODELO DIGITAL DA GEOMORFOLOGIA INDICANDO AS PRINCIPAIS FEIÇÕES GEOMORFOLÓGICAS DO FUNDO DO MAR DA BACIA DE CAMPOS. ....	56
FIGURA 34: IMAGEM EM PERSPECTIVA DO RELEVO SOMBREADO .....	57
FIGURA 35: IMAGEM 3D EM PERSPECTIVA DO RELEVO SOMBREADO DO FUNDO DO MAR DA REGIÃO CENTRAL DA BACIA DE CAMPOS E EMPILHAMENTO E DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS FÁCIES SEDIMENTARES SUPERFICIAIS DA BACIA DE CAMPOS. ....	59
FIGURA 36: PERFIL SÍSMICO SPARKER NÃO INTERPRETADO DE 700 J DE POTÊNCIA (TOPO) E INTERPRETAÇÃO SÍSMICA COM AS CINCO SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS PRINCIPAIS. ....	61
FIGURA 37: INTERPRETAÇÃO DOS TRATOS DE SISTEMAS DA PORÇÃO SUL DA PLATAFORMA CONTINENTAL SUL DA BACIA DE CAMPOS DEMONSTRANDO AS SUBUNIDADES SÍSMICAS E AS DISCORDÂNCIAS EROSIVAS. ....	62
FIGURA 38: CORRELAÇÃO DE CADA SEQUÊNCIA SÍSMICA COM O RESPECTIVO CICLO DE VARIAÇÃO GLACIOEUSTÁTICA. ....	63
FIGURA 39: INTERPRETAÇÃO DAS POSIÇÕES DA PALEODRENAGEM DO PALEOPARAÍBA DO SUL NA 1°, 2° E 3° GERAÇÃO DE PALEOCANAIS, REPRESENTANDO A EVOLUÇÃO FLUVIAL DESDE O FIM DO PLEISTOCENO MÉDIO ATÉ O PLEISTOCENO TARDIO. ....	64
FIGURA 40: MODELO EVOLUTIVO DA PORÇÃO SUL DA PLATAFORMA CONTINENTAL DA BACIA DE CAMPOS PARA O PERÍODO ENTRE O ESTÁGIO ISOTÓPICO 6 E O RECENTE. ....	65
FIGURA 41: FOTOS DA OPERAÇÃO DE AQUISIÇÃO DOS DADOS SÍSMICOS. ....	67
FIGURA 42: DIAGRAMA DA ARQUITETURA DAS SEQUÊNCIAS COM O CONCEITO DE ONLAP INICIAL SEGUIDO POR PROGRADAÇÃO ATRAVÉS DE UMA SUPERFÍCIE DE DOWNLAP. ....	70
FIGURA 43: INTERPRETAÇÃO DE TERMINAÇÕES ESTRATAIS EM TERMOS DE MUDANÇAS NA LINHA DE COSTA E NO NÍVEL DE BASE. ....	71
FIGURA 44: PERÍODO DAS SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS RELACIONADOS AOS PRINCIPAIS EVENTOS DO CICLO DE VARIAÇÕES DO NÍVEL DE BASE. ....	72
FIGURA 45: ETAPAS METODOLÓGICAS PARA CONSTRUÇÃO DA DRENAGEM ATUAL DA REGIÃO ADJACENTE DA ÁREA DE ESTUDOS. ....	74
FIGURA 46: PERFIL SÍSMICO DIP (CHEVRON_2_1_TIROS_924_A_30) COM INTERPRETAÇÃO. ....	77
FIGURA 47: PERFIL SÍSMICO DIP (CHEVRON_2_1_TIROS_31000_A_63550) COM INTERPRETAÇÃO. ...	78
FIGURA 48: PERFIL SÍSMICO DIP (CHEVRON_03_1_0_25) COM INTERPRETAÇÃO. ....	79
FIGURA 49: PERFIL SÍSMICO DIP (CHEVRON_04_0_25) COM INTERPRETAÇÃO. ....	80
FIGURA 50: PERFIL SÍSMICO DIP (CHEVRON_06_0_25) COM INTERPRETAÇÃO. ....	81
FIGURA 51: PERFIL SÍSMICO DIP (CHEVRON_07_0_25) COM INTERPRETAÇÃO. ....	82
FIGURA 52: PERFIL SÍSMICO DIP (CHEVRON_08_A_0_25) COM INTERPRETAÇÃO. ....	83
FIGURA 53: PERFIL SÍSMICO DIP (CHEVRON_08_B_0_25) COM INTERPRETAÇÃO. ....	84
FIGURA 54: MAPA DE ISÓPACAS COM A VARIAÇÃO DE ESPESSURA DA SEQUÊNCIA SQ2, LIMITADA NA BASE PELA SUPERFÍCIE S2 E PELO TOPO PELA S3. ....	88
FIGURA 55: MAPA DE ISÓPACAS COM A VARIAÇÃO DE ESPESSURA DA SEQUÊNCIA SQ3, LIMITADA NA BASE PELA SUPERFÍCIE S3 E PELO TOPO PELA S4. ....	89
FIGURA 56: MAPA DE ISÓPACAS COM A VARIAÇÃO DE ESPESSURA DA SEQUÊNCIA SQ4, LIMITADA NA BASE PELA SUPERFÍCIE S4 E PELO TOPO PELA S5. ....	90
FIGURA 57: MAPA DE ISÓPACAS COM A VARIAÇÃO DE ESPESSURA DA SEQUÊNCIA SQ4A, LIMITADA NA BASE PELA SUPERFÍCIE S4 E PELO TOPO PELA S4'. ....	92
FIGURA 58: MAPA DE ISÓPACAS COM A VARIAÇÃO DE ESPESSURA DA SEQUÊNCIA SQ4B, LIMITADA NA BASE PELA SUPERFÍCIE S4' E PELO TOPO PELA S5. ....	93
FIGURA 59: MAPA DE ISÓPACAS COM A VARIAÇÃO DE ESPESSURA DA SEQUÊNCIA SQ5, LIMITADA NA BASE PELA SUPERFÍCIE S5 E PELO TOPO PELA S6. ....	94
FIGURA 60: MAPA DE ISÓPACAS COM A VARIAÇÃO DE ESPESSURA DA SEQUÊNCIA SQ5, LIMITADA NA BASE PELA SUPERFÍCIE S5 E PELO TOPO PELA S6 E PELA S5 CARBONÁTICA. ....	95
FIGURA 61: MAPA DE ISÓPACAS COM A VARIAÇÃO DE ESPESSURA DA SEQUÊNCIA SQ5, LIMITADA NA BASE PELA SUPERFÍCIE S5 SILICICLÁSTICA E PELO TOPO PELA S6. ....	97

FIGURA 62: LOCALIZAÇÃO DOS PALEOCANAIS NAS LINHAS SÍSMICAS E INTERPRETAÇÃO DA POSIÇÃO DOS PALEOCANAIS JUNTO A SOBREPOSIÇÃO DO MORFOLOGIA DE FUNDO DA SUPERFÍCIE EROSIVA (SUPERFÍCIE S3).....	100
FIGURA 63: RELAÇÃO DOS PARÂMETROS DOS PALEOCANAIS IDENTIFICADOS NA SUPERFÍCIE S3.....	101
FIGURA 64: LOCALIZAÇÃO DOS PALEOCANAIS NAS LINHAS SÍSMICAS E INTERPRETAÇÃO DA POSIÇÃO DOS PALEOCANAIS JUNTO A SOBREPOSIÇÃO DO MORFOLOGIA DE FUNDO DA SUPERFÍCIE EROSIVA (SUPERFÍCIE S4).....	103
FIGURA 65: RELAÇÃO DOS PARÂMETROS DOS PALEOCANAIS IDENTIFICADOS NA SUPERFÍCIE S4.....	104
FIGURA 66: LOCALIZAÇÃO DOS PALEOCANAIS NAS LINHAS SÍSMICAS E INTERPRETAÇÃO DA POSIÇÃO DOS PALEOCANAIS JUNTO A SOBREPOSIÇÃO DO MORFOLOGIA DE FUNDO DA SUPERFÍCIE EROSIVA (SUPERFÍCIE S4').....	106
FIGURA 67: RELAÇÃO DOS PARÂMETROS DOS PALEOCANAIS IDENTIFICADOS NA SUPERFÍCIE S4'.....	107
FIGURA 68: LOCALIZAÇÃO DOS PALEOCANAIS NAS LINHAS SÍSMICAS E INTERPRETAÇÃO DA POSIÇÃO DOS PALEOCANAIS JUNTO A SOBREPOSIÇÃO DO MORFOLOGIA DE FUNDO DA SUPERFÍCIE EROSIVA (SUPERFÍCIE S5).....	109
FIGURA 69: RELAÇÃO DOS PARÂMETROS DOS PALEOCANAIS IDENTIFICADOS NA SUPERFÍCIE S5.....	110
FIGURA 70: CORRELAÇÕES DAS SEQUÊNCIAS SÍSMICAS IDENTIFICADAS COM A CURVA ISOTÓPICA DE VARIAÇÃO EUSTÁTICA GLOBAL COMPILADA POR RABINEAU <i>ET AL.</i> (2006).....	114
FIGURA 71: CORRELAÇÃO ENTRE OS ESTÁGIOS ISOTÓPICOS DA CURVA DE VARIAÇÃO DO NÍVEL DO MAR E A DEPOSIÇÃO DAS SEQUÊNCIAS ESTRATIGRÁFICAS RECONHECIDAS NA PORÇÃO NORTE DA BACIA DE CAMPOS.....	115
FIGURA 72: TRAJETÓRIA DE QUEBRA DA PLATAFORMA ENCONTRADA POR PARA A PORÇÃO SUL DA BACIA DE CAMPOS E TRAJETÓRIA DE QUEBRA DA PLATAFORMA ENCONTRADA NA LINHA SÍSMICA À FRENTE DO CABO DE SÃO TOMÉ.....	117
FIGURA 73: LINHAS DE TENDÊNCIA DA RELAÇÃO ENTRE AS LARGURAS E ESPESURAS DOS PALEOCANAIS IDENTIFICADOS NAS SUPERFÍCIES S4, S4' E S5.....	123
FIGURA 74: SOBREPOSIÇÃO DOS PALEOCANAIS A MORFOLOGIA DE FUNDO DAS SUPERFÍCIES EROSIVAS AO QUAL ELES SE DESENVOLVERAM.....	126
FIGURA 75: SOBREPOSIÇÃO DAS PALEODRENAGENS ENCONTRADAS NAS QUATRO SUPERFÍCIES E BATIMETRIA ATUAL DA PORÇÃO NORTE DA BACIA DE CAMPOS.....	127

## Lista de Tabelas

TABELA 1: EXEMPLOS DE REFLETORES INTERNOS ENCONTRADOS NAS SEQUÊNCIAS SÍSMICAS IDENTIFICADAS NOS DADOS.....	85
TABELA 2: DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DOS TIPOS DE FEIÇÕES DA SUBUNIDADE CARBONÁTICA.....	98
TABELA 3: EXEMPLOS DAS FÁCIES DE PREENCHIMENTO DE PALEOCANAIS E SUA INTERPRETAÇÃO ESTRATIGRÁFICA. ....	111

## RESUMO

O presente trabalho se baseou na análise de cerca de 648 km de dados sísmicos multicanal, de alta resolução, obtidos na porção norte da Bacia de Campos, a fim de reconstruir a relação da deposição sedimentar com as variações glacio-eustáticas ocorridas no Pleistoceno Superior-Holoceno. O estudo do desenvolvimento deposicional na plataforma continental desta região, compreendida entre a Foz do Rio Itabapoana e o Cabo de São Tomé, permitiu identificar as sequências deposicionais do intervalo temporal entre 320 ka ao presente. Neste intervalo foram reconhecidas três sequências deposicionais com tratos de sistemas regressivos e transgressivos em seu interior, e com continuidade lateral: Sq2 (320 a 240ka), Sq3 (220 a 140 ka) e Sq4 (120 a 20 ka) e a unidade sedimentar Sq5 que corresponde ao trato de sistema transgressivo e de mar alto formado nos últimos 20 Ka, com presença de unidade carbonática. Neste estudo também foi possível reconhecer o padrão de paleodrenagens esculpidas nas superfícies regressivas que marcam os topos das sequências deposicionais, caracterizando-se um corredor preferencial de canalizações com orientação NW-SE, em direção ao Cabo de São Tomé. Estes paleocanais provavelmente representam antigas posições dos rios Paraíba do Sul e Itabapoana, em períodos de mar baixo pretéritos.

## **ABSTRACT**

This work based on analysis of 648 km high-resolution multichannel seismic data, from Campos Basin northern portion, in order to rebuild the bound between sedimentary depositions with glacio-eustatic variations occurred in Upper Pleistocene – Holocene. Through analysis of the continental shelf depositional development of this region, between Itabapoana River mouth and São Tomé Cape, it was possible to identify the depositional sequences from the time interval between 320 ka to present. It was recognized three depositional sequences with regressive and transgressive system tracts inside and with lateral continuity: Sq2 (320 to 240 ka), Sq3 (220 to 140 ka) and Sq4 (120 to 20 ka) and the sedimentary unit Sq5 which is associated with a transgressive system tract and high sea level, formed in the last 20 ka and topped by a carbonate unit. It was also recognized the incised paleodrainage pattern developed in the regressive surfaces of the top-limit depositional sequences was also recognized, which characterize a preferential canalizations corridor with NW-SE orientation, towards São Tomé Cape. These paleochannels probably perform old positions of Paraíba do Sul and Itabapoana River from past sea level fall.

# 1. INTRODUÇÃO

O Brasil é um dos países com uma das maiores extensões de margem continental do mundo, incorporando diversas bacias sedimentares com diferentes características geológicas e graus de conhecimento do potencial exploratório (MOHRIAK, 2003). A Bacia de Campos representa a porção mais favorecida em termos de volumes descobertos para exploração petrolífera da margem brasileira, sendo em termos econômicos, a bacia brasileira mais prolífica, alojando 58% da produção de petróleo atualmente no país (ANP, 2016).

Desta forma, pesquisas envolvendo o mapeamento e análise das características geológicas desta bacia são de grande importância, devido à exploração do seu potencial petrolífero. Para conhecimento da história de preenchimento sedimentar de uma bacia, necessita-se explorar as consequências das mudanças temporais e espaciais no suprimento de sedimento e relacionar séries temporais destas variáveis com outras variáveis definidoras da bacia como taxa de subsidência, de soerguimento e clima (HOVIUS; LEEDER, 1998).

A partir desta necessidade, diversos estudos foram desenvolvidos na plataforma continental leste brasileira no intuito de investigar a geomorfologia, sedimentologia e estratigrafia desses ambientes, relacionando-as com as últimas glaciações (flutuações do nível do mar) e com a dinâmica sedimentar moderna, como por exemplo Kowsmann *et al.* (1977); Kowsmann *et al.* (1979); Zembruscki (1979); Brehme (1984); Artusi (2004); Figueiredo Jr; Tessler (2004); Figueiredo Jr; Madureira (2004); Lopes (2004); Della Giustina (2006); Maia *et al.* (2010). Apesar desta crescente necessidade, ainda se encontram poucas pesquisas na plataforma continental da Bacia de Campos abordando a evolução geológica e estratigráfica no período Quaternário. Assim, os depósitos sedimentares deste período temporal, mais raso no registro estratigráfico, foram estudados na região a partir da arquitetura deposicional em trabalhos mais recentes de Bernardo (2012), Marangoni (2012), Marangoni *et al.* (2013), Teixeira (2013) e Lopes (2015).

Lopes (2004) e Marangoni (2012) foram os primeiros a relacionar a arquitetura estratal das sequências sedimentares identificadas em registros sísmicos com os segmentos das curvas eustáticas e analisar a variabilidade lateral das sequências. Logo em seguida, Lopes (2015) detalhou as unidades mais superiores encontradas por Marangoni (2012), referentes ao final do Quaternário Superior (~ 140 ka). A autora descreveu a presença de subunidades faciológicas, siliciclásticas e carbonáticas, inferindo para a região um modelo de evolução simplificado da arquitetura deposicional

e a relação das paleodrenagens esculpidas nos períodos de exposição subaérea da plataforma continental com a atual rede de drenagem continental.

Estes dois trabalhos concentraram-se na porção sul da plataforma continental da Bacia de Campos, entre Cabo Frio e o Cabo de São Tomé. Assim, no presente estudo pretendeu-se estender a reconstrução da deposição sedimentar ocorrida no Quaternário Superior para a porção norte da plataforma continental da Bacia de Campos, entre a Foz do Rio Itabapoana e o Cabo de São Tomé. Para tal, foram utilizados dados sísmicos de alta resolução capazes de imagear cerca de 100m da espessura sedimentar, sendo analisados os depósitos e processos sedimentares que contribuíram para o desenvolvimento deposicional das sequências correlacionadas àquelas encontradas por Marangoni (2012) e, principalmente, por Lopes (2015) no intervalo temporal de 130 – 20 ka (sequência Sq4) e 20 ka (sequência Sq5) até o presente.

### **1.1. Objetivo**

O presente trabalho tem por objetivo definir, através da sismoestratigrafia, a arquitetura deposicional da plataforma continental da porção norte da bacia de Campos, entre o Cabo de São Tomé e a Foz do Rio Itabapoana, no período do Quaternário Superior (~500 ka A.P., até ~150 m de profundidade).

Para atingir o objetivo acima, foram seguidos os objetivos específicos de:

- Identificar sismicamente as unidades e subunidades sedimentares imageadas nos dados sísmicos de alta resolução;
- Identificar os tratos de sistemas formadores das unidades e subunidades sísmicas através de um contexto de variações glacioeustáticas;
- Mapear a rede de paleodrenagem fluvial presente na porção norte da bacia de Campos.

## 2. SÍNTESE TEÓRICA

### 2.1. O Período Quaternário

A categoria cronoestratigráfica do Quaternário foi aceita apenas em 2009, sendo ratificado o Quaternário como um Período/Sistema iniciado a partir de 2.6 Ma, subdividido entre Épocas/Séries do Pleistoceno e Holoceno (GRADSTEIN *et al.*, 2012). Para o Pleistoceno (entre 2.6 Ma – 11,7 ka) a classificação formal é entre Pleistoceno Inferior, Médio e Superior. Para o Holoceno, que corresponde ao período onde se iniciam as condições climáticas mais próximas das atuais, atingidas após a última deglaciação, em ~ 11,7 ka, também foi atribuída a mesma divisão entre Inferior, Médio e Superior (Figura 1).

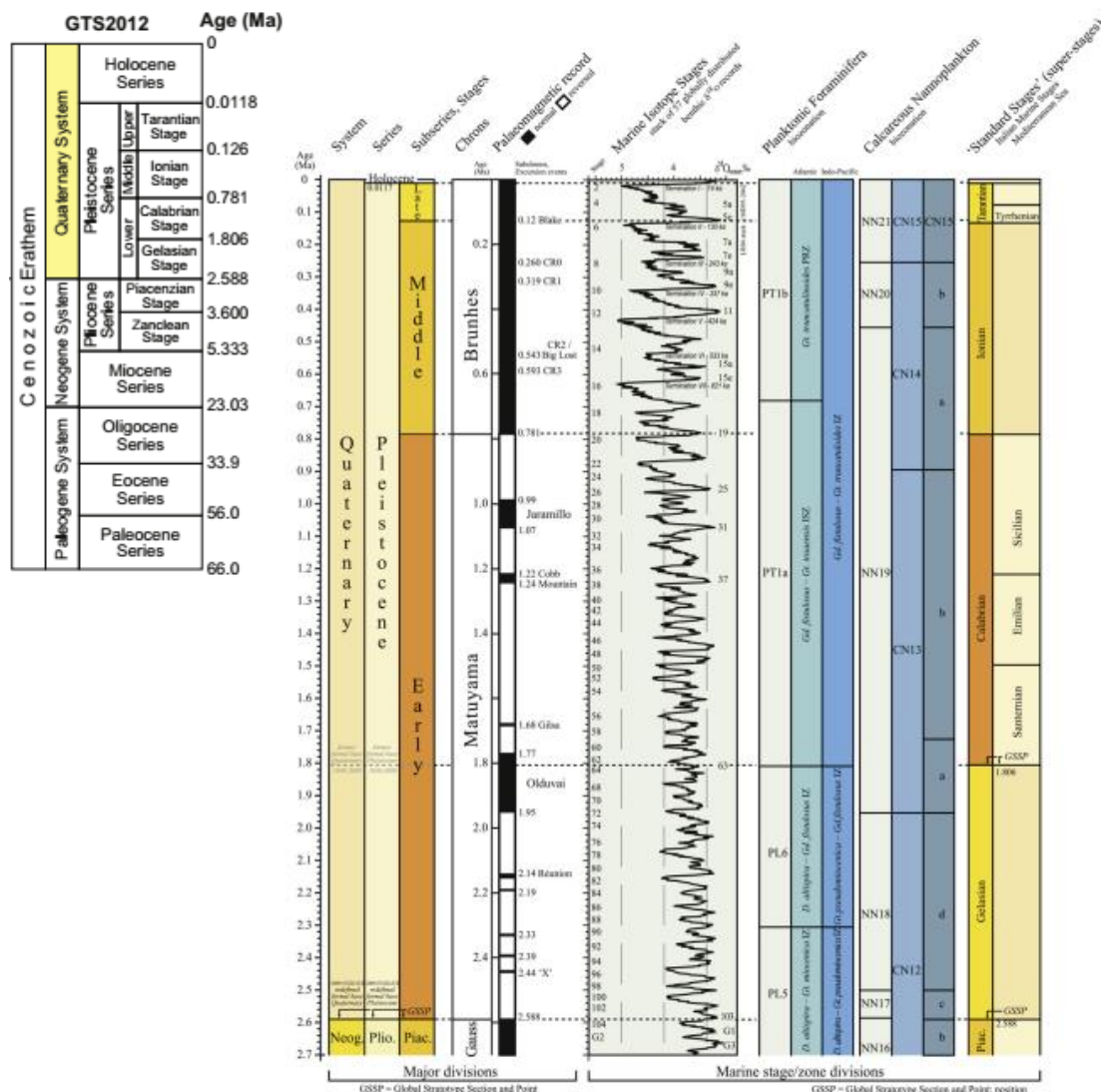


Figura 1: Classificação do período Quaternário e suas respectivas épocas (GRADSTEIN *et al.*, 2012).



O período Quaternário é marcado por mudanças climáticas e ambientais produzidas principalmente pela sequência de intensos ciclos glaciais-interglaciais (HIGGINSON, 2009). Em vista da complexidade de forçantes que determinam os ciclos glaciais-interglaciais ao longo do tempo geológico, neste capítulo são discutidos as interações entre as camadas de gelo e o clima e as potenciais causas do aumento e diminuição das camadas de gelo no Quaternário.

### **2.1.1. Processos influenciadores das variações climáticas**

Apesar das causas de aumento e retração das camadas de gelo não serem completamente entendidas, existem conexões evidentes destes processos com as variações do eixo de rotação e da órbita terrestre. Isto ocorre pela grande influência destas alterações orbitais sobre a quantidade e, mais importante, distribuição da radiação solar recebida no topo da atmosfera. Tais variações orbitais são descritas principalmente por ciclos astronômicos, conhecidos por Ciclos de Milankovich (IMBRIE *et al.*, 1984; COE, 2003).

Os ciclos de Milankovich são originados de forçantes celestes na órbita terrestre, cada uma variando em um espaço de tempo previsível e agindo de forma combinada ao longo do tempo geológico (Figura 2). De acordo com a periodicidade destas forçantes, tais ciclos podem ser decompostos em ciclos regulares de 400 a 100 ka (excentricidade), de 41 ka (obliquidade) e de 23 a 19 ka (precessão) (ZACHOS *et al.*, 2001).

A *Excentricidade* se refere ao formato da órbita da Terra, que pode descrever uma trajetória elíptica ou circular ao redor do Sol. Neste ciclo o efeito na variação de insolação é muito pequeno, e desta forma, ele sozinho não conta para mudanças climáticas na Terra no passado. A *Obliquidade* se refere à inclinação do eixo da Terra em relação ao plano da eclíptica, cuja variação é entre 22.1° e 24.5°. Com maiores ângulos de inclinação (aumento da obliquidade) ocorre o aumento do contraste sazonal acarretando em, por exemplo, invernos e verões mais rigorosos nos dois hemisférios. E a (C) *Precessão* se refere a uma oscilação do eixo de rotação, que descreve um círculo no espaço em um período de ~26 ka (ZACHOS *et al.*, 2001).

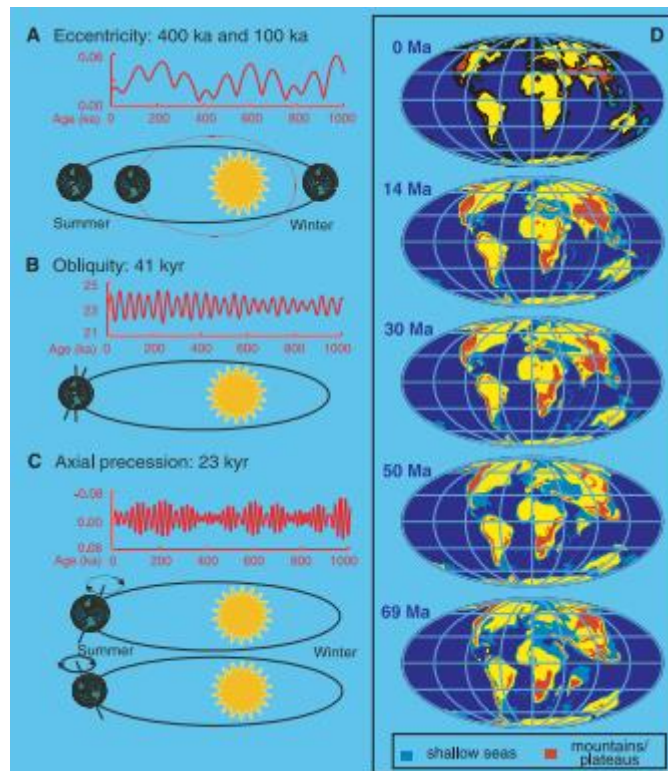


Figura 2: À esquerda estão as componentes orbitais primárias, com cada ciclo sendo mostrado em formato de (1) gráfico da oscilação da radiação solar em relação ao tempo geológico e em (2) imagem do comportamento do eixo e da órbita terrestre. À direita estão as variações da paleogeografia, com destaque para as variações nos mares rasos e nas montanhas/plateaus (ZACHOS *et al.*, 2001).

As evidências da variação no tempo das amplitudes das forças orbitais implica que as variações orbitais são as principais causas externas da sucessão de eras glaciais do Pleistoceno (IMBRIE *et al.*, 1984). Apesar disso, esses ciclos astronômicos sozinhos não explicam muitos aspectos importantes do crescimento de gelo e do clima na Terra, provendo apenas um impulso final e relativamente rápido do limite climático. Desta forma, mudanças internas são fundamentais para entender a complexidade da variabilidade climática (COE, 2003).

Os processos dinâmicos internos que atuam regularmente na amplificação das variações climáticas, são (1) a disposição dos continentes, que afeta a distribuição da energia solar e a posição de correntes oceânicas; (2) as mudanças na composição da atmosfera, principalmente em gases estufa, como  $\text{CO}_2$  e  $\text{CH}_4$ ; (3) o crescimento e derretimento de gelo; (4) as mudanças oceânicas, como as de circulação e ressurgência; e (5) as mudanças na biosfera, como crescimento de florestas e alterações decorrentes de atividades antrópicas (COE, 2003). Estes processos climáticos controladores do clima são importantes por influenciarem o registro

sedimentar através do controle glacio-eustático, de expansões e contrações termais do oceano, do suprimento sedimentar, do tipo de sedimento e da fonte de sedimento (COE, 2003).

As variações climáticas na Terra também são divididas em dois ciclos relacionados à presença de gelo nos pólos, como episódios de “Icehouse”, que são períodos com glaciações polares pronunciadas e episódios de “Greenhouse”, ao qual é sugerido que os gelos polares estão ausentes ou são negligenciáveis. No período de Greenhouse ocorrem oscilações de baixa amplitude responsáveis por pequenas oscilações eustáticas do nível do mar, enquanto nos períodos de Icehouse, que marcam todo o Quaternário, ocorrem oscilações de alta amplitude, com variações eustáticas do nível de mar em centenas de metros (RUDDIMAN, 2008).

A definição destes episódios é importante pois a presença de geleiras e camadas de gelo exercem influência no clima por aumentar a média de elevação topográfica das paisagens e pelo aumento no albedo, com maior reflexão da fração de energia solar que volta para o espaço (HIGGINSON, 2009).

Além disso, ajustes isostáticos e processos dinâmicos no interior das camadas de gelo também desempenham papel importante nos ciclos glaciais. Isto ocorre por estes processos atrasarem em uma longa escala de tempo o sistema de camadas de gelo. Ou seja, eles agem no sentido de condicionar as camadas de gelo a colapsarem através de dezenas de milhares de anos, retardando a terminação dos ciclos glaciais até um período orbital de aquecimento (HIGGINSON, 2009).

### **2.1.2. Variações climáticas no Quaternário**

Importante salientar aqui, que para as interpretações paleoclimáticas e de nível relativo do mar no passado, um dos métodos com maior aceitação é de medição da razão isotópica de oxigênio em carapaças de foraminíferos. Em resumo, estes organismos bentônicos registram em suas carapaças a razão isotópica de oxigênio e ao secretá-las, acabam deixando a assinatura da taxa de isótopos pesados de oxigênio do ambiente. Esta variação pode ser relacionada com os períodos interglaciais, pois neles ocorre maior evaporação de águas superficiais, com a depleção do isótopo leve de  $^{16}\text{O}$  e relativo aumento de  $^{18}\text{O}$  no sentido de equilibrar o ciclo hidrológico. Nos ciclos glaciais, por sua vez, há acumulação destes isótopos leves em forma de gelo nos continentes, com incremento da razão isotópica de oxigênio e valores elevados  $^{18}\text{O}$  (BRADLEY, 1989).

Os resultados dessas variações isotópicas de oxigênio podem ser apresentados em curvas de nível relativo do mar (RSL), como as apresentadas nos trabalhos de Rabineau *et al.* (2006) e Caputo (2007) para os últimos 600 e 450 ka, respectivamente. Nestas curvas ficam evidentes os últimos maiores ciclos glaciais de 100 ka (Figura 3).

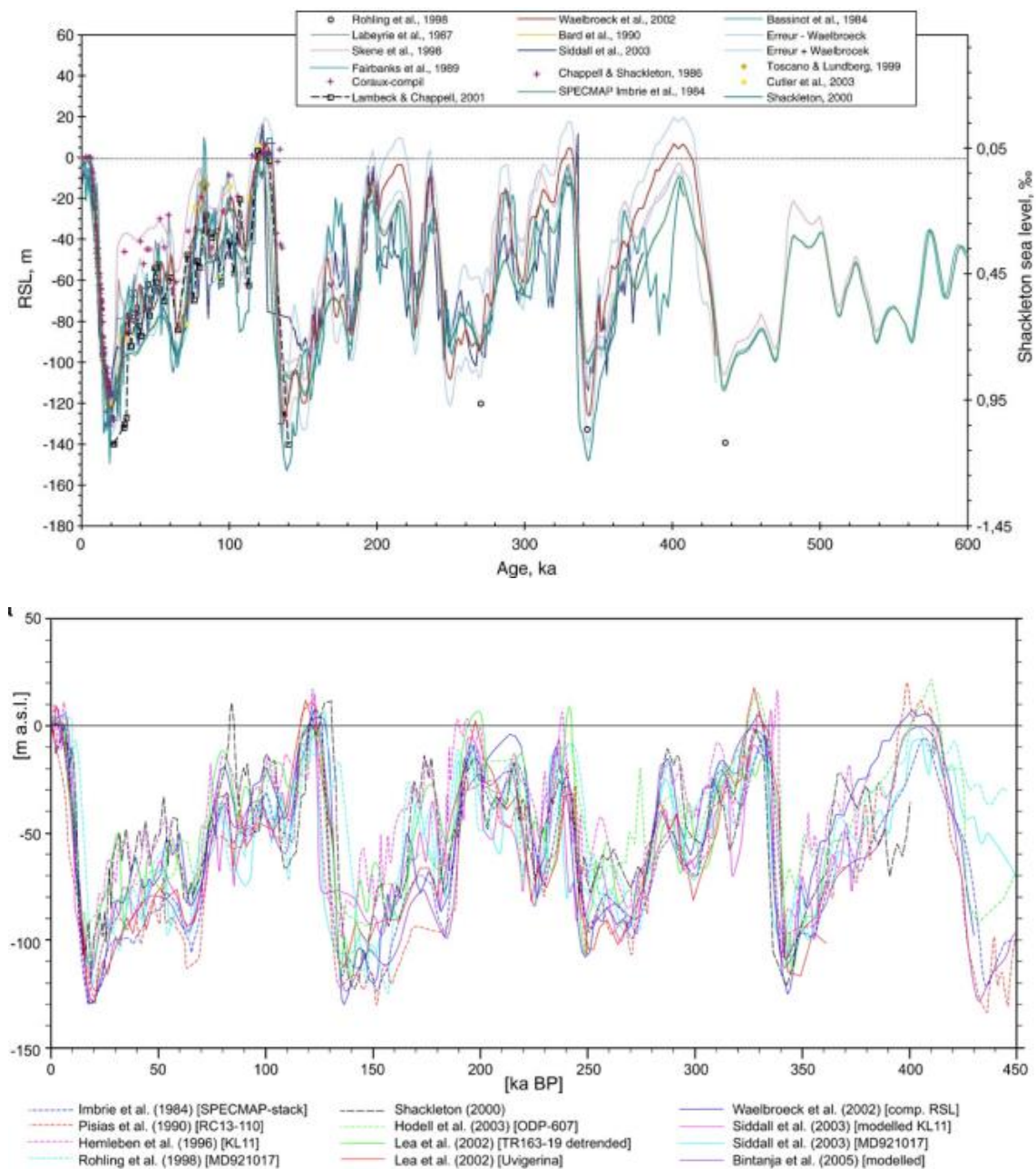


Figura 3: Síntese das curvas de nível relativo do mar: de Rabineau *et al.* (2006), acima, para os últimos 600 ka e de Caputo (2007), para os últimos 450 ka.

No Quaternário uma série de mudanças são iniciadas com a severidade das glaciações a partir da chamada Transição do Pleistoceno Médio (MPT), em cerca de ~1.250 ka, com um aumento gradual na média de volume de gelo, seguida de um aumento na variação da amplitude. Esta transição é completada em cerca de 700 ka, onde também

começam a ser reconhecidos ciclos dominantes e quase periódicos de baixa frequência de duração (~100 ka) e alta amplitude de oscilação do nível do mar (IMBRIE *et al.*, 1984; MEDINA-ELIZALDE; LEA, 2005; CLARK *et al.*, 2006). A partir deste cenário, a principal característica dos últimos ~ 500 ka são as grandes variações eustáticas entre posições próximas, ou pouco acima da atual e atingindo níveis abaixo do atual em média até  $-102 \pm 6$  m (RABINEAU *et al.*, 2006),  $-121 \pm 5$  m (FAIRBANKS, 1989). Estes ciclos de 100 ka são compostos por mais de seis períodos independentes no intervalo de 66 a 200 ka, com valores estimados de idade que variam com o tempo (BERGER *et al.*, 2005).

O trabalho de Shackleton; Opdyke (1973) foi o primeiro a evidenciar a dominância do ciclo climático de alta amplitude de 100 ka a partir do Pleistoceno Médio, estimando-o pela razão isotópica de oxigênio no período que se estende do Pleistoceno até o Plioceno. Segundo os autores, antes do Pleistoceno Médio havia a dominância dos ciclos de baixa amplitude de 41 ka. Importante ressaltar que os registros de  $\delta^{18}\text{O}$  são com confiança associados com as variações na obliquidade relativa ao eixo (41 ka) e com a precessão dos equinócios (23 e 19 ka) (SHACKLETON, 2000).

Assim, a atenção dos autores neste ciclo vem do fato dele emergir quando não há mudança significativa nas forçantes orbitais que atuam na Terra. Há também o fato da dominância deste ciclo na variabilidade climática ser em escala orbital, sendo que a forçante orbital com esta frequência (excentricidade) é a mais fraca das três variações orbitais. Além disso, esta forçante de excentricidade também parece diminuir cada vez mais sua potência durante o Pleistoceno (BERGER; LOUTRE, 2010).

Desta forma, apesar da variância das componentes centradas próximas dos ciclos de 100 ka parecerem estar em fase com os ciclos de excentricidade, sua força excepcional no registro climático demanda uma amplificação não-linear. Sugere-se que os processos dinâmicos internos envolvidos neste ciclo poderiam ser as camadas de gelo (IMBRIE; IMBRIE, 1980) o ciclo do carbono (SHACKLETON, 2000) e/ou a circulação oceânica (IMBRIE *et al.*, 1993).

Com base nestas hipóteses, CLARK *et al.* (2006) destaca que desde 900 ka, camadas de gelo são os únicos componentes do sistema climático que exibem variabilidades de baixa frequência persistentes. Assim, o MPT deve estar associado com um aumento no volume de gelo, sendo sugerido que camadas de gelo após esse período são substancialmente mais grossas que nos períodos pré-MPT, que antecedem os ciclos de 100 ka. O autor complementa com a sugestão de que maiores espessuras de gelo, podem estar relacionadas com o aumento nas taxas de intemperismo de silicatos

(expostos após o MPT) e consequente diminuição atmosférica de CO<sub>2</sub>, responsáveis assim, por um resfriamento do planeta, colaborando com o MPT.

De fato, modelagens de CO<sub>2</sub> atmosférico confirmam a diminuição em sua concentração desde o Plioceno Inferior (3 Ma) até o Último Máximo Glacial (~ 18 ka), sustentando o fato exposto acima de que o ciclo de carbono desempenhou papel fundamental nos períodos glaciais e interglaciais do Pleistoceno (BERGER; LOUTRE, 2010).

Em relação à costa leste do Brasil as investigações de paleoníveis relativos do mar se estendem somente até um pouco além do Último Máximo Glacial. Angulo *et al.* (2006) realizaram a compilação das curvas obtidas ao longo dos 7.000 km de costa por mais de 35 anos de estudo, com a análise das metodologias utilizadas. Os autores concluíram que muitos dos indicadores utilizados (geralmente por datações de radiocarbono em vermitídeos) são imprecisos, em tempo e espaço. Apesar disso há uma evidência difundida em cerca de 30% do conjunto de dado de um máximo nível do mar no meio do Holoceno, em cerca de ~ 5.5 ka, com uma progressiva queda, possivelmente em taxas irregulares até o nível atual (Figura 4). Os autores destacam a necessidade de mais estudos, principalmente devido às poucas informações antes de 7 ka.

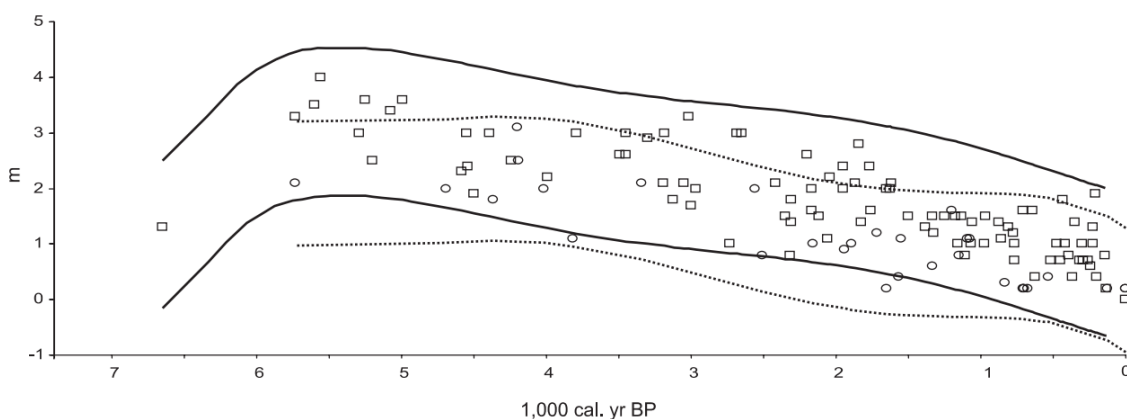


Figura 4: Envelope do nível do mar e reconstruções do paleo nível do mar para a costa brasileira entre 28° norte (linha sólida e quadrados) e 28° sul (linhas pontilhadas e círculos), baseado em amostras de vermitídeos (ANGULO *et al.*, 2006).

## 2.2. Processos sedimentares em plataformas continentais

Alguns conceitos básicos são importantes para o entendimento de como e para qual finalidade é realizado um trabalho sismoestratigráfico, e assim, definir qual a engrenagem capaz de unificar os padrões de empilhamento dos estratos sedimentares através de um modelo de arquitetura estratigráfica. Assim, neste capítulo são introduzidos alguns conceitos relevantes para que se possa dar seguimento a uma abordagem mais aprofundada posteriormente.

Os padrões deposicionais em uma bacia são resultado da interação de controles *alogenicos* na sedimentação, como os gerados sobre o *espaço de acomodação* e o *suprimento de sedimentos* (CATUNEANU, 2007). Os *controles alogenicos* básicos na sedimentação incluem o tectonismo, o clima e as mudanças no nível do mar (Figura 5).

O tectonismo refere-se ao movimento da superfície deposicional original produzido por movimentos em escala crustal, como os movimentos de subsidência e de soerguimento do fundo marinho. O tectonismo é geralmente equiparado com a subsidência da bacia, porém processos adicionais também devem trazer contribuições para esta subsidência, como o resfriamento crustal, a sobrecarga da crosta, as mudanças na profundidade da água e a compactação de sedimentos (CATUNEANU, 2007).

O conceito básico de *espaço de acomodação* se refere à quantidade de espaço disponível para preenchimento de sedimentos e é medido pela distância entre o nível de base e a superfície deposicional. Em uma primeira aproximação o nível de base pode ser comparado com o nível relativo do mar (JERVEY, 1988).

Este termo, nível relativo do mar, pode ser usado como a abrangência de flutuações eustáticas do nível do mar e da subsidência e soerguimento tectônicos. Isto ocorre pelo fato da eustasia e da subsidência tectônica serem independentes uma da outra. Por exemplo, quando há uma queda do nível do mar acoplada a uma alta taxa de subsidência tectônica, o resultado será uma relativa elevação do nível do mar e em consequência um aumento no espaço de acomodação. (COE, 2003).

O clima afeta principalmente a acomodação pela eustasia, como nas quedas glacio-eustáticas, nos aumentos do nível do mar, e também nas mudanças dos níveis de energia de ambientes continentais para marinhos (por exemplo, descarga fluvial glacial; regime de ventos em ambientes eólicos; clima de tempo bom em comparação com ondas de tempestade e correntes em cenários marinhos e lacustres).

O *suprimento de sedimentos* é uma variável importante na análise das sequências estratigráficas e se refere a quantidade (ou fluxo) e tipo (tamanho de grão) de sedimentos que são fornecidos de áreas fonte para as áreas de deposição por vários agentes de transporte, como gravidade, água e vento (CATUNEANU, 2007).

O suprimento de sedimentos é primeiramente um subproduto do clima e do tectonismo. O reflexo do clima no suprimento de sedimento ocorre pela quantidade de sedimentos, pela modificação na eficiência dos processos de intemperismo, erosão e transporte de sedimento (CATUNEANU, 2007).

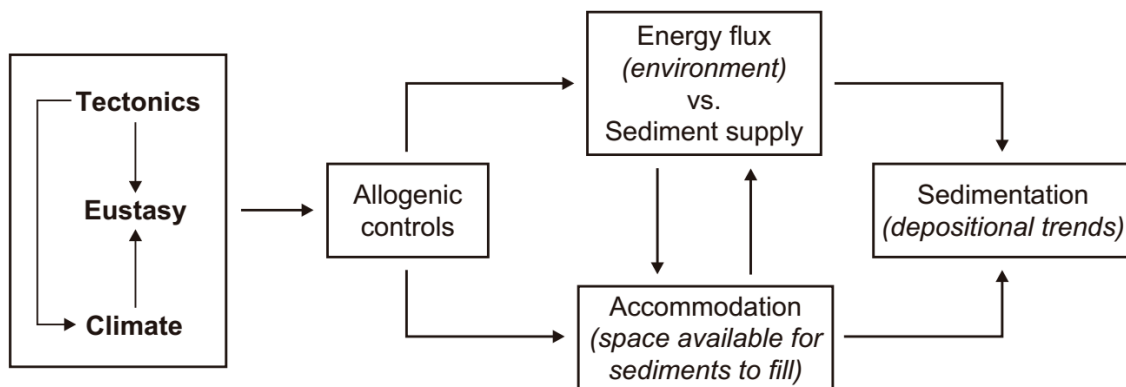


Figura 5: Esquema básico dos controles alógenos, como tectonismo, eustasia e clima, sobre os padrões de deposição sedimentar (CATUNEANU, 2007).

Considerando os processos de deposição sedimentar é possível inferir que uma série de fatores atuam na geração e no desenvolvimento de um ambiente deposicional. Seguindo esta lógica, as plataformas continentais podem ser classificadas de acordo com diversos critérios, como tectonismo, clima, morfologia, processos dominantes, estado de equilíbrio e litologia (uma tabela com as principais classificações é apresentada na Figura 6).

- Tectonic classification (Vanney and Stanley 1983)
  - Passive-margin shelf
  - Convergent-margin shelf
  - Rifted-margin shelf
- Climatic classification (Thompson 1961)
  - Glacial shelf
  - Temperate shelf
  - Tropical shelf
- Morphological classification (Inman and Nordstrom 1)
  - Narrow shelf
  - Wide shelf
  - Shallow shelf
  - Deep shelf
- Process classification (Johnson and Baldwin 1996)
  - Wave-dominated shelf
  - Tide-dominated shelf
  - Oceanic-current-dominated shelf
- Equilibrium classification
  - Graded shelf (Johnson 1919)
  - Shelf with relict sediments (Swift et al. 1971)
  - Shelf with palimpsest sediments (Swift et al. 1971)
- Lithology classification
  - Carbonate shelf
  - Siliciclastic shelf
- This paper
  - Sedimentary shelf
  - Structural shelf
  - Combined structural-sedimentary shelf

Figura 6: Critérios para classificação de plataformas (HELLAND-HANSEN et al., 2012).

A classificação mais atual considera como critério a influência relativa da sedimentação e do tectonismo na formação das plataformas (HELLAND-HANSEN et al., 2012),



dividindo-as nas categorias de *plataforma estrutural*, quando a borda da plataforma possui um padrão estrutural subaquoso que não sofre com os efeitos da sedimentação, sendo provavelmente uma plataforma faminta em sedimento; *plataformas sedimentares*, quando há deposição cíclica de clinofomas com a variação do nível do mar, com a quebra da plataforma se progradando; e *plataformas combinadas* que são uma combinação das duas, ocorrendo a cobertura de sedimentos na região onde houve a quebra da plataforma, com a manutenção da topografia desta estrutura (Figura 7).

As plataformas sedimentares podem ser formadas de acordo com algumas condições como águas profundas frontais, um interior/área fonte capaz de fornecer a quantidade de sedimentos necessários para progradar a margem e transgressões que periodicamente inundam as planícies costeiras e aluviais de baixo gradiente.

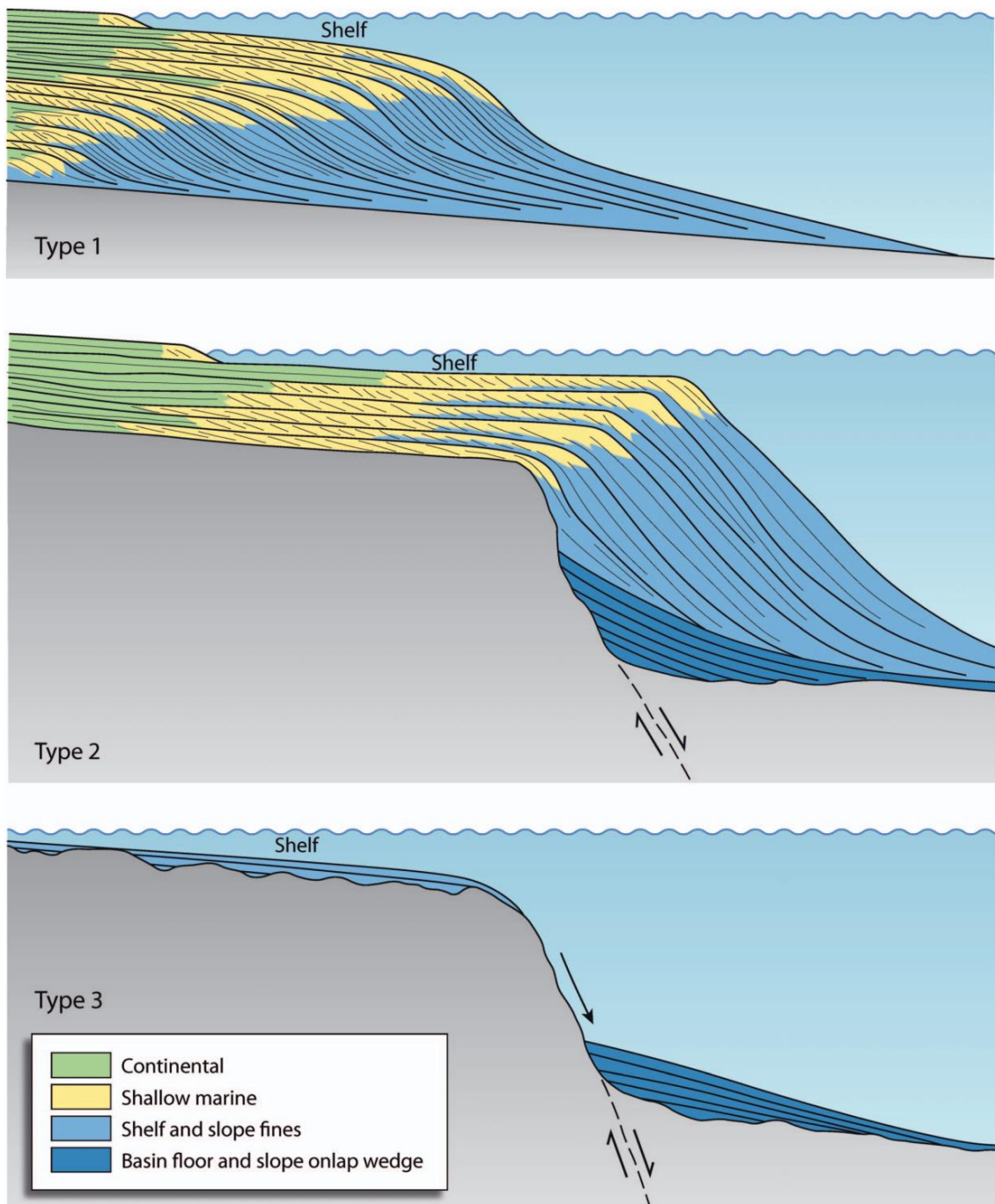


Figura 7: Tipos de plataforma: (Tipo 1) plataforma sedimentar; (Tipo 2) plataforma combinada; (Tipo 3) plataforma estrutural (HELLAND-HANSEN et al., 2012).

O entendimento dos padrões deposicionais nas plataformas continentais sedimentares é considerada a forma mais simples de dominar a estratigrafia de seqüências devido à enorme quantidade de ambientes deposicionais siliciclásticos que se desenvolvem nestas áreas, com as constantes mudanças no nível relativo do mar (COE, 2003).

Desta forma, para a estratigrafia de seqüências primeiro deve-se entender o empilhamento de seqüências de menor escala para depois estender sua interpretação

para longos períodos de tempo. A unidade de menor escala da estratigrafia de sequências recebe o termo de parasequência, sendo o resultado de uma oscilação de pequena amplitude e curto prazo no balanço entre o suprimento sedimentar e o espaço de acomodação, que vai resultar em uma sucessão de camadas e conjuntos de camadas semelhantes limitadas por superfície de inundação (COE, 2003).

Cada parasequência e sua superfície de inundação representam um ciclo de diminuição e aumento no espaço de acomodação para um suprimento sedimentar estável. Caso haja variação no suprimento de sedimentos ou no espaço de acomodação, haverá conseqüente mudança no padrão de empilhamento das parasequências. Assim, é possível separar as parasequências em conjuntos de sucessões com o mesmo padrão de empilhamento, cujas características irão variar entre padrão retrogradacional, progradacional e agradacional (COE, 2003).

Na *retrogração* há deposição de sucessivos conjuntos de parasequências em um ambiente com aumento no espaço de acomodação em relação a uma taxa de suprimento sedimentar constante ou decaindo. Os depósitos em cada zona deposicional nas sucessivas parasequências irão se deslocar para o sentido do continente (Figura 8a-b). A *agradação* ocorre quando há equilíbrio entre o espaço de acomodação e a taxa de suprimento sedimentar, com os depósitos de cada zona deposicional sendo mantidos na mesma posição lateral. Neste caso a linha de costa também se mantém na mesma posição (Figura 8c). Na *progradação* o aumento no espaço de acomodação é menor que a taxa constante de suprimento de sedimentos, com os depósitos em cada zona deposicional, assim como a linha de costa, se deslocando mais para o sentido da bacia em relação as sequências que estão abaixo (Figura 8d). Dependendo da relação entre o aumento do espaço de acomodação e da diminuição do suprimento de sedimentos, diferentes tipos de geometrias progradacionais são desenvolvidas (Figura 8d-g).

Nota-se que para cada padrão de empilhamento dos depósitos sedimentares existem trajetórias da linha de costa características. Tais trajetórias podem ser em direção à bacia, como as do tipo *regressão*, que acontece quando o aumento no espaço de acomodação (aumento ou manutenção do nível relativo do mar) é menor que a sedimentação; e as do tipo *regressão forçada*, quando esta diminuição no espaço de acomodação acontece pela queda do nível relativo do mar, com a linha de costa também se deslocando para baixo do perfil deposicional, em relação a sequência anterior. A trajetória da linha de costa indo em direção ao interior do continente, acontece quando

há aumento no nível de base maior que o aumento nas taxas de sedimentação, sendo chamadas de *transgressão* (COE, 2003).

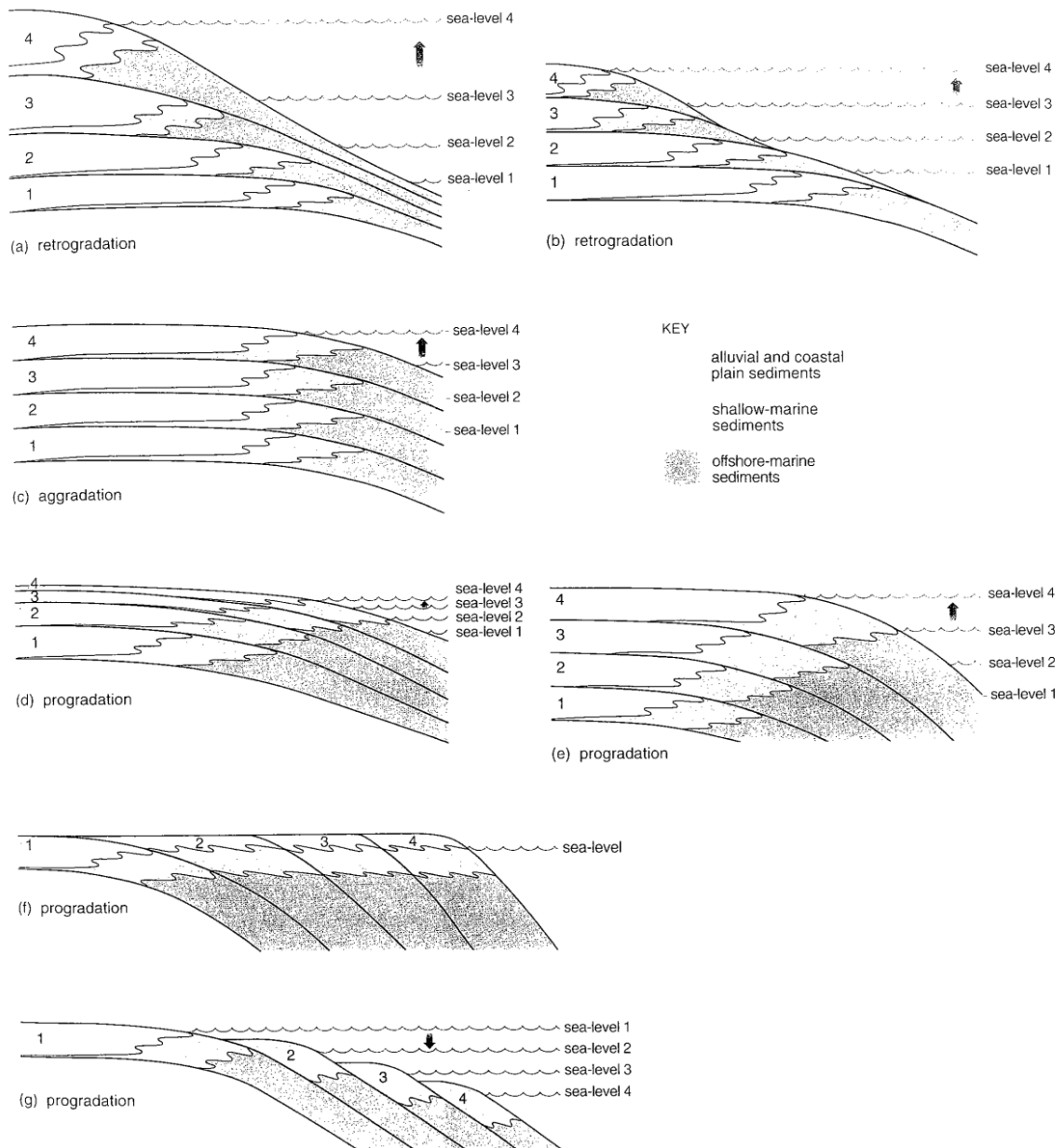


Figura 8: Padrão de empilhamento das parasequências, associados com as variações de nível do mar, geração de espaço de acomodação e suprimento de sedimentos (retirado de COE, 2003).

As variações cíclicas de espaço de acomodação e de suprimento sedimentar são compostas por sistemas ou ambientes deposicionais que são coexistentes e conectados ao longo do tempo geológico. Tais variações cíclicas e sua resposta no desenvolvimento/preservação da deposição sedimentar, podem ser agrupadas em quatro tratos de sistema, FSST, LST, TST e HST e suas superfícies limitantes (COE, 2003). Estes tratos de sistema são interpretados com base nos padrões de

empilhamento estratal, na posição referente a sequência e tipo de superfícies limitantes. As mudanças no empilhamento estratal correspondem a mudanças na trajetória da linha de costa e são atribuídos a uma posição específica de uma curva de deslocamento no nível de base da linha de costa (Figura 9). Importante notar que a espessura e as conotações de tempo não são inerentes dos tratos de sistema (CATUNEANU *et al.*, 2009).

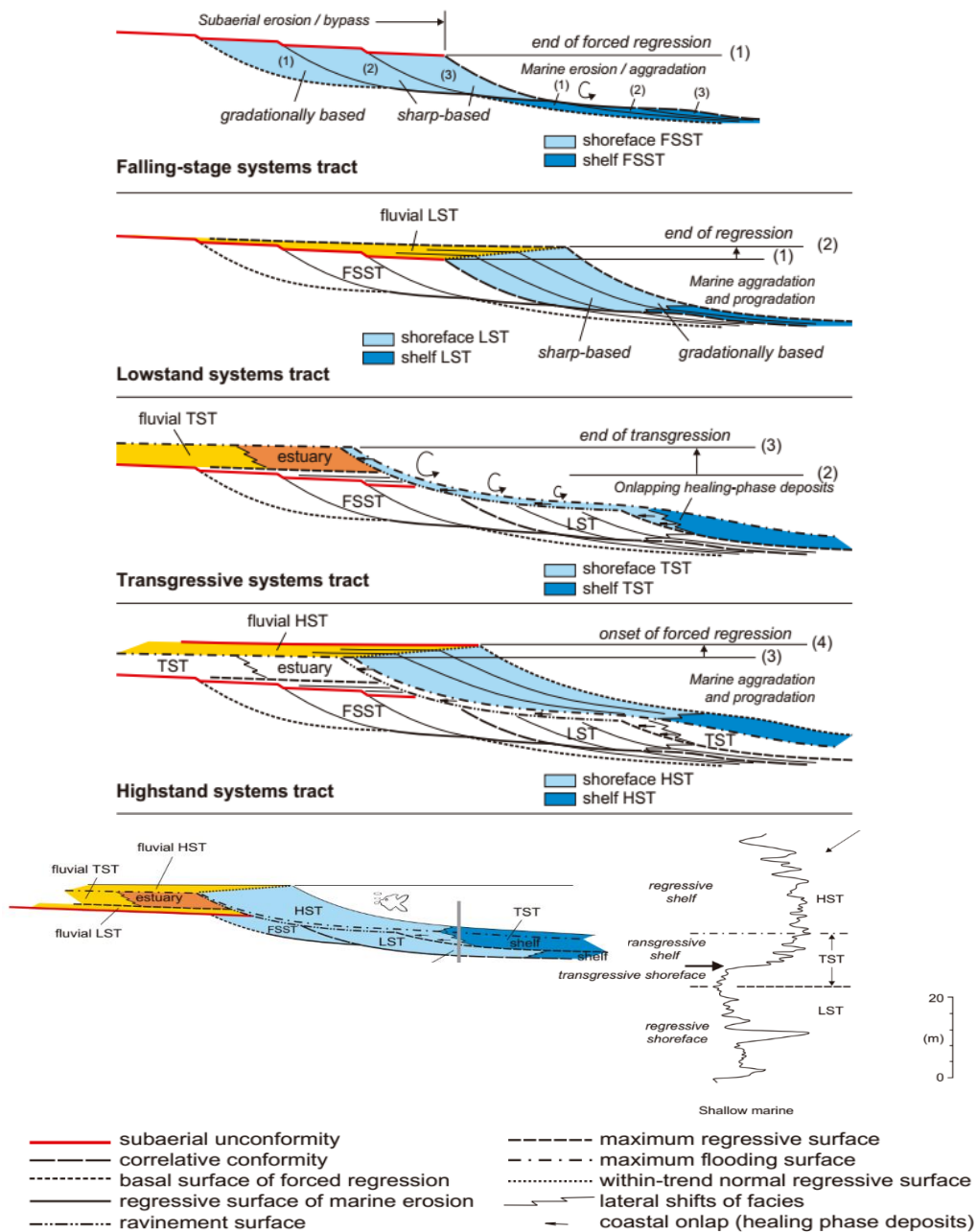


Figura 9: Arquitetura detalhada dos tratos de sistema. Abaixo temos um exemplo teórico da análise de raios gama de sedimentos extraídos de um poço de perfuração, onde é possível observar a curva com as taxas de variação do nível do mar e os tratos de sistemas associados (CATUNEANU, 2007).

O trato de sistema de mar alto (HST, da sigla em inglês) é formado no decorrer do último estágio de subida do nível de base, quando as taxas de elevação do nível do mar se tornam menores que as taxas de sedimentação, gerando uma regressão normal da linha de costa. Desta forma, as tendências deposicionais e os padrões de empilhamento são dominados por uma combinação de processos de agradação e progradação. Após a máxima elevação do nível relativo do mar, inicia-se sua queda, com resultados como a incisão de vales de rios, erosão subaérea e exposição de sedimentos marinhos previamente depositados. A erosão marinha durante a queda do nível do mar, pode acontecer quando as correntes e o nível base de onda chegam a atingir abaixo do fundo do mar, com transporte e deposição dos sedimentos erodidos para posições progressivamente mais em direção à bacia. A queda do nível de base é após o HST é denominada de limite de sequência (COE, 2003).

O trato de sistema de nível do mar em queda (FSST) inclui todos os estratos que se acumularam em uma bacia sedimentar durante a regressão forçada da linha de costa. A preservação, geometria e posição lateral do FSST é variável, dependendo da forma do perfil deposicional, a magnitude e taxa de queda do nível relativo do mar, a taxa de suprimento de sedimentos e das mudanças dos processos sedimentares que ocorreram quando o nível do mar cai e uma larga área é exposta subaereamente (CATUNEANU *et al.*, 2009).

Os pacotes de sedimento depositados entre o mínimo nível relativo do mar e um nítido aumento no espaço de acomodação (uma vez que no nível mínimo pode-se considerar que não há espaço de acomodação) podem ser denominados de trato de sistema de mar baixo (HST). O HST é composto por um conjunto de parasequências progradacionais e agradacionais, sendo limitado no topo por uma superfície transgressiva. Tal superfície é criada quando o nível relativo do mar começa a aumentar em um ritmo significativo, até atingir um ponto onde a taxa de longo prazo de criação de espaço de acomodação é maior que a taxa de suprimento de sedimentos, havendo uma transgressão (CATUNEANU *et al.*, 2009).

Os sedimentos depositados logo acima da superfície transgressiva formam o trato de sistemas transgressivo (TST), sendo depositados durante um intervalo no qual a taxa de aumento no espaço de acomodação é maior que a taxa de suprimento de sedimento. Desta forma, as linhas de costas das sequências depositadas no TST tendem a ir cada vez mais em direção ao continente, tornando as porções mais distais da costa em famintas por sedimentos. Quando a linha de costa desta fase transgressiva se encontra na porção mais proximal do continente, temos o limite do TST, denominado superfície

de máxima inundação. Um resumo dos tratos de sistema e dos tempos limites das seq ncias encontra-se na Figura 10 (CATUNEANU *et al.*, 2009).

Modelos / Eventos	Seq�ncia Depositional II <small>Haq <i>et al.</i> (1987) Posamentier <i>et al.</i> (1988)</small>	Seq�ncia Depositional III <small>Van Wagoner <i>et al.</i> (1988) Christie-Blick (1991)</small>	Seq�ncia Depositional IV <small>Hunt &amp; Tucker (1992) Plint &amp; Nummedal (2000)</small>	Seq�ncia Genética <small>Galloway (1989) Frazier (1974)</small>	Seq�ncia T-R <small>Embry (1993) Curry (1964)</small>
Fim da transgressão	HST	HST inicial	HST	HST	RST
Fim da regressão	TST	TST	TST	TST	TST
Fim da queda do nível de base	LST final <i>(cunha)</i>	LST	LST	LST final <i>(cunha)</i>	RST
In�cio da queda do nível de base	LST inicial <i>(leque)</i>	HST final <i>(leque)</i>	FSST	LST inicial <i>(leque)</i>	
	HST	HST inicial <i>(cunha)</i>	HST	HST	

- Limite de seq ncia
- Limite entre trato de sistemas
- - - - Superfície dentro do trato de sistema
- HST Trato de sistema de mar alto
- TST Trato de sistema transgressivo
- LST Trato de sistema de mar baixo
- FSST Trato de sistema de mar descendente
- RST Trato de sistema regressivo

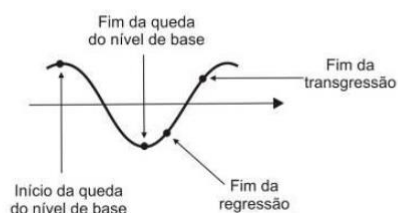


Figura 10: Nomenclatura dos tratos de sistema e tempo dos limites de seq ncia para os modelos de seq ncias estratigráficas existentes (modificado de CATUNEANU, 2007).

### 2.2.1. Sedimentos siliciclásticos

Os tipos de sedimentos e estruturas sedimentares encontradas em plataformas modernas estão relacionados com padrões deposicionais do Pleistoceno e aos processos de sedimenta o dominantes que agora operam nas plataformas (BOGGS JR., 2006). Os sedimentos podem ser do tipo modernos, quando são depositados em equilíbrio com as condi es hidrodinâmicas que atuam na plataforma, sendo transportados/depositados ou às vezes gerados por processos atuais da plataforma; sedimentos do tipo relíquias, quando derivam de fontes continentais e são transportados para dentro das plataformas por rios e geleiras em um nível relativo de mar baixo. Quando estes sedimentos relíquia são retrabalhados por processos físicos e biológicos, são chamados palimpsestos (BOGGS JR., 2006).

Durante períodos de mudanças climáticas, quando um novo perfil de equilíbrio é formado, mais sedimentos tendem a ser produzidos do que durante períodos de estabilidade climática (COE, 2003). O controle do clima no fluxo de sedimentos é não-linear e depende também de numerosos subprocessos como erosão das encostas, captação da hidrologia, a formação do solo e dinâmicas da vegetação (BOGAART *et al.*, 2002). Dos subprocessos controlados pelo clima, destaca-se a variação da temperatura, por ser um fator chave da regulação da umidade e assim, a quantidade de precipitação. Durante todo o Quaternário estes fatores sempre estiveram em fase, tornando difícil separar os efeitos de cada um (BRIDGLAND; WESTAWAY, 2008). As formas que a precipitação pode afetar o suprimento de sedimentos em uma bacia se referem a sua influência no tipo e abundância de vegetação, e conseqüentemente nas taxas de intemperismo, de erosão de regiões mais interiores (tanto pela água ser um dos principais agentes de intemperismo e erosão, quanto pelo intemperismo biológico das plantas e impedância de erosão pela cobertura vegetal) e o transporte dos sedimentos resultantes (COE, 2003).

Do ponto de vista dos tipos de sedimentos clásticos depositados em regiões costeiras, BOYD *et al.* (1992) propõe a sua classificação de acordo com um modelo de processos atuantes na deposição dos sedimentos (fluviais, de maré e de ondas); e em um modelo de evolução da costa, que usa a taxa e fonte dos sedimentos introduzidos no ambiente, o tipo de linha de costa e as taxas de variação do nível relativo do mar para classificar as respostas de ambientes deltaicos, lagunares, estuarinos, de planícies costeiras e de planícies de maré. Assim, de acordo com o modelo de classificação desenvolvido pelos autores, estuários, lagos e ilhas barreiras são ambientes típicos de costas transgressivas, e deltas e planícies costeiras são ambientes típicos de costas regressivas, associados a padrões de deposição progracional.

Através disso, é possível inferir que há dois modos dos sedimentos atravessarem a barreira da zona costeira e atingirem a plataforma. Durante regressões e transgressões lentas, a desembocadura do rio transporta sedimentos pelo esguicho dos estágios de inundação. Estes sedimentos são depois transportados ao longo da costa e para as regiões distantes por correntes costeiras de tempestade. Durante transgressões, toda a face costeira pode se tornar uma fonte direta de sedimentos como consequência de uma retração erosional da costa (SWIFT *et al.*, 1991).

O transporte por rios resulta em sedimentos alóctones (origem distante) e em uma linha de costa aberta, através do qual há rápido espalhamento de grandes volumes de sedimentos finos e estáveis por toda a plataforma. Em contraste, sedimentos de



transposição da linha de costa (*bypassing*) resultam em sedimento autóctones (origem *in situ*), com baixa taxa de acumulação, repetidamente suspensos antes da deposição final. Estes depósitos característicos de sistemas transgressivos possuem geralmente sedimentos mais finos e heterogêneos (SWIFT *et al.*, 1991).

Com base nisso, rios são os principais responsáveis por transportar cerca de 80 a 95% do material das zonas costeiras para as plataformas. As regiões mais distantes da plataforma são compostas por sedimentos relíquias (KENNETT, 1982).

### **2.2.2. Esculpimento fluvial da plataforma**

Antes de analisar as respostas dos sistemas fluviais as variações do nível de base e acomodação, é importante embasar alguns aspectos da análise de sistemas fluviais. De acordo com LORD *et al.* (2009) em um canal deve-se realizar a análise de três aspectos que são relacionados diretamente com a sua morfologia: o perfil longitudinal, o formato em planta do canal e a seção transversal. Na seção transversal deve-se considerar o formato, a posição e os materiais do canal. A comparação de seções transversais de diferentes locais de um canal podem ser integradas, para se construir o suprimento de sedimentos para uma rede de canais e suas possíveis respostas a variações na cobertura da bacia hidrológica ou do suprimento de sedimentos. A forma em planta do canal, corresponde ao tipo de canal, sinuosidade, posição, comprimento e morfologia. O perfil longitudinal é a inclinação do fluxo ao longo do eixo horizontal, incluindo características como pontos de rótula, ondulações, poços e materiais do leito.

A partir da análise destes parâmetros morfológicos, os sistemas fluviais podem ser classificados, de acordo com ROSGEN (1997) de acordo com parâmetros hidráulicos, como razão de aspecto, sinuosidade e gradiente do canal. A razão de aspecto descreve os fatores de forma e dimensão do sistema como uma razão do comprimento dos canais e da profundidade média destes canais. A sinuosidade é a razão entre o comprimento do fluxo e o comprimento do vale formado por este fluxo. O gradiente de inclinação do canal é determinado pela medida da diferença de elevação da superfície do fluxo por unidade de comprimento do fluxo. As variações destes parâmetros hidráulicos na forma do canal são mostradas na Figura 11.

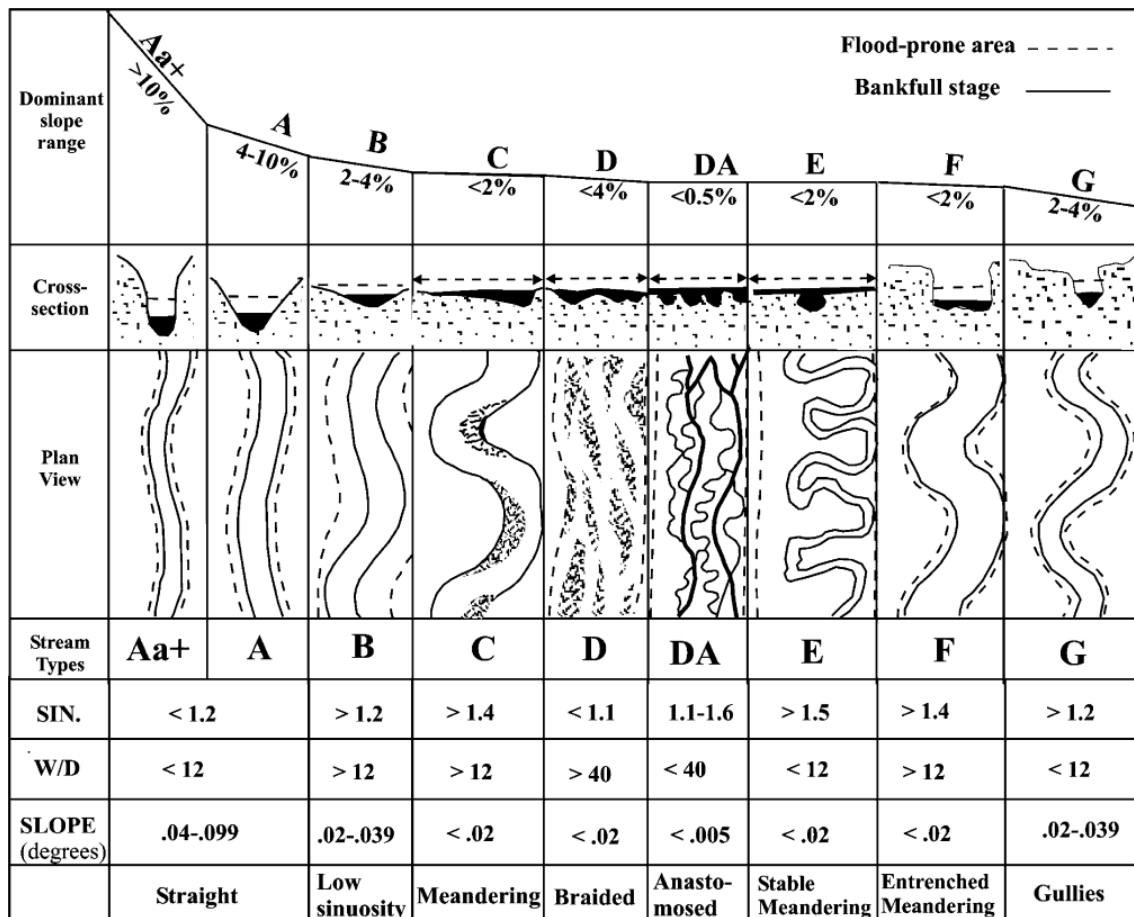


Figura 11: Classificação de rios, baseado nas características morfológicas dos canais fluviais. Destaque para os parâmetros de razão de aspecto (comprimento/profundidade), sinuosidade e gradiente de inclinação do canal Rosgen (1997).

Em relação a capacidade de transporte de sedimentos, deve-se tentar escapar da suposição que os rios mobilizam os sedimentos de acordo com alguma capacidade hidráulica e avaliar o transporte ao longo do canal, para entender as variações morfológicas através do tempo e ao longo do rio (CHURCH, 2006). Desta forma, de acordo com Frostick; Jones (2002) deve-se considerar as variações em todas as escalas de processos fluviais para entender o impacto do suprimento de sedimento nas bacias, usando médias de variação de sedimentos de longo prazo e sua relação direta com os processos geomorfológicos. Os autores separam assim, as causas de flutuações fluviais no suprimento de sedimentos em mudança nos fatores endêmicos, que dependem parcialmente de forças erosivas e em mudanças na magnitude das forças disponíveis para o transporte de sedimentos. O resumo dos fatores que influenciam o suprimento de sedimentos para uma bacia pode ser encontrado na Figura 12.

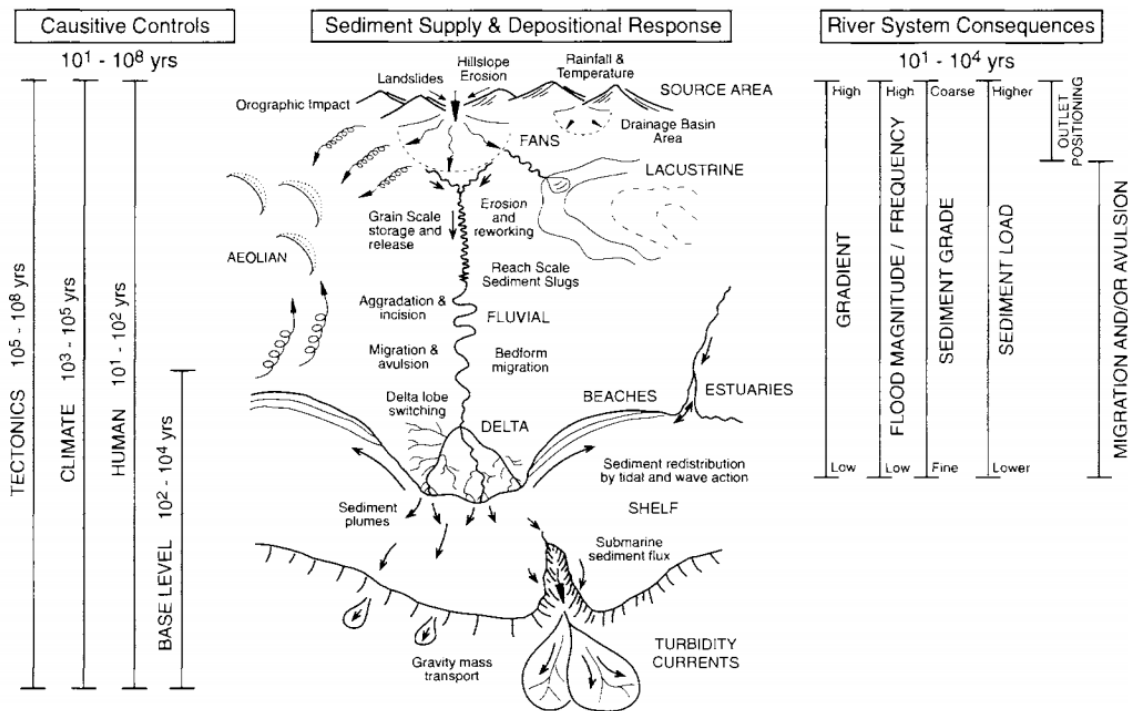


Figura 12: Diagrama ilustrativo das causas, respostas e conseqüências da variação no suprimento de sedimento para uma bacia deposicional (FROSTICK; JONES, 2002).

Como dito anteriormente, o desenvolvimento de sistemas fluviais depende diretamente do suprimento de sedimentos e desta forma, respondem a uma série de controles alogênicos, que incluem eustasia, clima, tectonismo e subsidência da bacia. A importância destes controles alogênicos na acomodação e na sedimentação dos rios varia entre as áreas fonte de sedimentos e a linha de costa (Figura 13). Assim, a aplicação dos conceitos de estratigrafia de seqüências nos sistemas fluviais muda com a localização do sistema na bacia e com os controles dominantes nos processos fluviais (CATUNEANU, 2007).

O curso do rio e a porção fluvial de uma bacia sedimentar, são assim divididos entre uma área distal sobre a influência de *controles à jusante* (próximos à linha de costa: mudanças no nível relativo do mar e subsidência da bacia) e uma área proximal sobre a influência de *controles à montante* (próximos às áreas fonte: clima, soerguimento da área fonte de sedimentos e subsidência da bacia). Nos dois tipos de controles há influência dos mecanismos tectônicos, com o desenvolvimento do sistema fluvial ocorrendo através de padrões de menor ou maior acomodação de uma determinada região. Nos sistemas com controle à montante a ênfase é dada apenas a acomodação fluvial disponível durante a sedimentação. Nos sistemas com controle a jusante a ênfase é dada pela presença ou ausência de influências marinhas durante a acumulação dos depósitos fluviais. Por considerar tais influências marinhas e sua interação com os

processos fluviais, nos sistemas com o controle à jusante os depósitos podem ser divididos em tratos de sistemas com termos semelhantes aos usados nos modelos de estratigrafia de sequência, isto é, tratos de sistemas de nível de mar baixo, alto e transgressivo (CATUNEANU, 2007).

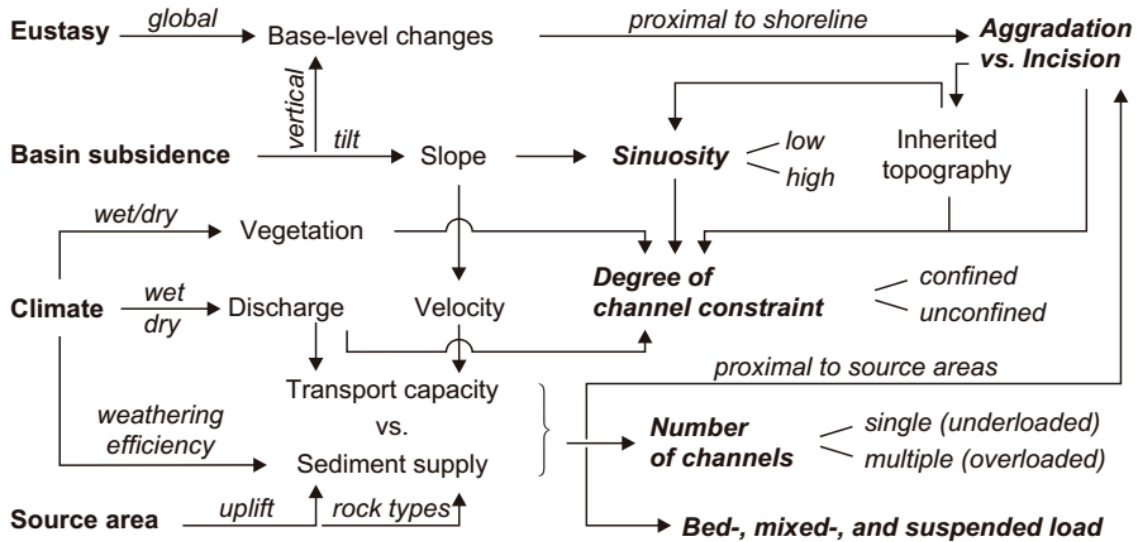


Figura 13: Controles alogênicos na sedimentação fluvial (CATUNEANU, 2007).

Em sistemas fluviais dominados por nível de base em queda pode ocorrer progradação de uma planície fluvial entrelaçada, com mínimo crescimento vertical, enquanto que, em níveis de mar estável ou alto pode haver agradação fluvial, com crescimento vertical da plataforma (KOSS *et al.*, 1994). Com nível do mar alto, as áreas de agradação fluvial e incisão se desenvolvem em direção à montante, pois neste sentido se deslocam os pontos que são foco de deposição e erosão.

Nas elevações do nível de base o desenvolvimento dos canais pode acontecer de duas formas. Em elevações rápidas, há agradação de planícies de inundação, que resultam em sucessões de sedimentos finos, com arquitetura de tratos de sistemas transgressivos e de início de mar alto. Em elevações do nível de base lentas há preenchimento de canais amalgamados, devido ao pouco espaço de acomodação nas áreas de em que o sistema fluvial está estabelecido. Com pouco espaço de acomodação, geralmente relacionados a nível relativo do mar baixo ou ao final de nível relativo de mar alto, pode haver empilhamento dos canais, acompanhados por frequente deslocamento, ajudando a espalhar sedimentos lateralmente (CATUNEANU, 2007).

Todo este processo é resumido no modelo de sequência estratigráfica de Shanley; McCabe (1994), que apresenta a incisão de vales durante a queda do nível de base, agradação de canais amalgamados durante níveis de mar baixo, desenvolvimento de

sistemas dominados por maré em sistemas transgressivos e sucessões de meandros amalgamados em sucessões de mar alto (Figura 14).

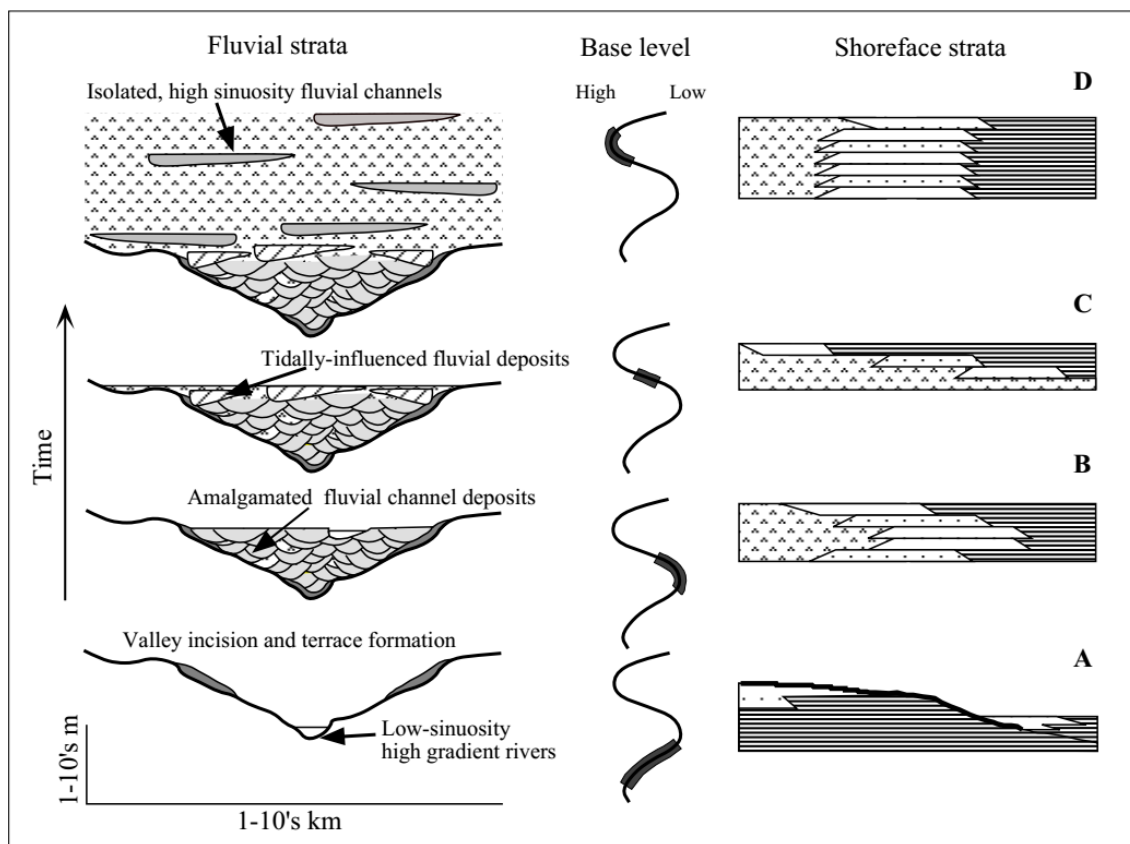


Figura 14: Diagrama resumindo as relações entre face praial e arquitetura fluvial como função das mudanças do nível de base SHANLEY; MCCABE (1994).

Em trabalhos como os de Timár (2003), Nordfjord *et al.* (2005), Deptuck *et al.* (2007), Foyle; Oertel (1997), Chaumillon *et al.* (2008) são reconstruídos os últimos cursos de canais, através de sísmica de reflexão, e quantificados os parâmetros geomorfológicos destes canais, para analisar as mudanças aluviais através do tempo geológico e como elas se relacionam com os controles alogênicos. Estes trabalhos são importantes principalmente pelas discussões de como ocorreu a incisão dos paleocanais através das variações climáticas dos ciclos glaciais no Quaternário.

Timár (2003) parte do ponto de que o comportamento da sinuosidade do rio pode indicar a variação no gradiente da área. Mudanças de alta para baixa sinuosidade (ou o contrário) assim, podem indicar que o rio cruza eixos de subsidência ou soerguimento. Ou seja, em uma dada descarga fluvial a sinuosidade de um rio meandrante aumenta com a inclinação do vale até uma profundidade crítica. A partir desta profundidade (variante para cada canal) se a inclinação aumenta o rio passa de meandrante para retilíneo. A ideia levantada pelo autor, corrobora a suposição de que há um limite de gradiente ao

qual serve de gatilho para a incisão (RICHARDS, 2002). Além disso, a integração dos gráficos de sinuosidade, gradiente e descarga fluvial dos canais realizada pelo autor pode ser utilizada para estudos da relação destes parâmetros hidráulicos em paleocanais (Figura 15).

Nordfjord *et al.* (2005) verificou pela combinação de alta razão de aspecto com gradientes e sinuosidades baixos, que os paleocanais do antigo sistema fluvial da porção externa da plataforma de Nova Jersey (USA) eram anastomosados. Porém, pelos dados sísmicos não foi verificada evidência de arquitetura deposicional características deste tipo de canal. Os autores inferiram por isso, que durante a elevação do nível relativo do mar, houve além da diminuição do gradiente hidráulico, também a rápida substituição dos processos fluviais por processos de maré e estuarinos antes dos canais serem enterrados, o que descaracterizou o canal como anastomosado no registro sísmico.

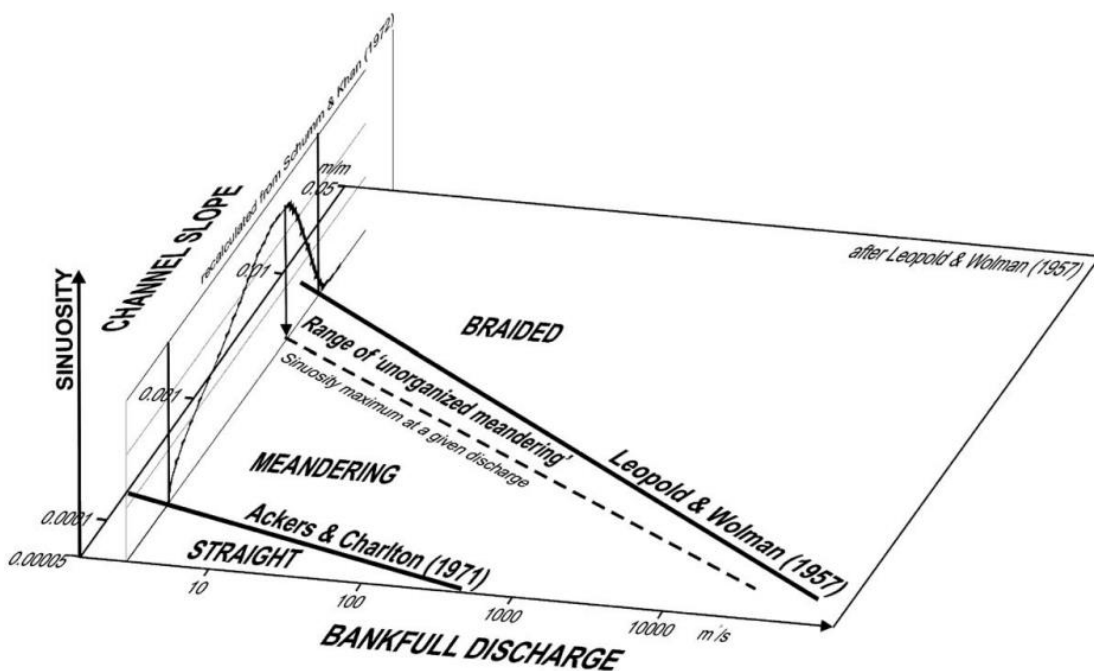


Figura 15: Gráfico tridimensional mostrando a sinuosidade como função do gradiente do canal e da descarga total do rio (TIMÁR, 2003).

Deptuck *et al.* (2007) conseguiu verificar aspectos até mais precisos de um sistema fluvial no oeste do delta do rio Níger, como as diferenças das seções transversais dos paleocanais, em formato U e V, correspondentes a canais meandring e as migrações que ocorrem após períodos de preenchimento vertical devido aos fluxos erosivos (Figura 16). Foyle; Oertel (1997) concluíram que a plataforma interna de Virgínia (EUA) foi constituída de cinco seqüências deposicionais no Pleistoceno e uma seqüência do Holoceno, com vales incisos preenchidos durante as fases transgressivas dos ciclos glacioeustáticos. Os autores destacam que os padrões

deposicionais encontrados na plataforma são de tratos de sistemas transgressivos e de mar alto sendo estabelecidos durante a elevação do nível do mar sistemas estuarinos, assim como encontrado em Nordfjord *et al.* (2005).

Chaumillon *et al.* (2008) evidenciou como a hidrodinâmica e o suprimento de sedimentos sobre o controle da morfologia do substrato, influenciadas sobretudo por tectônica e litologia, pode variar a incisão de vales. Para o preenchimento dos vales os autores propuseram uma classificação baseada nos tipos de preenchimento e no sedimento encontrado na região (variante de lama para areia), podendo ser de preenchimento alternado, referente a uma transição de trato de sistema de mar baixo para transgressivo; preenchimento com refletores de alta inclinação, referentes a progradação em tratos de sistema de mar alto; e preenchimento com refletores paralelos, relacionados a tratos de sistema de mar alto (Figura 17).

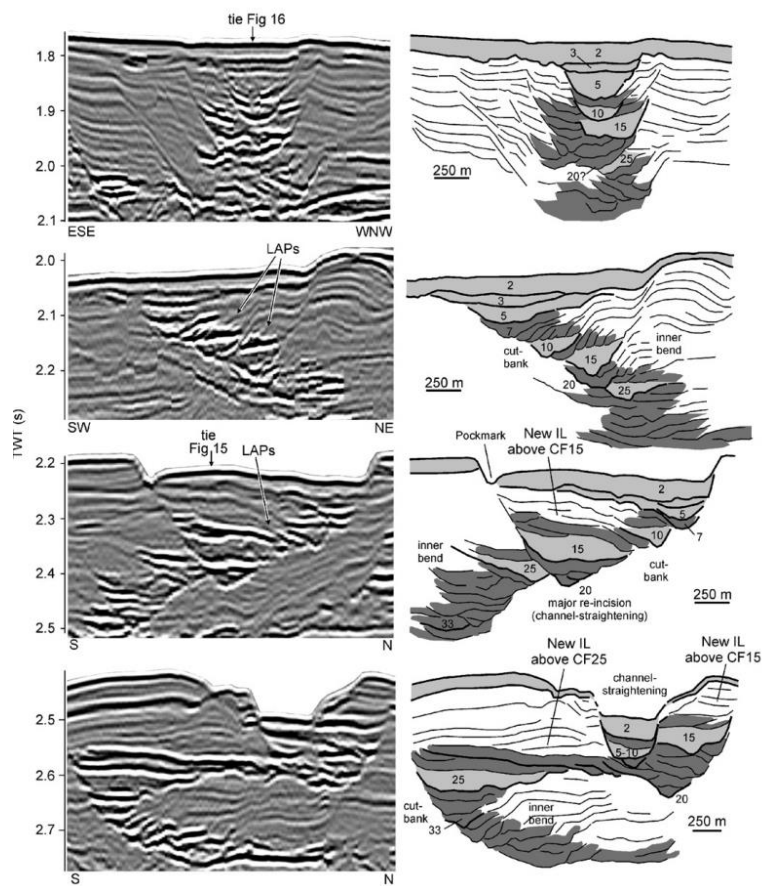


Figura 16: Perfis sísmicos selecionados mostrando a forma de canal estratigráfica em regiões próximas e distantes da área de estudo (DEPTUCK *et al.*, 2007).

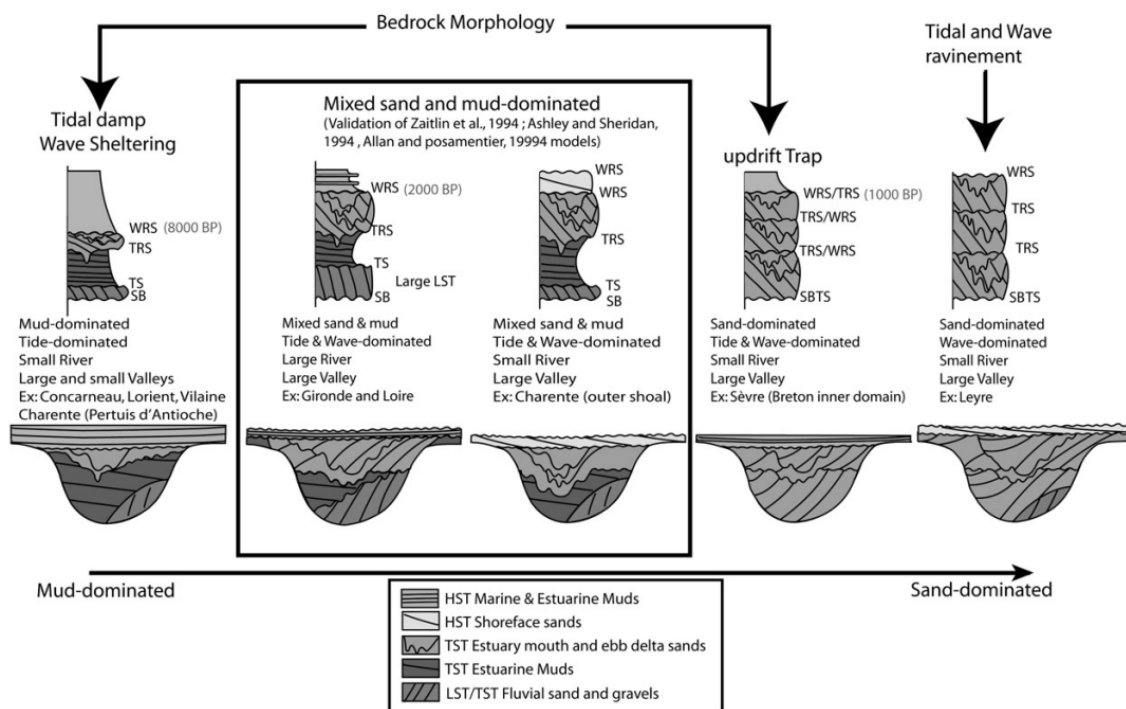


Figura 17: Figura esquemática de seções transversais de vales incisos e perfurações mostrando a variabilidade do preenchimento dos canais na plataforma interna da Baía de Biscay e seu controle na morfologia do substrato (CHAUMILLON et al., 2008).

### 2.2.3. Sedimentação carbonática

Sedimentos clásticos possuem diferenças notáveis com sedimentos carbonáticos, pois enquanto os primeiros são originados a partir da desintegração de rochas com o transporte para bacias marinhas acontecendo ao longo das margens desta, os sedimentos carbonáticos são produzidos próximos do próprio lugar de deposição (BOSENCE, 2005). Desta forma, a sedimentação carbonática possui características únicas, como por exemplo, a composição do sedimento é fundamental para caracterizar o ambiente deposicional; estruturas grandes como plataformas carbonáticas são produzidas inteiramente por sedimentos produzidos no local, sendo assim, auto-geradas e auto-mantidas e os estilos de acumulação temporal e espacial dependem da natureza dos sedimentos (WALKER, 1992). Nos modelos estratigráficos de sistemas clásticos e carbonáticos as diferenças estão principalmente na geometria dos tratos de sistemas e no suprimento de sedimentos para a bacia ao longo dos vários estágios do ciclo de nível de base (CATUNEANU, 2007).

Os sedimentos carbonáticos são produzidos por carapaças de organismos marinhos ou por precipitação direta vinda da água do mar, em áreas específicas chamadas de fábricas de carbonatos (COE, 2003). Tais fábricas carbonáticas se diferem em termos dos modos de (1) precipitação dominante, (2) composição mineral, (3) profundidade



média de produção e (4) potencial de crescimento (SCHLAGER, 2005). Em relação a este último termo, destaca-se que a produtividade em cada fábrica é função de outros tantos fatores que afetam de forma geral a formação de depósitos carbonáticos, como clima, a quantidade de fluxo clástico, a área de superfície da plataforma carbonática, a profundidade e iluminação da coluna d'água, dos nutrientes disponíveis e da taxa de variação do nível de base (WALKER, 1992). Em vista disso, as fábricas carbonáticas podem ser classificadas em tropicais (fábrica T), águas fria (fábrica C) e de acumulação de lama (M) (SCHLAGER, 2005):

- Fábricas tropicais (T): características de águas quentes e marinhas rasas, são também conhecidas como fábricas de carbonato de águas quentes (BOSENCE, 2005). A precipitação é dominada pelo controle biológico, sendo os organismos fotossintetizantes os mais abundantes. A fábrica T suporta rápida calcificação destes organismos e com frequência apresentam supersaturação de carbonato de cálcio, que precipitarão no fundo do mar (SCHLAGER, 2005).

- Fábricas de águas frias (C): relativas a ambientes de plataforma que possuem profundidade rasa a moderada, ocorrendo em algumas áreas de água temperada, do Ártico ou até tropicais. As fábricas C são dominadas por organismos heterotróficos, como as comunidades de organismos calcificados de invertebrados marinhos bentônicos em associação com algas vermelhas. Estas comunidades não ficam confinadas a zona fótica, porém este tipo de fábrica tende a apresentar taxas menores de produção de carbonato que as fábricas T (SCHLAGER, 2005).

- Fábricas de acumulação de lama (M): ocorrem em áreas oceânicas com condições adequadas para o desenvolvimento de organismos planctônicos calcificados (coccolitofóridos e foraminíferos), sendo também chamadas de fábricas de carbonato pelágico (BOSENCE, 2005). Estes organismos crescem na parte rasa, fótica dos oceanos, e quando morrem suas carapaças afundam, se acumulando nas áreas de águas profundas (considerar que em águas muito profundas, o carbonato de cálcio pode ficar subsaturado se dissolvendo antes de atingir o fundo). A partir desta precipitação inicial de carbonatos, o sedimento é retrabalhado e há posterior redistribuição deles na bacia, como resultado da erosão mecânica por ondas e vários tipos de correntes, assim como bioerosão (SCHLAGER, 2005).

Percebe-se que nas fábricas carbonáticas T o principal fator limitante de produção de sedimentos são as profundidades em que elas ocorrem, que correspondem ao limite da zona fótica, sendo a taxa de produção de carbonato nas zonas afóticas negligenciáveis (SCHLAGER, 2005). Desta forma, nestas fábricas T a quantidade de sedimentos

carbonáticos em uma área com presença de luz vai ser proporcional a taxa de geração de espaço de acomodação nesta área. Isto que corrobora o fato da produtividade das fábricas T estarem em anti-fase com o modelo clástico: com a diminuição do nível de base, seguida de exposição subaérea do topo da plataforma, geralmente encerra a fábrica carbonática; enquanto o aumento do nível de base gera espaço de acomodação para o desenvolvimento de plataformas carbonáticas (SCHLAGER, 2005).

A resposta oposta de sistemas carbonáticos e clásticos as mudanças no nível de base são consequência de a origem destes sedimentos serem de intrabacia e extrabacia, respectivamente. Além deste contraste de primeira ordem, a resposta das plataformas carbonáticas também dependem da sua geometria e da relação com as margens da bacia (CATUNEANU, 2007). Desta forma, as plataformas podem ser classificadas com base na morfologia, sendo divididas em dois grupos, o das conectadas a linha de costa (plataformas em arco, plataformas em rampa) e das desconectadas a linha de costa (plataformas isoladas ou atóis). As plataformas em arco possuem diferentes geometrias das plataformas siliciclástica, sendo caracterizadas por um topo plano, encostas íngremes e frequentemente alto relevo. Plataformas em rampa são caracterizadas por uma inclinação suave em direção ao mar, com o desenvolvimento de corpos de areia carbonática sendo controlados pela posição da base das ondas de tempestade (BOSENCE, 2005;CATUNEANU, 2007) (Figura 18).

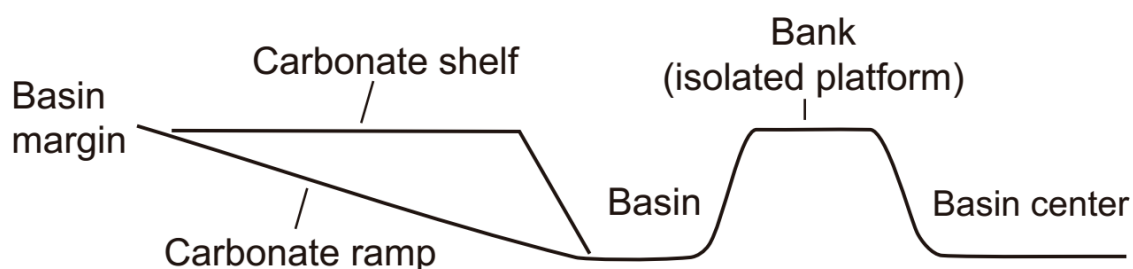


Figura 18: Tipos de plataformas carbonáticas, baseados na geometria, gradiente de inclinação e relação com a margem da bacia (CATUNEANU, 2007).

Nos dois grupos pode ocorrer da plataforma carbonática estar afogada, quando a deposição de carbonatos não equivale a taxa de subsidência da bacia, com a produção do sistema sendo limitada pelos fatores de temperatura, nutrientes ou com aumento dos sedimentos siliciclásticos. Estes afogamentos das plataformas carbonáticas geram os registros mais evidentes nas linhas sísmicas, sendo referenciados como discordâncias de afogamento (BOSENCE, 2005). Além destes registros, outras mudanças do sistema carbonático na plataforma geram registros na arquitetura sedimentar, os chamados limites de sequências, quando há mistura de sucessões carbonática/siliciclástica

(SCHLAGER *et al.*, 1994). Tais limites de sequência podem ser agrupados em tratos de sistemas de acordo com os ciclos de mudança do nível de base.

A sucessão carbonática das plataformas no registro de diversos ciclos de mudança do nível de base, geralmente se inicia em tratos de sistemas de mar alto, devido a sedimentação das plataformas carbonáticas serem geradas com maior taxa durante níveis de mar alto, quando as plataformas estão inundadas fornecendo uma superfície significativa para a produção das fábricas de carbonato (SCHLAGER, 2005). Além disso, em sistemas de mar alto o nível de base aumenta em uma taxa cada vez menor, permitindo que a produção carbonática acompanhe as taxas de geração de espaço de acomodação. Isto permite que não aconteça afogamento, e que o excesso da alta produtividade das plataformas carbonáticas em relação a criação de espaço de acomodação nestes períodos, seja disponibilizado por derramamento em ambientes de águas profundas, gerando acumulações significantes de carbonatos na encosta e no fundo da bacia (EMERY; MYERS, 1996; CATUNEANU, 2007). Durante o Quaternário este derramamento de sedimento carbonático tem sido um padrão dominante para todas as plataformas carbonáticas tropicais (SCHLAGER *et al.*, 1994).

Após o período de tratos de sistemas de mar alto, quando há início os períodos de níveis de mar em queda e baixos, os sedimentos superam a plataforma continental, deixando-a exposta, com erosão e desenvolvimento de vales incisos. Os cânions submarinos são aprofundados, e sistemas turbidíticos ricos em areia desenvolvem complexos leques submarinos na encosta e na base da bacia (MIALL, 2010). Desta forma, a área disponível para produção de carbonatos se torna muito reduzida, com no máximo uma franja de recifes se desenvolvendo na encosta da bacia. Considera-se assim, que as fábricas carbonáticas são encerradas nesta exposição subaérea da plataforma continental em níveis de mar em queda e baixos (BOSENCE, 2005; CATUNEANU, 2007; MIALL, 2010). Os efeitos desta exposição para as plataformas carbonáticas dependerá do clima que se estabelece após a descida do nível do mar: climas áridos resultam em diagênese menos intensa, com potencialmente maior precipitação de evaporitos na plataforma carbonática exposta e na bacia; e climas úmidos resultam em maior dissolução e reprecipitação de carbonato e podem formar terrenos cársticos (EMERY; MYERS, 1996).

Nos sistemas clásticos, em períodos transgressivos, os vales incisos são preenchidos com depósitos estuarinos e depois cobertos com argila marinha, podendo ocorrer de a plataforma continental, ocorrendo menor deposição sedimentar. Entretanto, nos sistemas carbonáticos, as transgressões do nível de base colocam em funcionamento

novamente as fábricas carbonáticas, devido a inundação da plataforma com água rasa e quente. Nestes períodos podem se desenvolver espessas sucessões de carbonato nas plataformas, que crescem verticalmente em taxas extremamente rápidas (SCHLAGER, 2005). Importante salientar o fato de nas transgressões as plataformas carbonáticas evoluírem de forma lenta, com a criação de um excesso de espaço de acomodação, resultando na formação de depozonas, como barreiras recifais. Ou evoluírem de forma rápida, com produção de sedimentos nas partes mais profundas da plataforma carbonática não seguindo as taxas de agradação da linha de costa, deixando-as abaixo da zona fótica e levando ao encerramento da sedimentação carbonática e ao desenvolvimento de seções condensadas ou de fundo duro. Esse afogamento das plataformas carbonáticas representa o último estágio de sua evolução, antes do retorno a um ambiente dominado por sedimentação clástica (CATUNEANU, 2007) (Figura 19).

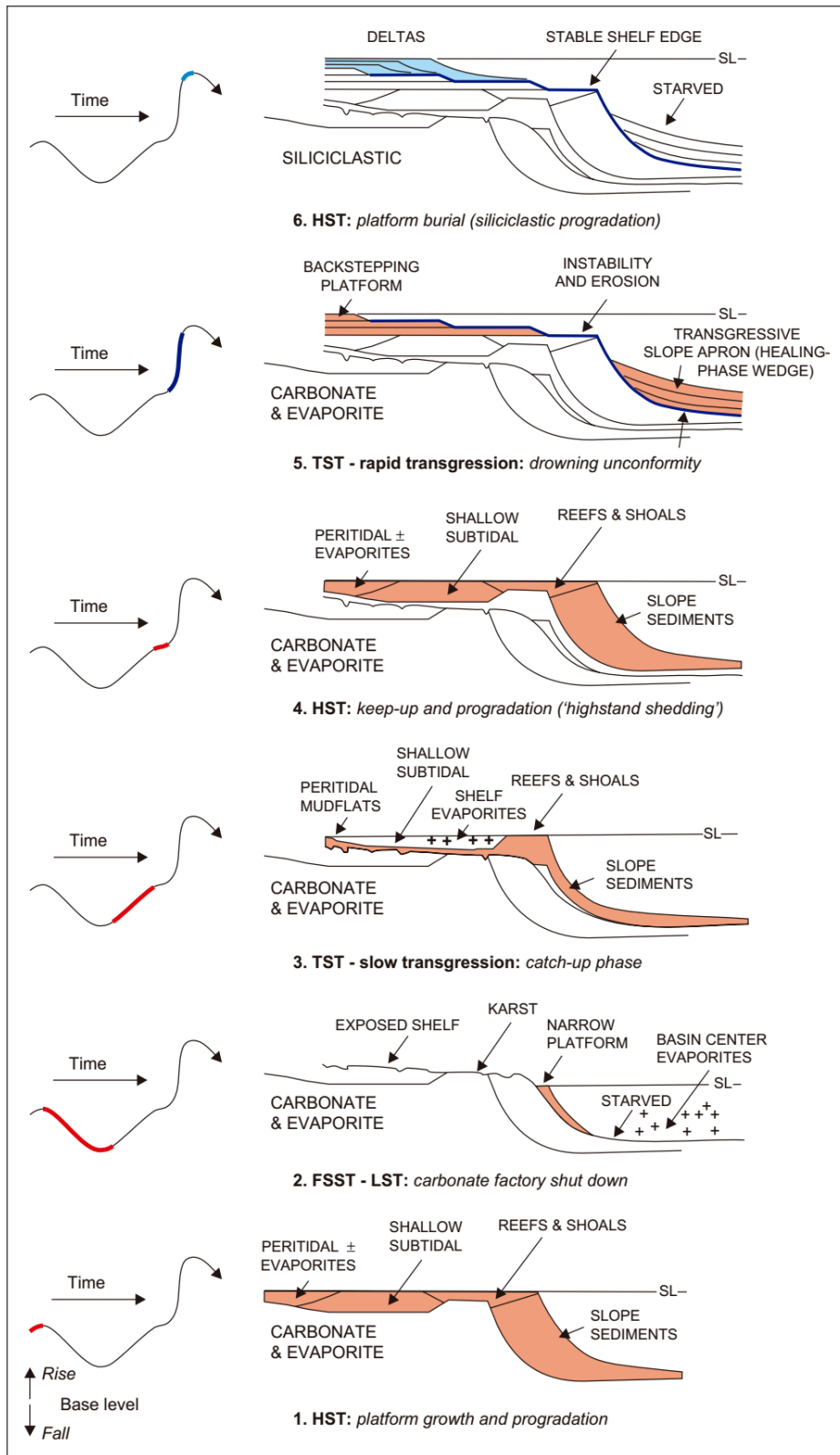


Figura 19: Ciclo de formação de um sistema carbonático de águas rasas-profundas em uma estrutura estratigráfica, desde o crescimento inicial de plataformas carbonáticas até seu enterramento pelo sistema siliciclástico (CATUNEANU, 2007).

### 3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A Bacia de Campos está localizada na margem sudoeste do Oceano Atlântico Sul, na porção sudeste do Brasil, ao longo da costa norte do estado do Rio de Janeiro, prolongando-se para o sul do estado do Espírito Santo. É limitada estruturalmente ao sul pelo Alto de Cabo Frio (23° S) e ao norte pelo Alto de Vitória (20.5° S), com uma área superior da 100.000 km<sup>2</sup> (VIANA *et al.*, 1998, WINTER *et al.*, 2007). A área de estudo deste trabalho corresponde a porção norte da plataforma continental da Bacia de Campos, entre o Cabo de São Tomé (22° S) e a Foz do Rio Itabapoana (~21° S) (Figura 20).

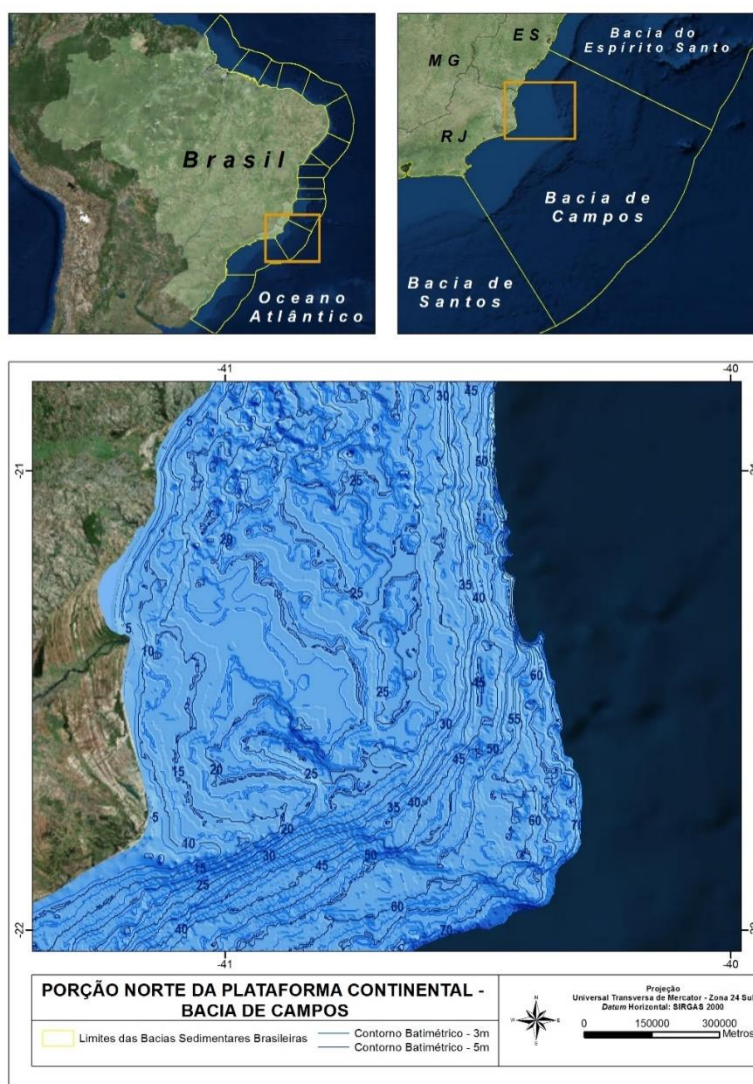


Figura 20: Mapa regional da porção norte da plataforma continental da Bacia de Campos, área do presente estudo. Batimetria até 75 m de profundidade, batimetria confeccionada a partir da compilação dos dados de folhas de bordo concedidos pelo Centro de Hidrografia da Marinha do Brasil (CHM-MB).

### **3.1. Evolução Tectono-sedimentar da Bacia de Campos e feições associadas**

A evolução tectono-estratigráfica das bacias sedimentares do leste do Brasil é consequência do início e desenvolvimento do Oceano Atlântico Sul. No período Mesozóico teve início o estiramento litosférico, com posterior afinamento da crosta e da litosfera e subida do manto, dando início ao rifteamento da porção oeste do supercontinente Gondwana. A partir disto, houve a partição deste paleocontinente em largos e relativamente rígidos blocos continentais, separando definitivamente as placas da América do Sul e da África (além destas, Gondwana também incluía as massas continentais do que atualmente é a Índia, Austrália e Antártica), sendo acompanhados pela formação do Oceano Atlântico Sul (CAINELLI; MOHRIAK, 1999). A evolução sequencial da margem divergente deste oceano é marcada por cinco principais fases com diferentes padrões de tectônica e sedimentação (CHANG *et al.*, 1992; MOHRIAK, 2003).

A primeira fase, Megasequência Pré-rift (Figura 21a), representa o período intracratônico do supercontinente Gondwana, onde inicia-se os processos extensionais, com a formação de largas e suaves bacias depressivas (CHANG *et al.*, 1992). Na fase seguinte, Megasequência Continental (Figura 21b), ocorrida entre o Jurássico Inferior e o Cretáceo Superior, há um aumento do estiramento litosférico com extrusão de lavas basálticas, marcadas pela formação de grandes falhas na crosta continental e formação de semi-grábens preenchidos por sedimentos continentais lacustrinos. Todo o sistema de rifts da margem leste brasileira se estende ao longo de 3.500 km, sendo limitadas a oeste por falhas normais sintéticas - reconhecidas principalmente ao longo das bacias de Campos, Recôncavo e Sergipe-Alagoas - ou linhas de charneira (pontos com alta curvatura da superfície dobrada) com pequeno deslocamento, na Bacia de Santos (CAINELLI; MOHRIAK, 1999).

Ao final do episódio de estiramento e rifteamento da crosta continental, inicia-se a fase transicional, entre o Aptiano Inferior e o início do Albiano Inferior, em que a maior parte da atividade de falhas relacionadas ao embasamento desaparece (CAINELLI; MOHRIAK, 1999). Esta fase é marcada pela rotação das falhas, com cobertura por sedimentos não rotacionados (Figura 21c), gerando uma discordância angular bem aparente que marca o limite das duas megasequências de rift/pós-rift (CHANG *et al.*, 1992). A sucessão litológica deste período se inicia com sedimentos de siliciclásticos de origem aluvial/fluviais e terminam com sedimentos evaporíticos, que indicam já haver influência de águas marinhas na deposição sedimentar. Depois desta fase, há a

Megassequência Carbonática (Figura 21d), marcada pela a contínua subsidência, responsável de gradual abertura do golfo do Atlântico Sul e a quebra da barreira de restrição do Oceano Atlântico Sul (como a barreira do platô de São Paulo). A principal característica desta fase é a cobertura dos sedimentos evaporíticos depositados na fase anterior por plataformas carbonáticas e o desenvolvimento destas plataformas (CHANG *et al.*, 1992).

Por último, há a megassequência marinha (Figura 21e), entre o Cenomaniano e Turoniano (Cretáceo Superior), marcada por um aumento da paleobatimetria, acompanhada de transgressões marinhas que resultam em um afogamento das plataformas carbonáticas, com deposição de sequências de baixa energia de camadas ritmicamente intercaladas de calcilutitos, marls e argilas carbonáticas. Seguido disso, há o encerramento da deposição carbonática e consequente acumulação de sedimentos marinhos de águas profundas (CHANG *et al.*, 1992). Para este período da megassequência marinha foi cunhado o termo supersequência transgressiva, onde há o predomínio de subsidência térmica e ampliação da bacia.

Após este período, é estabelecida a supersequência regressiva, onde a margem sudeste brasileira é afetada por denso aporte sedimentar relacionado ao soerguimento da Serra do Mar e da Serra da Mantiqueira, com notável progradação de siliciclásticos e formação de grandes cunhas sedimentares avançando na direção da quebra da plataforma (CAINELLI; MOHRIAK, 1999). Assim, o prisma sedimentar do final do Cretáceo possui no geral caráter regressivo, com as camadas depositadas acima correspondendo a estruturas progradantes, como deltas, plataforma siliciclásticas e carbonáticas. Em alguns lugares, como ao norte da margem continental brasileira, o caráter progradacional é substituído por agradação vertical, tendo maior desenvolvimento de plataformas carbonáticas. Por sua vez, o sul da margem continental brasileira é dominado por sistemas siliciclásticos, evidenciados principalmente pela acumulação de arenitos turbidíticos.



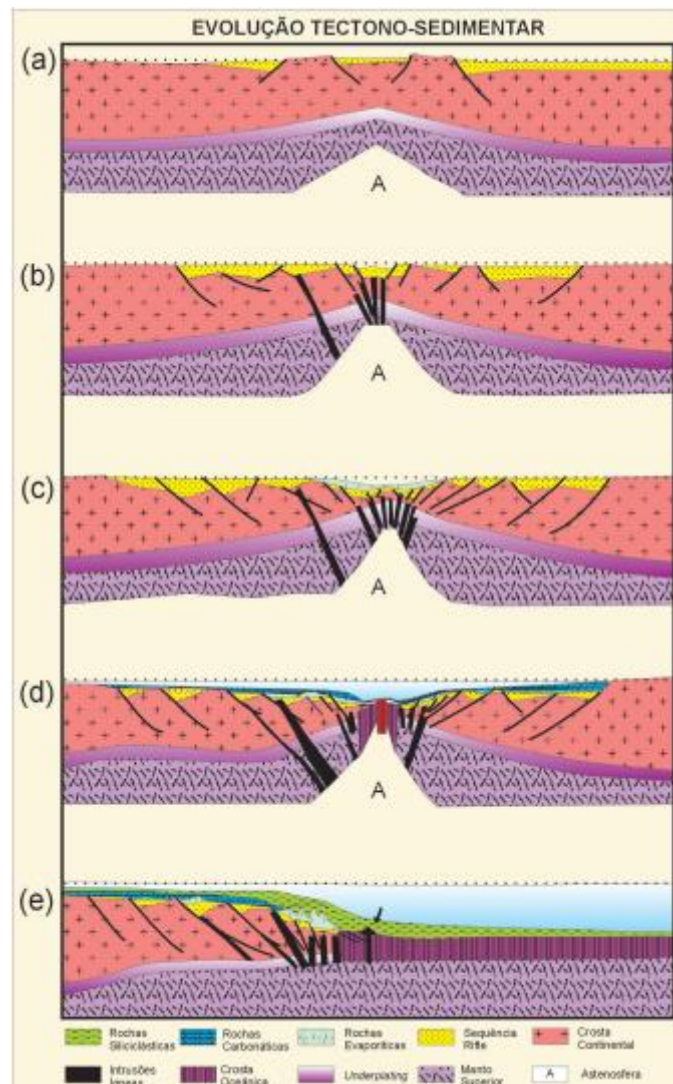


Figura 21: Modelo geodinâmico esquemático da margem continental divergente (BIZZI et al., 2003).

Neste estudo pretendeu-se investigar a porção mais recente da Supersequência Regressiva da Megassequência Marinha. Na Figura 22 encontram-se exemplos de perfis sísmicos interpretados, com indicação das megassequências na Bacia de Campos.

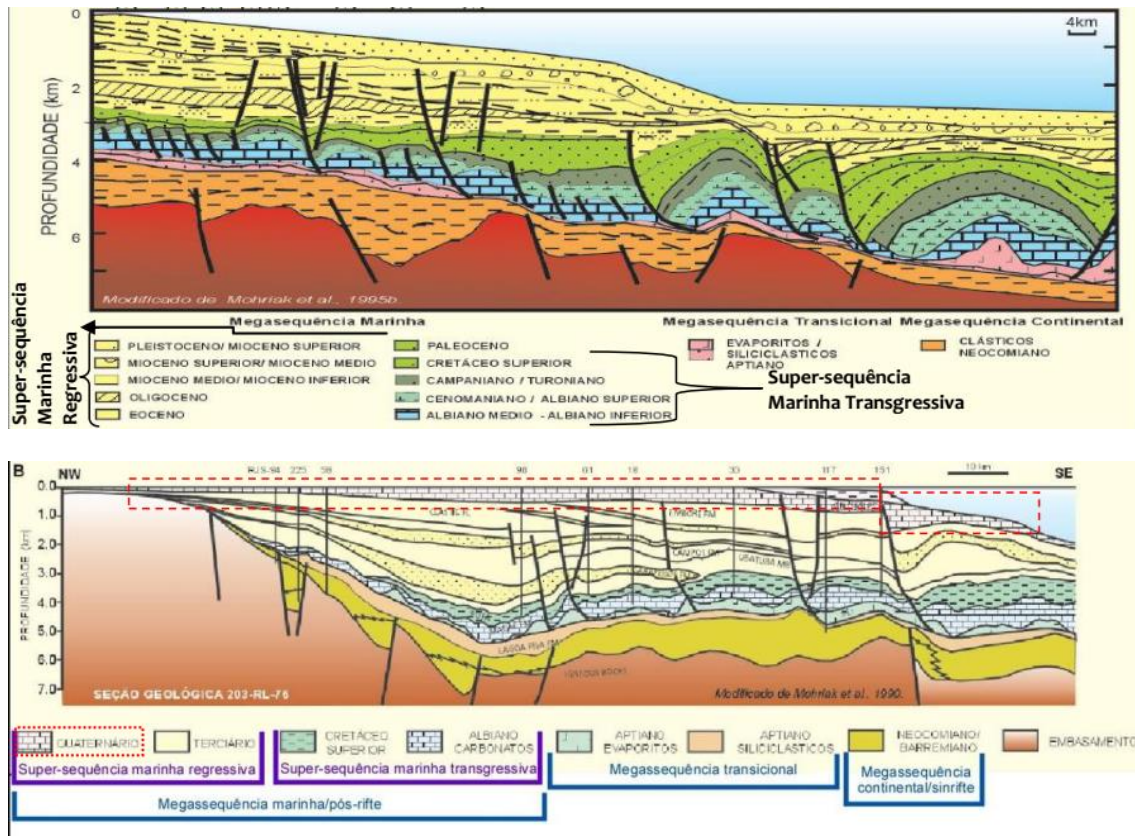


Figura 22: Seções geológicas convertidas em profundidade, extraídas de dois perfis sísmicos na Bacia de Campos, com indicação das megassequências (sinrife/continental, transicional e pós-rifte/marina) e as super-sequências (marinha transgressiva e marinha regressiva). Levemente modificado de MOHRIAK (2003), por MARANGONI (2012).

A Zona de Fratura Oceânicas (ZFOs) desde a cordilheira mesoceânica até a margem continental, possui relevância no condicionamento tectônico do bordo continental emerso e da margem continental adjacente, sendo responsáveis inclusive pela compartimentação das bacias marginais (ALMEIDA; KOWSMANN, 2011). Assim, também se faz necessário indicar neste capítulo algumas das estruturas tectônicas na plataforma da Bacia de Campos com relevância para um estudo de sismoestratigrafia (Figura 23).

A maior inflexão leste-oeste ao longo da margem continental leste brasileira localiza-se entre a Bacia de Campos e Santos, conhecida como Alto de Cabo Frio, com direção predominante NE e marcada por ampla atividade magmática com vulcanismo e intrusões alcalinas datadas do Cretáceo Superior até o Terciário Inferior (MOHRIAK, 2003).

Para norte, outra importante estrutura tectônica é a Cadeia de Vitória-Trindade (CVT), de direção leste-oeste, que constitui uma feição vulcânica, associada a plumas ou pontos quentes do manto (MOHRIAK, 2003). A CVT é a extensão para a margem oeste

da Zona de Fratura de Vitória-Trindade (ZFVT), localizada na latitude 18°40' S. A CVT é definida por uma série de altos topográficos, divididos dentro de domínios sedimentares espessos e tectônicos. Esta área é cortada por soleiras e diques, indicativos de instabilidade tectônica, remobilização de falhas e tectônica de strike-slip que soergueram a coluna sedimentar inteira, incluindo o fundo do oceano. A presença destes falhamentos afetando níveis bastante rasos da coluna sedimentar sugere reativações tectônicas mais recentes, com alternância de stress compressivo e extensional associado a vulcanismo e falhas normais (ALVES *et al.*, 2006).

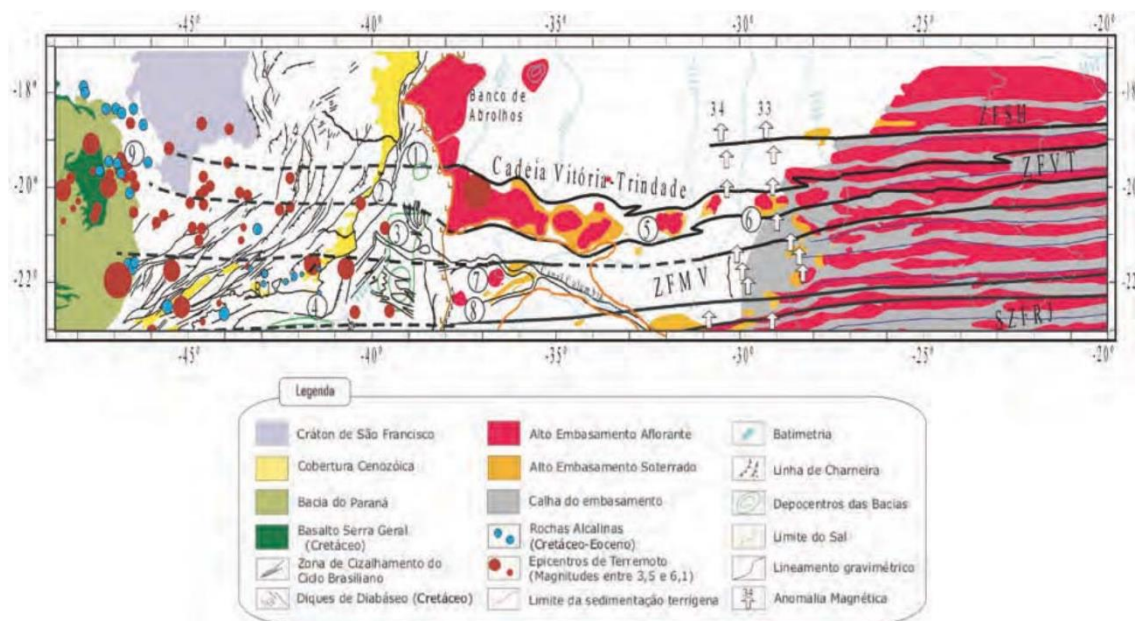


Figura 23: Mapa Estrutural do Atlântico Sudeste e do Bordo Continental Adjacente do Brasil, modificado de Alves (2002). Neste mapa observa-se o traçado das Zonas de Fratura de Vitória-Trindade (ZFVT), de Santa Helena (ZFSH), de Martim Vaz (ZFMV) e de parte do Sistema de Zona de Fratura do Rio de Janeiro (SZFRJ). Os números representam a localização das seguintes províncias geológicas: 1 - Bacia do Espírito Santo, 2 - Alto de Vitória, 3 - Bacia de Campos, 4 - Alto de Cabo Frio, 5 - Monte Submarino Columbia, 6 - Ilhas de Trindade e Martim Vaz, 7 - Monte Submarino São Tomé; 8 - Monte Submarino Almirante Saldanha, 9 - Províncias ígneas de Paxoréu e Alto do Paranaíba.

### 3.2. Fisiografia da Bacia de Campos

A Bacia de Campos está situada em um contexto tectônico de margem passiva, cuja fisiografia submarina é constituída pelas províncias: plataforma continental, talude continental, Platô de São Paulo (a mais importante feição fisiográfica da margem sudeste) e elevação continental ou sopé (ALMEIDA; KOWSMANN, 2015; MOHRIAK, 2003).

A plataforma continental da Bacia de Campos possui largura média de 100 km (Viana *et al.*, 2000), sendo a largura máxima encontrada na sua porção sul, com cerca de 120 km. A porção norte da plataforma continental, entre o Cabo de São Tomé e Itabapoana, objeto do presente estudo, apresenta maior estreitamento da bacia, com a distância da quebra da plataforma à costa variando de 43 a 73 km (ALMEIDA; KOWSMANN, 2015; FIGUEIREDO *et al.*, 2015) (Figura 24).

A porção norte também apresenta profundidades menores, com aproximadamente 60 m de coluna d'água média entre a quebra da plataforma até a foz do rio Itabapoana (ALMEIDA; KOWSMANN, 2015; FIGUEIREDO *et al.*, 2015) e mais suaves, com declividades que variam de 0 a 0,5 grau, sendo os maiores gradientes nos vales incisos ao largo de Vitória. Os contornos batimétricos da região acompanham a linha de costa e se prolongam até a quebra da plataforma. Próximos ao delta do rio Paraíba do Sul estes contornos assumem formas convexas ou positivas, relativa a frentes de progradação de antigas drenagens e apresentam feições de destaque no relevo como a cúspide do Cabo de São Tomé. Mais ao norte da foz deste rio também são observadas formas erosivas pouco significativas, relacionadas a paleocanais curtos com posição perpendicular ao contorno batimétrico e a linha de costa (FIGUEIREDO *et al.*, 2015).

A linha de quebra da plataforma possui direção nordeste-sudoeste no limite norte, variando gradativamente para a direção noroeste-sudeste e aumentando assim, a largura da plataforma continental na parte central da bacia (ALMEIDA; KOWSMANN, 2015). O talude continental se estende por 40 km, com um gradiente médio de 2,5°. A profundidade da coluna d'água neste talude varia na porção sul entre 130 m (na quebra) e 2000 m (na base) e na porção norte entre 80 m (na quebra) e 1500 m (na base). As menores profundidades na base da porção norte do talude estão ligadas ao desenvolvimento de um cone submarino conectado ao cânion submarino Almirante Câmara (VIANA *et al.*, 1998).

A geomorfologia e a sedimentação da plataforma continental e de suas províncias adjacentes apresentam grande importância na formação e desenvolvimento da plataforma. Desta forma, nos próximos subcapítulos serão abordados estes aspectos, partindo da região costeira e seus processos hidrológicos associados, passando pela plataforma e chegando até o talude e platô de São Paulo.

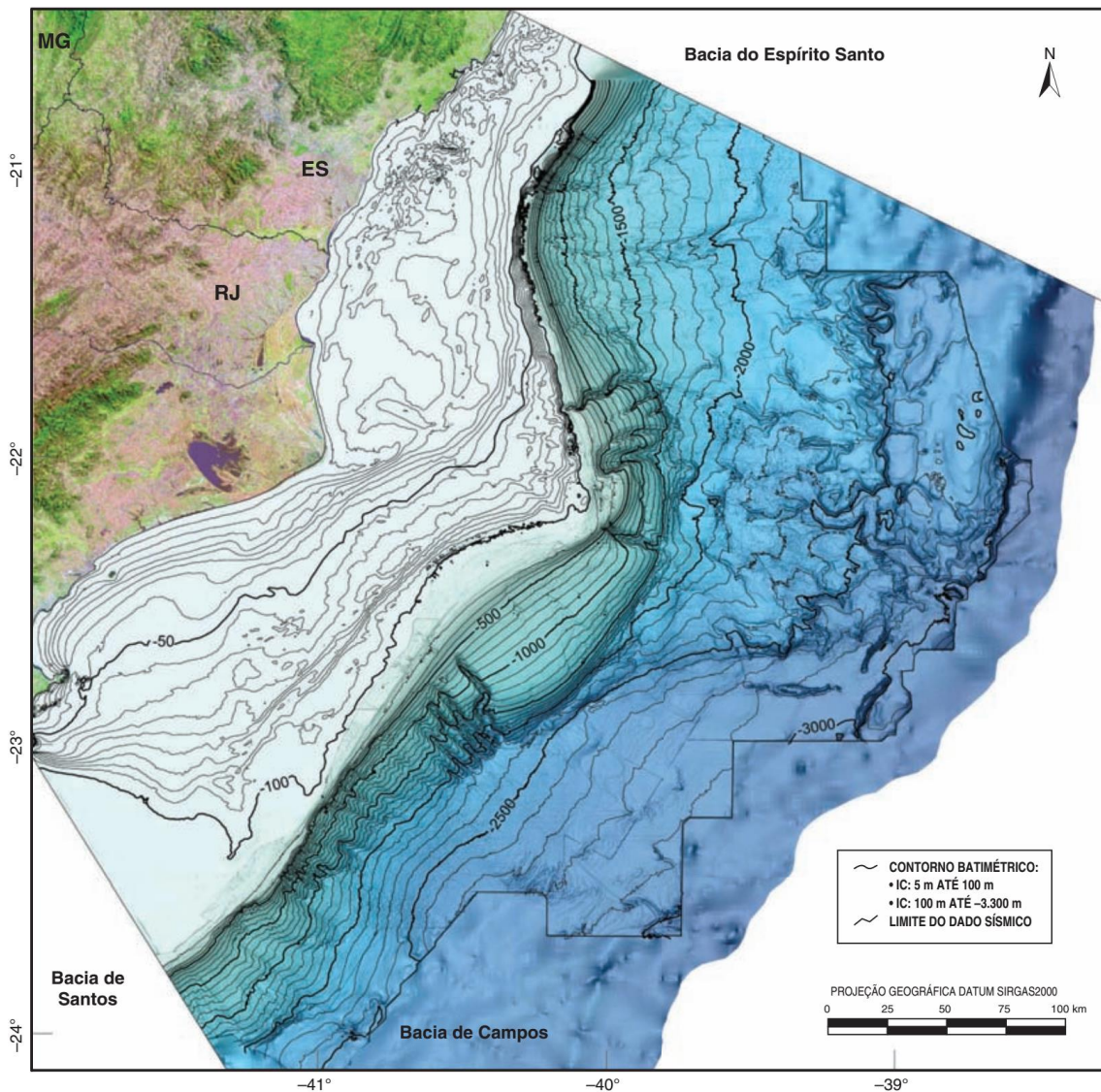


Figura 24: Mapa batimétrico integrado da Bacia de Campos, com as províncias da plataforma continental, do talude continental e do Platô de São Paulo adjacente (SCHREINER et al., 2015).

### 3.3. Região Costeira da Bacia de Campos

Toda a planície costeira da Bacia de Campos possui como principal fonte de sedimentos o rio Paraíba do Sul, tendo sido desenvolvida a partir dos processos de sedimentação fluvio-marinha ao longo do período geológico, e sendo desta forma, caracterizada por planícies arenosas de grandes larguras, compostas por cristas de praia de diferentes idades, paralelas ou semiparalelas à costa (RIBEIRO et al., 2016).

A geomorfologia das planícies costeiras da porção norte da Bacia de Campos pode ser enquadrada em dois segmentos com contextos evolutivos diferentes, sendo o Cabo de São Tomé o limite entre eles. Ao norte do Cabo de São Tomé há um sistema progradante, formado pela planície de cristas praias e/ou dunas ativas associadas ao atual curso do rio Paraíba do Sul e ao sul do Cabo de São Tomé há um antigo sistema

pleistocênico de paleocanais do rio Paraíba do Sul, marcado por um estreito cordão arenoso transgressivo, indicativo de uma linha de costa retrogradante (BASTOS; SILVA, 2000; DIAS; KJERFVE, 2009).

A sedimentologia e estratigrafia de margens continentais alimentadas por rios refletem a variação diversa de condições tectônicas, climáticas e hidrodinâmicas que moderaram o suprimento, transporte e acumulação de sedimentos terrígenos da costa oceânica (SOMMERFIELD *et al.*, 2007). Assim, devido à grande influência do sistema de drenagem do rio Paraíba do Sul, na formação e desenvolvimento das planícies costeiras do Rio de Janeiro, faz-se necessário iniciar este capítulo com a evolução do sistema de drenagem deste rio e os processos associados a esta evolução que contribuíram para o desenvolvimento da morfologia e sedimentação da região costeira do Rio de Janeiro. Com isso, pretende-se tornar mais embasada a descrição da morfologia e sedimentação de cada província da Bacia de Campos.

### **3.4. Evolução do Rio Paraíba do Sul**

O sistema de drenagem do rio Paraíba do Sul primeiro exerceu controle dominante na evolução estratigráfica da Bacia de Santos, devido a sua desembocadura ancestral se encontrar, no período entre o Cretáceo Inferior e o Paleogeno, no Norte desta bacia. No Oligoceno, ocorreu o desvio e captura do rio Paraíba do Sul para dentro da Bacia de Campos, devido ao rearranjo estrutural da Serra do Mar iniciado no Eoceno e a um evento de transgressão e nível de base alto. A partir disto, o rio Paraíba do Sul se tornou uma das principais fontes de sedimento para região costeira do Rio de Janeiro (MODICA; BRUSH, 2004). Os turbiditos oligocênicos e miocênicos serem os mais ricos em areia dos campos de Marlim e Albacora, na região central da Bacia de Campos (PERES, 1993) é um fato que corrobora esta interpretação.

A zonas de progradação associadas às desembocaduras do rio Paraíba do Sul se desenvolveram em áreas de ocorrência da Formação Barreiras, sendo o limite em terra da planície costeira sendo uma linha de falésia morta formada em um estágio anterior a penúltima transgressão. O delta associado a desembocadura do rio foram formados parcialmente por sedimentos supridos pelo rio e grande parte por sedimentos reliquiares da plataforma continental (MARTIN *et al.*, 1993) sendo constituído, basicamente, por depósitos associados a terraços marinhos, terraços fluviais, pântanos, mangues e lagunas Dominguez (1987). No intervalo de tempo entre a Formação Barreiras até cerca de 7 ka A.P. (no Holoceno), são indicados na literatura poucos detalhes do desenvolvimento do sistema de drenagem. Isto ocorre devido aos terraços arenosos formados pela rede hidrológica deste período terem sido afogados pela Penúltima

Trangressão em 120 ka e pela Última Trangressão, a partir do Último Máximo Glacial, em 18 ka A.P., tendo seus depósitos sedimentares sido retrabalhados (DOMINGUEZ *et al.*, 1981) (Figura 25).

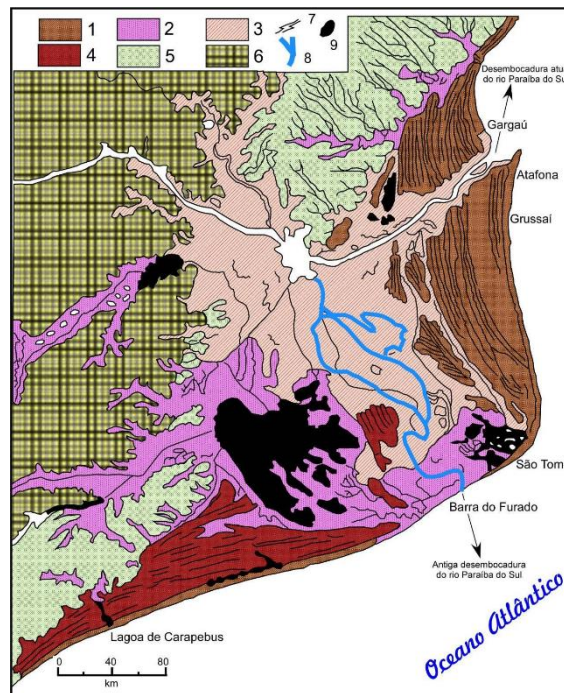


Figura 25: Mapa geológico da planície deltaica do rio Paraíba do Sul (1) cordões litorâneos holocênicos, (2) pântano, (3) terraço fluvial, (4) cordões litorâneos pleistocênicos, (5) Formação Barreiras, (6) rochas cristalinas, (7) alinhamento de cordões litorâneos, (8) paleocanais e (9) lagoas/lagunas (DOMINGUEZ *et al.*, 1987).

Assim, a maioria dos esquemas evolutivos para o desenvolvimento do rio Paraíba do Sul são construídos a partir da análise de suas cristas progradantes formadas a partir de 7 ka A.P. Lamego (1955) propôs o primeiro esquema evolutivo para a área, dividido em 4 fases, referentes a (1) formação inicial de um delta com predominância de sedimentação marinha, seguindo-se da (2) bifurcação do rio, com um braço ocupando a montante do curso atual e outro sobre o delta inicial; (3) a migração do rio para o norte e a formação de cordões litorâneos, e (4) o avanço dos cordões para o curso atual do rio.

DOMINGUEZ *et al.* (1987) e MARTIN *et al.* (1993) reconheceram 4 e 8 estágios de desenvolvimento do delta do rio Paraíba do Sul, respectivamente (Figura 26). Para ambos, os estágios iniciais de evolução correspondem ao período antes da última transgressão citados anteriormente. Momentos antes da última transgressão foram estabelecidos sistemas de barreira ilha-lagoa e atrás destes, a instalação de lagunas extensa. No máximo transgressivo desenvolveram-se deltas intralagunares pelos rios

que nela penetravam, ocorrendo desta forma, o consequente assoreamento destas lagunas. A partir da queda do nível do mar que se seguiu ocorreu a progradação da linha de costa e a construção dos terraços marinhos. Com esta queda as lagunas também se transformaram em lagos e lagoas reconhecíveis atualmente, como a Lagoa Feia na foz do Rio Paraíba do Sul (RJ).

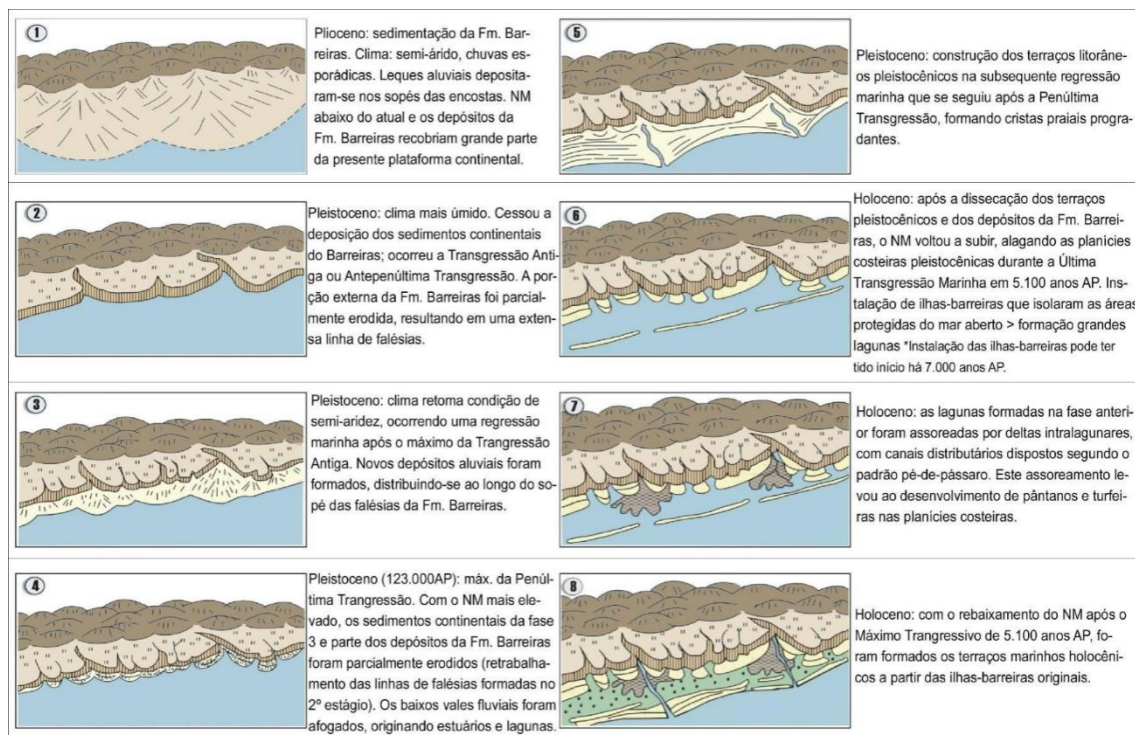


Figura 26: Modelo evolutivo das planícies costeiras para a região entre Macaé (RJ) e Maceió (AL). MARTIN *et al.*, 1993, modificado por (HATUSHIKA, 2008).

Silva (1987) no estudo da evolução da região da Lagoa Feia e da planície do Paraíba do Sul, sugere o seu desenvolvimento a partir da regressão do mar em 5.1 ka A.P. com a intercalação de eventos regressivos (marcados pela construção de cristas de praia) e eventos transgressivos (construção de ilhas barreiras e cordões litorâneos). Os episódios transgressivos devem estar relacionados aos eventos de subida do nível de base dos períodos de 3.8 – 3.6 ka e de 2.7 – 2.5 ka A.P da curva de oscilação do nível do mar de Suguio (1985), visto que os registros destes episódios já foram identificados no rio Jequitinhonha e no rio Doce (DOMINGUEZ *et al.*, 1987). Assim, durante estes episódios houve a deposição de sedimentos marinhos e, principalmente, fluviais, sendo os últimos retrabalhados pela ação de ondas. No trabalho de Silva (1987) também é sugerido o deslocamento deste rio em direção ao norte no desenvolvimento da paleodrenagem no Holoceno, devendo o paleocanal do Paraíba do Sul ter ocupado posições ao sul do Cabo de São Tomé durante a sua evolução (Figura 27).









Fases de evolução	Descrição evolutiva	Esquema evolutivo	Fases de evolução	Descrição evolutiva	Esquema evolutivo
A	Transgressão provoca o afogamento e erosão parcial da Formação Barreiras		D	Regressão marinha (15.000 anos A.P.), inicia-se a formação de um novo sistema de cristas de praia remanescente da Lagoa Feia, que truncou o sistema de cristas de praia formado na fase B.	
B	Regressão permite a formação de cristas de praia paralelas à orientação das paleofalésias da Formação Barreiras		E	Última transgressão holocênica (5.000 anos A.P.) provocou o afogamento de grande parte das planícies de cristas arenosas formadas na fase D, individualizou uma extensa laguna que originou a Lagoa Feia. Ocorreu a mudança na orientação do rio Paraíba do Sul para a posição atual.	
C	Transgressão marinha (120.000 anos A.P.) provoca o truncamento das cristas de praia formadas anteriormente		F	A fase atual é caracterizada pelo assoreamento progressivo da Lagoa por sedimentação fluvial, e como consequência a formação de deltas intralagunares.	

Figura 27: Evolução da região da Lagoa Feia e da planície do rio Paraíba do Sul (modificado de Silva, 1987, por Marangoni, 2012).

### 3.5. Aspectos oceanográficos

As forçantes oceanográficas com grande influência na Bacia de Campos incluem ondas aprisionadas à costa, correntes de talude, correntes de contorno, vórtices, transporte de Ekman, marés, correntes inerciais e ondas internas (ASSIREU; *et al.*, 2003). Essas complexas interações de fatores atmosféricos e oceanográficos influenciam de maneira direta a modelagem da morfologia de fundo da plataforma da Bacia de Campos (FIGUEIREDO *et al.*, 2015).

A circulação atmosférica na Bacia de Campos é controlada pelo Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e pela passagem de frentes frias associadas a um anticiclone polar, que variam em intervalos de 6 a 10 dias. Devido a estas forçantes existe um padrão bimodal de circulação na margem leste brasileira, com as direções preferenciais nos quadrantes nordeste associadas a massas de ar quente e de direções sul, sudeste e sudoeste, associadas à entrada de frentes frias (PIANCA *et al.*, 2010).

Pela bifurcação do ramo sul da Corrente Sul Equatorial (CSE), ao sul de 10° S, ocorre a Corrente do Brasil (CB), que é a corrente de contorno oeste associada ao ASAS e ao Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS). O ramo norte da CSE forma a Corrente Norte do Brasil. A CB flui para sul, margeando o continente sul-americano até a região da Convergência Subtropical (33-38° S), onde conflui com a Corrente das Malvinas e se separa da costa (STRAMMA, 1991; SILVEIRA *et al.*, 2000).

O fluxo sul da CB vai desta forma, de Pernambuco até Cabo Frio, fluindo a poucos quilômetros ao longo da costa nordeste do Rio de Janeiro devido a plataforma

continental estreita. Nos lugares onde a costa e as isóbatas profundas viram 90° em direção ao oeste de Cabo Frio, a CB se separa da batimetria, e se desintegra em uma série de vórtices de meso-escala oceânica, gerando ressurgência persistente ao longo da costa de Cabo Frio (DIAS; KJERFVE, 2009).

A região ao redor do Cabo de São Tomé (22°S) também recebe influência desta instabilidade da CB, sendo caracterizada por padrões de ressurgência costeira transiente e por vórtices ciclônicos. Tal vorticidade, por ser instável, com estratificação passageira e quase permanente, possui um padrão único dessa região (PALÓCZY *et al.*, 2014).

Os ventos ao longo da costa do Rio de Janeiro sopram em sua maioria de nordeste como um resultado de sistemas persistentes de alta pressão no Atlântico Sul, especialmente durante o verão austral. Ventos fortes de nordeste servem para intensificar a ressurgência costeira e oceânica de Cabo Frio (DIAS; KJERFVE, 2009). Os ventos de sul e sudoeste são associados à passagem de ciclones extratropicais, sendo mais comuns no inverno austral e associados com a progressão em direção ao norte de frentes frias (FIGUEIREDO *et al.*, 2015, DIAS; KJERFVE, 2009).

Na região sul e sudeste do Brasil as perturbações atmosféricas de maior importância são os sistemas frontais, que se deslocam a uma velocidade média de 500 km/dia, gerando ondas nos quadrantes sudoeste, sul e sudeste. As ondas incidentes no litoral se comportam de forma diferente ao sul do Cabo Frio, sendo forçadas pelos ventos alísios em boa parte do ano (ondas de NE), porém com maior capacidade de transporte sedimentar costeiro quando associadas aos sistemas frontais. Já ao norte de Cabo Frio, as ondas mais efetivas no transporte sedimentar são predominantemente geradas pelos ventos alísios, dos quadrantes nordeste e leste, sendo que eventualmente, as ondas originadas por frentes mais ao sul atingem esta parte do litoral brasileiro (TESSLER; GOYA, 2005).

Em relação as ondulações de tempestade, elas geralmente atingem o litoral de Su-Sudeste (SSE), Sul (S) e Su-Sudoeste (SSW) com alturas médias de 3,2 m e máximas de 4 m. Devido a essas ondas, ocorre a maior agitação oceânica nesta porção durante o ano, entre os meses de abril e setembro (SOUZA *et al.*, 2015).

Por último, as amplitudes de maré são um elemento modelador da linha de costa, em função das velocidades de correntes a elas associadas, sendo significativas no transporte sedimentar costeiro especialmente quando a variação de maré é expressiva. A costa do Rio de Janeiro experimenta um regime de micro-marés, misturadas e na maior parte semidiurno. Do Cabo Frio até a borda do Espírito Santo, a maré semi-diurna

possui uma variação maior, medindo 1.3 m durante as marés de sizígia e 0.5 m nas marés de quadratura, se propagando em direção ao equador como uma onda de Kelvin (DIAS; KJERFVE, 2009).

### **3.6. Geomorfologia e sedimentação da porção norte da região costeira da Bacia de Campos**

As barreiras arenosas na zona costeira norte da Bacia de Campos estão distribuídas com tipologias e orientações distintas, relacionadas às principais direções de incidência de ondas oceânicas atuantes no litoral fluminense (RIBEIRO *et al.*, 2016). Isto é, devido ao predomínio no sentido da corrente de deriva litorânea de sul para norte, temos o empilhamento de feixes de cordões litorâneos de origem marinha ao sul da desembocadura do rio Paraíba do Sul. Devido ao efeito de molhe hidráulico, promovido pela descarga fluvial do rio Paraíba do Sul, ao norte da foz há deposição fluvial e marinha (MARTIN *et al.*, 1984).

Todo o segmento do litoral que se estende do rio Itabapoana até o Cabo Frio é dominado pela orla da planície em forma de delta do rio Paraíba do Sul, antecedido por estreitos cordões litorâneos transgressivos com forte transporte litorâneo, trechos com transposição de ondas e em geral fragilidade da linha de costa (MUEHE *et al.*, 2002). Essa planície costeira é delimitada ao norte pelos tabuleiros de São Francisco de Itabapoana e ao oeste pelos terrenos alagados da planície lagunar/fluviolagunar da Baixada Campista. A escassa rede de canais nesta planície segue encaixada nas depressões intercordões, paralelamente a linha de costa, até desaguar em pequenas lagunas, tais como as lagoas Salgada e das Ostras (BIZZI *et al.*, 2003).

De acordo com MUEHE *et al.* (2002) podemos dividir este segmento do litoral da porção norte da Bacia de Campos em dois macro-compartimentos distintos, de acordo com a orientação da linha de costa e do seu grau de recuo. De sul para norte temos o *Macro-compartimento da planície do rio Paraíba do Sul*, que se estende das proximidades de Macaé até a barra do rio Paraíba do Sul; e o *Macro-compartimento Bacia de Campos (Litoral oriental)*, da barra do rio Paraíba do Sul, em Atafona, até a barra do rio Itabapoana (Figura 28).

Figura 1.  
Unidades hidrográficas do  
Estado do Rio de Janeiro  
(SERVA, 1995)

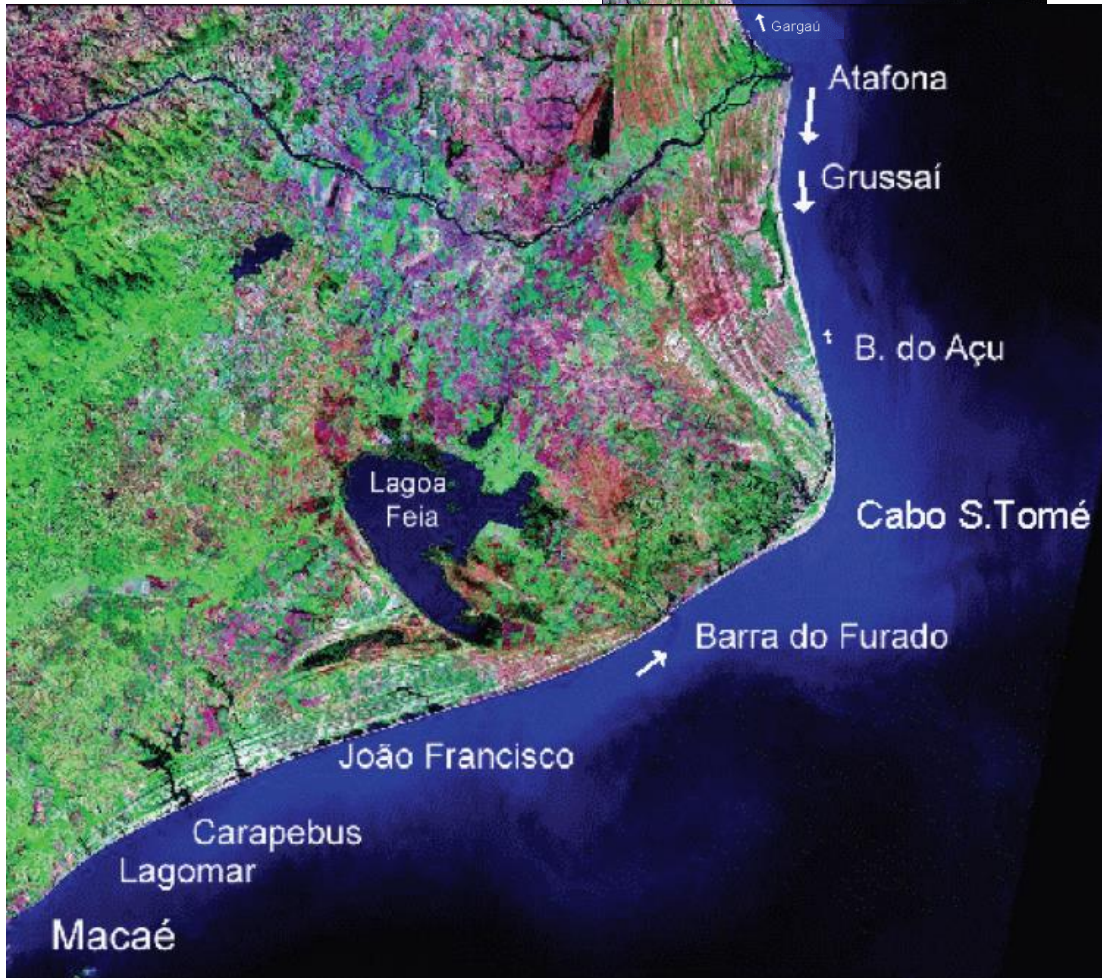
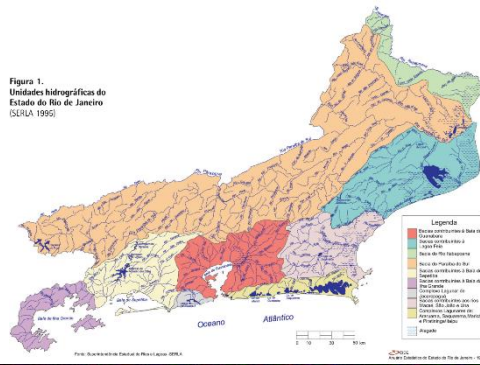


Figura 28: Unidades hidrográficas do Estado do Rio de Janeiro (Acima). Compartimento Itabapoana – Paraíba do Sul (esquerda) e planície costeira do rio Paraíba do Sul (direita) com principais localidades e denominação das praias, com o sentido do transporte litorâneo (MUEHE et al., 2002).

Macro-compartimento da planície costeira do rio Paraíba do Sul: na face oceânica este compartimento é separado por dois conjuntos de cristas de praia, como já referenciado anteriormente, sendo o norte do Cabo de São Tomé formado por sequência de idade holocênica e ao sul, por uma sequência de idade pleistocênica. Estas tendências associadas a variação do nível de base também se reflete na plataforma interna, pela

presença de bancos submarinos associado as características transgressivas da região, em especial ao banco submarino em frente ao Cabo de São Tomé (banco de São Tomé) e ao banco oblíquo à costa, com orientação sudeste-noroeste no sentido da Barra do Furado (SILVA, 1987).

A presença do banco de São Tomé e o formato em delta da linha de costa resulta em diferentes direções e intensidades do transporte litorâneo. A maior frequência dos ventos na região e, conseqüentemente das ondas, é de nordeste. Porém, no flanco sul ocorre a adaptação às ondas de sudeste, geradas pelas frentes frias, sendo o transporte litorâneo residual orientado para norte (MUEHE *et al.*, 2002).

A maior parte das praias da frente oceânica da planície costeira possuem granulometria grossa, elevada declividade da face de praia e praticamente ausência de uma zona de surfe. Tais padrões conferem um estado morfodinâmico refletivo nas praias dessa região, as caracterizando como topograficamente estáveis (BASTOS; SILVA, 2003; MUEHE *et al.*, 2002). Neste trecho há de norte a sul uma tendência de aumento da granulometria das praias, seguida pelo aumento do grau de declividade da face de praia (BASTOS; SILVA, 2000).

A estabilidade morfodinâmica deste compartimento se dá em função do transporte longitudinal de sedimentos para todas as demais áreas ao longo deste litoral. A exceção a estabilidade morfodinâmica da região se faz na praia atrás do banco de São Tomé, que apresenta grande variabilidade horizontal do perfil praial devido a influência da zona de convergência de transporte litorâneo (BASTOS; SILVA, 2000). Ribeiro *et al.* (2016) destaca que os principais pontos de erosão nesta porção se localizam em (1) Atafona, devido a concentração de energia de ondas e a disponibilização dos sedimentos para a deriva litorânea (principalmente para sul) e para a construção de dunas frontais; (2) a porção sul do litoral de São João da Barra, onde são registradas as altura máximas de onda junto a zona de arrebentação; e (3) na faixa costeira do município de Campos dos Goytacazes, devido a insuficiência de sedimentos, que ficam retidos à montante.

*Macro-compartimento Bacia de Campos (Litoral Oriental):* O segmento logo ao norte do rio Paraíba do Sul é caracterizado pela presença de falésias esculpidas nos depósitos do Grupo Barreiras, que se estendem até o flanco norte da planície, onde são precedidas por um largo terraço de cristas de praia (MUEHE *et al.*, 2002).

A drenagem fluvial neste trecho é pouco expressiva, recebendo principal contribuição dos rios Itabapoana (descarga média anual em ~ 60 m<sup>3</sup>/s) e do Paraíba do Sul (670 m<sup>3</sup>/s). Somado a isto, este compartimento possui um dos maiores valores de volume de transporte litorâneo residual do Brasil (~ 8.000 m<sup>3</sup>/dia de norte a sul, entre a praia de

Itabapoana e a barra de Guaxindiba). Assim, ele apresenta características erosivas, com visível retrogradação das falésias e, na planície arenosa (MUEHE *et al.*, 2002).

O trecho acima do rio Itabapoana é separado do macro-compartimento da Bacia de Campos, correspondendo a um setor relacionado a costa do Espírito Santo (Figura 29). A fisiografia do litoral deste Estado é marcada pelo pequeno aporte de sedimentos fluviais e pela vulnerabilidade abrasiva dos sedimentos, que resultam em planícies costeiras quaternárias pouco desenvolvidas (ALBINO *et al.*, 2006)

Desta forma, partindo da margem norte do rio Itabapoana, até o rio Itapemirim há um compartimento independente, caracterizado pela intercalação de depósitos quaternários, representados por praias estreitas com baixa declividade e limitados por falésias vivas da Formação Barreiras (ALBINO *et al.*, 2006). Esta planície costeira adjacente à desembocadura do rio Itabapoana apresenta-se extensa e associada a praias intermediárias e dissipativas expostas, com dunas frontais e comportamento estável a progradante (ALBINO *et al.*, 2006). As principais praias que compõem este setor são as praias de Marataízes, de Cações e Neves.

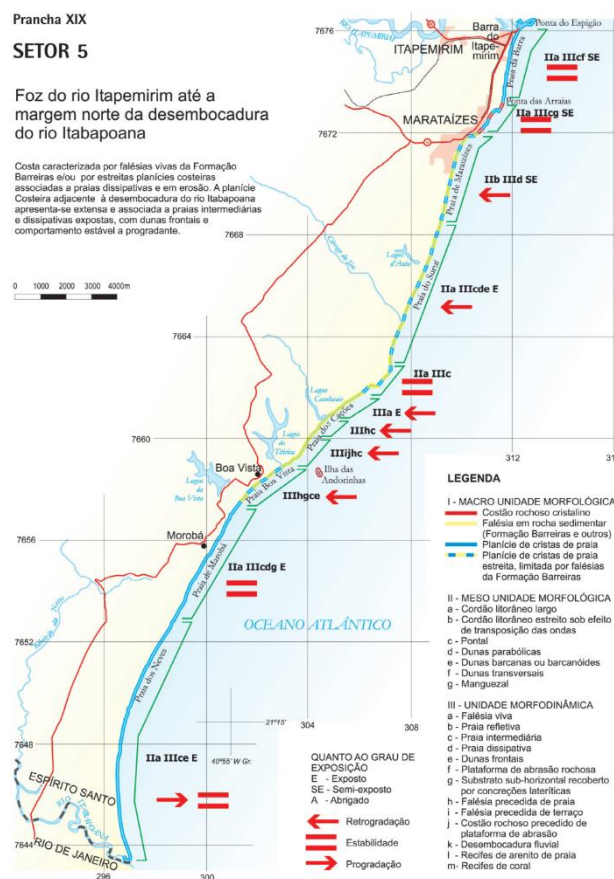


Figura 29: Compartimento entre a margem norte da desembocadura do rio Itabapoana até a foz do rio Itapemirim, com indicação da estabilidade morfo-dinâmica de cada praia (ALBINO *et al.*, 2006).

### 3.7. Plataforma da Bacia de Campos

A entrada e deposição de sedimentos em uma bacia ocorre em função do espaço disponível para acumulação e da taxa de sedimentação, podendo ocorrer dessas duas taxas estarem em equilíbrio; ou a taxa de geração de espaço de acomodação superar a taxa de sedimentação, resultando em uma transgressão marinha; ou a taxa de sedimentação ser maior que a geração de espaço de acomodação, que vai resultar em uma regressão marinha (SWIFT *et al.*, 1991). Já a distribuição de sedimentos e sua granulometria dependem do clima, da proximidade da fonte e da energia de ondas e correntes que irão moldá-los ao fundo de acordo com os vários processos hidrodinâmicos (NITTROUER *et al.*, 2007).

Em vista disso, a sedimentação atual na margem continental sudeste brasileira é fortemente dominada pela dinâmica de massas de água e da circulação na plataforma. Estes processos hidrodinâmicos controlam a produtividade primária e a redistribuição de sedimentos na área, com a distribuição de sedimentos das porções internas da plataforma relacionada a ressurgência costeira e das plataformas média e externa resultado do forte meandramento da CB (MAHIQUES *et al.*, 2004). Em termos de sedimentos, o fundo do mar atual da margem sudeste do Brasil é coberto por areias e siltes siliciclásticos muito finos, com quantidades variáveis de lama e carbonatos. Sedimentos mais grosseiros e carbonatos cascalhosos, representam na plataforma externa <5% dos sedimentos de fundo, e geralmente são relacionados com sedimentos relíquias, depositados sobre condições de nível de mar baixo (MAHIQUES *et al.*, 2009).

Considerando a plataforma da Bacia de Campos, há um predomínio litoclástico, que recobre 63% da plataforma interna e média. Na altura do Cabo de São Tomé, esse sedimento avança até a borda da plataforma e a cabeceira de cânions. Em direção norte, o sedimento siliciclástico domina a plataforma continental interna e média até o Rio Itapemirim. A partir deste ponto, há predomínio carbonático, que se concentram entre as plataformas média e externa, recobrando aproximadamente 32% da área (FIGUEIREDO JR. *et al.*, 2011). Tal sedimentação carbonática predomina também na plataforma interna ao norte do Rio Itabapoana, devido a plataforma ser mais estreita e as bacias de drenagem continentais serem mais restritas, contribuindo pouco com o aporte sedimentar (FIGUEIREDO JR. *et al.*, 2011).

A morfologia da plataforma da Bacia de Campos tem caráter suavizado, devido ao predomínio de litoclásticos. As únicas exceções são (1) os bancos arenosos, onde estão os maiores valores de declividade, principalmente nos lineamentos de arenitos de praia entre Búzios e Cabo de São Tomé, cuja declividade varia de 0,25° e 0,5°; e (2) os

grandes paleocanais, como por exemplo os encontrados entre a foz do rio Itabapoana e Ponta da Fruta, em que as feições podem apresentar declives de até 0,7° (FIGUEIREDO JR. *et al.*, 2011). No que concerne à paleodrenagem da região, destacam-se os paleocanais de Itapemirim e Guarapari, desenvolvidos a partir de um único sistema desenvolvido a partir da Bacia do rio Itapemirim, e que se encontram preservados, apesar das transgressões holocênicas (FIGUEIREDO *et al.*, 2015).

Ainda em relação a morfologia, Kowsmann *et al.* (1979) destaca duas escarpas, a primeira limitando internamente o prisma norte, com expressão batimétrica bastante acentuada e a segunda na isóbata de -110 m da porção leste, que é mais abrupta e possui características erosivas (Figura 30).



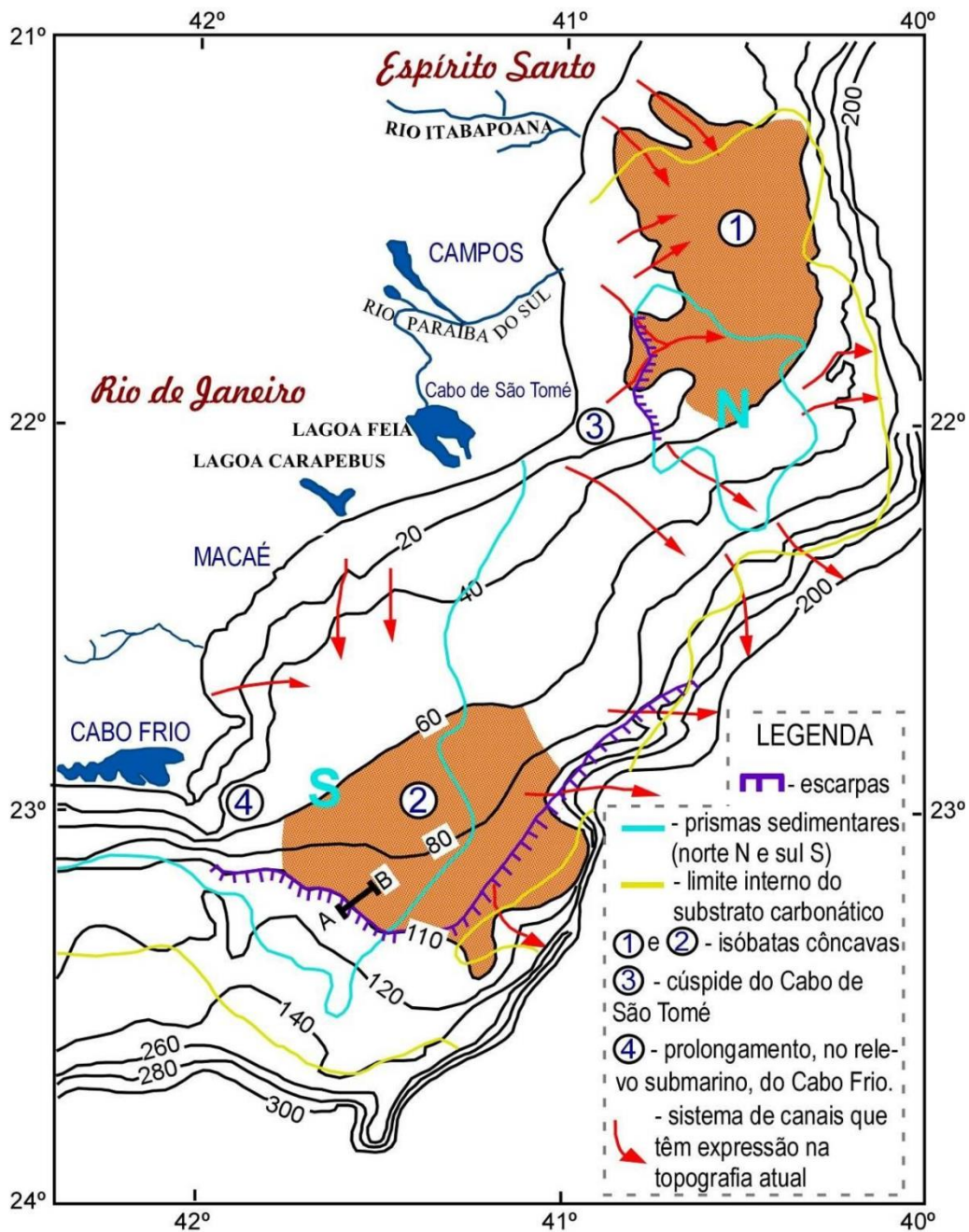


Figura 30: Ilustração de feições geomorfológicas (Kowsmann et al., 1979, modificado por Marangoni, 2012).

Figueiredo et al. (2015) identificou na plataforma da Bacia de Campos uma série de características morfosedimentares, como áreas lisas e rugosas, pontal arenoso, campo de ondas de areia, vales incisos e alinhamentos de arenitos de praia. A partir da sistematização destas características, o autor a dividiu em quatro setores principais (Figura 31).

No Setor 1, a principal característica é o fundo rugoso com lineamentos carbonáticos de orientação sudoeste-nordeste, que correspondem a paleolinhas de praia que resistiram

ao processo transgressivo iniciado após o UMG. Esses lineamentos ocorrem em dois trechos, entre as isóbatas de 120 e 150 m, com comprimento aproximado de 160 km e entre as isóbatas de 70 e 80, com comprimento de 110 km.

O Setor 2 possui maior abrangência na plataforma continental da Bacia de Campos, indo da foz do rio Paraíba do Sul, na plataforma continental interna e média, até Cabo Frio. Nesse setor a morfologia é bastante suavizada devido aos sedimentos litoclásticos na plataforma interna e média, se prologando até alguns pontos da borda da plataforma continental. Ao largo do Cabo de São Tomé está uma das feições mais importante do setor, entre as isóbatas de 10 e 20 m. Essa feição, descrita como a cúspide do Cabo de São Tomé, apresenta comprimento de cerca de 31 km, com gradientes que variam entre 0,25 e 0,5° no seu trecho maior, de orientação Leste-Oeste, e gradientes suavizados, menores que 0,1° no seu trecho menor, onde há leve pendência para a esquerda.

Outra característica importante deste setor, destacada pelos autores, é o contorno da plataforma continental, muito semelhante com o contorno atual da linha de costa na região do Cabo de São Tomé, que serve como indicativo de que os processos que modelaram esse relevo, a um nível de mar 120 m abaixo do atual ainda se encontram presentes na plataforma continental da Bacia de Campos (FIGUEIREDO *et al.*, 2015).

O Setor 3 se localiza na plataforma externa ao norte do Cabo de São Tomé, tem o aspecto rugoso e a presença de cristas carbonáticas. Como este setor se localiza na plataforma externa da Bacia de Campos, bem próximo da borda continental, suas cristas carbonáticas são cortadas pelas drenagens das cabeceiras dos cânions Almirante Câmara, Itapemirim e São Tomé. Em relação a morfologia, este setor se assemelha ao padrão encontrado no setor 1, com predomínio de sedimentação carbonática e aporte de sedimentos terrígenos vindos da plataforma interna e média.

Por último, o Setor 4 localizado a partir da foz do rio Paraíba do Sul, junto ao litoral e a plataforma interna e média, e é predominantemente rugoso e cortado por vales incisos. Em relação a sedimentação este setor possui domínio principalmente de carbonatos, sobretudo entre as isóbatas de 10 e 30 m. Como já referido anteriormente tal controle carbonático está associado a uma plataforma estreita, com baixo gradiente e pouca carga sedimentar dos rios.

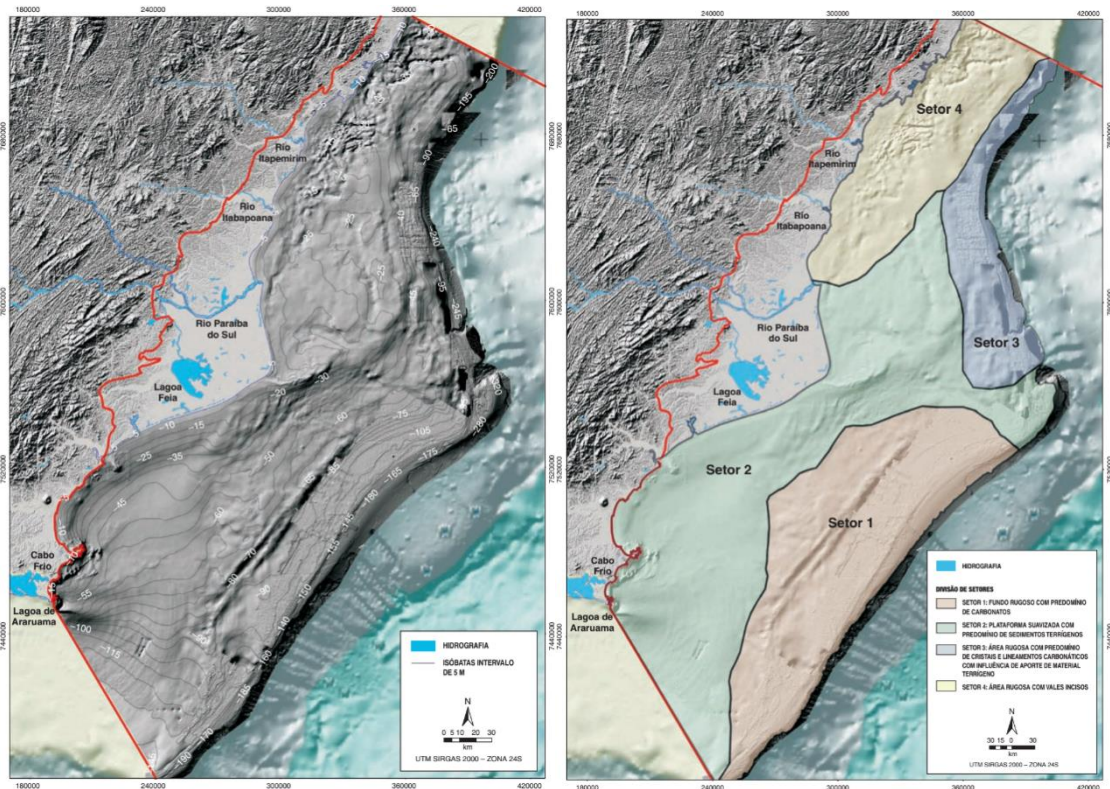


Figura 31: À esquerda, batimetria da plataforma continental da Bacia de Campos obtida a partir da junção de dados provenientes de folhas de bordo (exagero vertical de 300x) e de sísmica 3D (exagero vertical de 10x). À direita, morfologia da plataforma da Bacia de Campos (mapa da esquerda), sobreposta à divisão por setores com características morfológicas e faciológicas (FIGUEIREDO *et al.*, 2015).

Polla (2016) através da análise de foraminíferos bentônicos na porção norte da plataforma da Bacia de Campos demonstrou que a distribuição das espécies desses organismos acompanha a geomorfologia dos setores referidos acima. Os foraminíferos são efetivas ferramentas de informação sobre ecologia, paleoecologia ou paleoceanografia, devido a capacidade de fossilização de suas carapaças, que refletem as características e às mudanças do meio no qual se desenvolvem. Desta forma, os setores geomorfológicos definidos por (FIGUEIREDO *et al.*, 2015) puderam ser confirmados por mais um proxy geológico.

Em relação a deposição carbonática, segundo Della Giustina (2006) a morfologia do fundo do mar na plataforma média-externa da porção sul da Bacia de Campos, correspondente ao Setor 1 de Figueiredo *et al.* (2015), é controlada por províncias fisiográficas diretamente relacionadas com o padrão deposicional de algas vermelhas, e secundariamente, por sedimentos siliciclásticos. A importância das algas vermelhas se deve ao fato delas dominarem o ambiente mesmo em condições de resfriamento da água, enquanto os depósitos de coral são muito sensíveis à luz e temperatura. Assim,

as algas vermelhas são os principais organismos da fábrica carbonática nesses ambientes normalmente restritos a corais.

Desta forma, a região estudada por Della Giustina (2006) apresenta um ambiente mais propício ao predomínio de algas vermelhas em relação aos corais. Isto ocorre, pois em bacias meridionais da margem continental, como a Bacia de Campos, é marcante a influência sazonal de massas de águas frias provenientes das Águas Centrais do Atlântico Sul (ACAS) que atuam baixando a temperatura do mar.

Assim, a plataforma média/externa e talude superior podem ser definidas em fácies sedimentares, diretamente relacionadas com as províncias fisiográficas que se apresentam sob a forma de bancos carbonáticos de morfologia rugosa, lineamentos em forma de barras oblíquas à linha de costa atual e platôs caracterizados por relevo suave (Figura 32). A fábrica carbonática que gerou estas fácies desenvolveu-se em batimetrias muito superiores aos carbonatos em geral, estando ativas entre 45 m e 90 m de profundidade, com o intervalo mais produtivo entre 55 e 90 m. Devido à semelhança do Setor 1 com o Setor 3 de Figueiredo *et al.* (2015), há possibilidade de extrapolar as características encontradas de um setor para outro. Mais estudos precisam ser realizados neste sentido, a fim de conferir se há correlação entre as duas áreas.

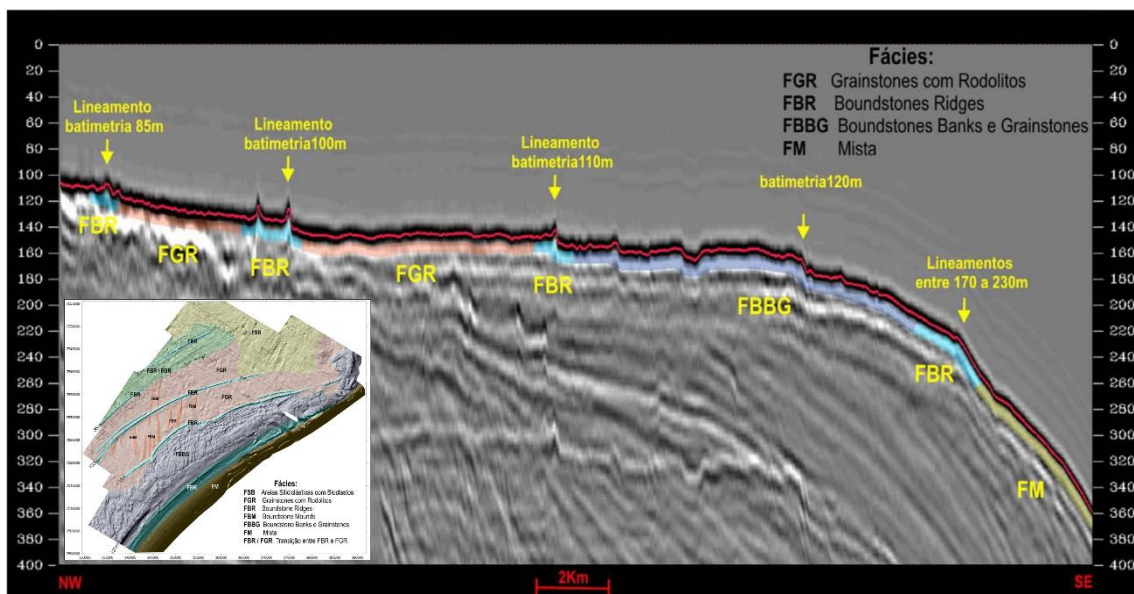


Figura 32: Seção sísmica em tempo mostrando a distribuição atual de fácies carbonáticas (DELLA GIUSTINA, 2006).

### 3.8. Geomorfologia e sedimentação: Talude da Bacia de Campos e Platô de São Paulo

A porção norte do talude continental da Bacia de Campos é limitada pelo Arco de Vitória, ao norte, e pela borda esquerda do Cânion Almirante Câmara, ao sul. Esta porção se diferencia geomorfologicamente da porção sul da Bacia de Campos pela forma côncava do perfil batimétrico, a predominância de extensos canais submarino que se prolongam até o Platô de São Paulo e a grande ocorrência de cicatrizes de remoção e ravinamento do talude médio e inferior (ALMEIDA; KOWSMANN, 2015) (Figura 33). Esta região é caracterizada pelo predomínio de rochas carbonáticas, o que a torna mais íngreme, com declividade de 7° na quebra da plataforma, e ao pouco aporte de sedimentos (ALMEIDA; KOWSMANN, 2015).

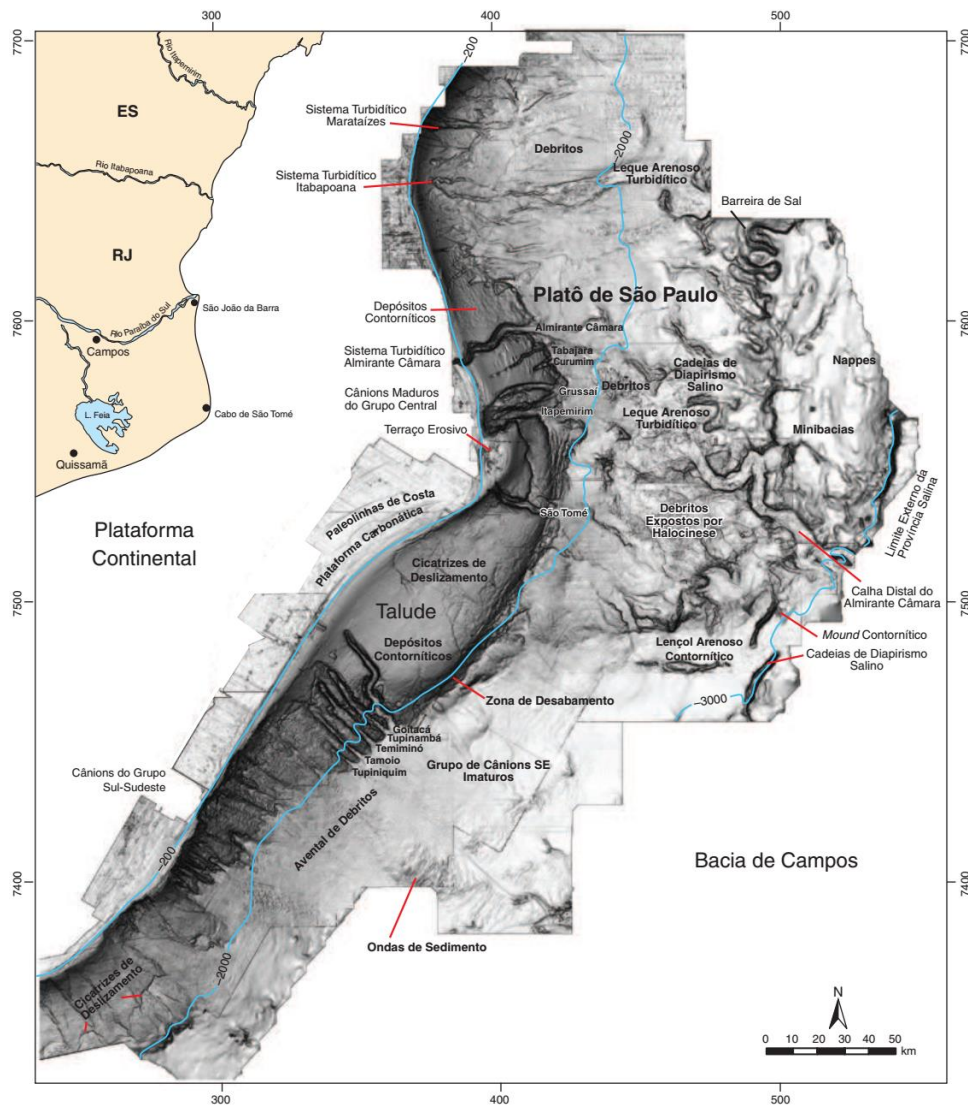


Figura 33: Modelo digital da geomorfologia indicando as principais feições geomorfológicas do fundo do mar da Bacia de Campos (SCHREINER et al., 2009).

De acordo com Viana *et al.* (1998) variações nas correntes termohalinas foram fundamentais em determinar os padrões de sedimentação no talude durante o Quaternário Superior. Durante a última diminuição do nível relativo do mar e na elevação seguinte, o deslocamento para a bacia dos processos sedimentares e oceanográficos foram acompanhados por algumas mudanças nas fácies relacionadas a circulação oceânica. A CB, em especial, foi reforçada e se tornou capaz de gerar cicatrizes erosivas na parte superior e pela remoção de praticamente 30 m de coluna sedimentar. Outros fluxos, como as Águas Intermediária Antártica (AIA), também sofreram alterações se movendo em direção ao fundo e desenvolvendo a crosta arenosa na base do talude e deslocando os corpos sedimentares em direção ao norte.

As feições mais importantes dessa região são os canais submarinos que compõem os sistemas turbidíticos de Marataízes e Itabapoana. O primeiro está instalado na porção mais ao norte, onde a quebra da plataforma possui direção nordeste-sudoeste, sendo constituído por canais tributários que se convergem no talude médio. O segundo consiste em um canal mais antigo com a calha abandonada, ao qual foi capturado pela formação de um outro canal principal. As características desse canal principal sugerem ter ocorrido nele maior atividade de transporte e erosão por incisão (ALMEIDA; KOWSMANN, 2015). Ao sul do sistema turbidítico de Itabapoana ocorre um complexo de cicatrizes de remoção, com formas erosivas de diversas formas e tamanhos (Figura 34). Esta paisagem apresenta ravinas retilíneas e duas grandes ravinas de formas distintas, com perfil transversal em V e desnível das bordas de cerca de 110 m. Essa feição geomorfológica representa uma fase anterior de um cânion bem desenvolvido.

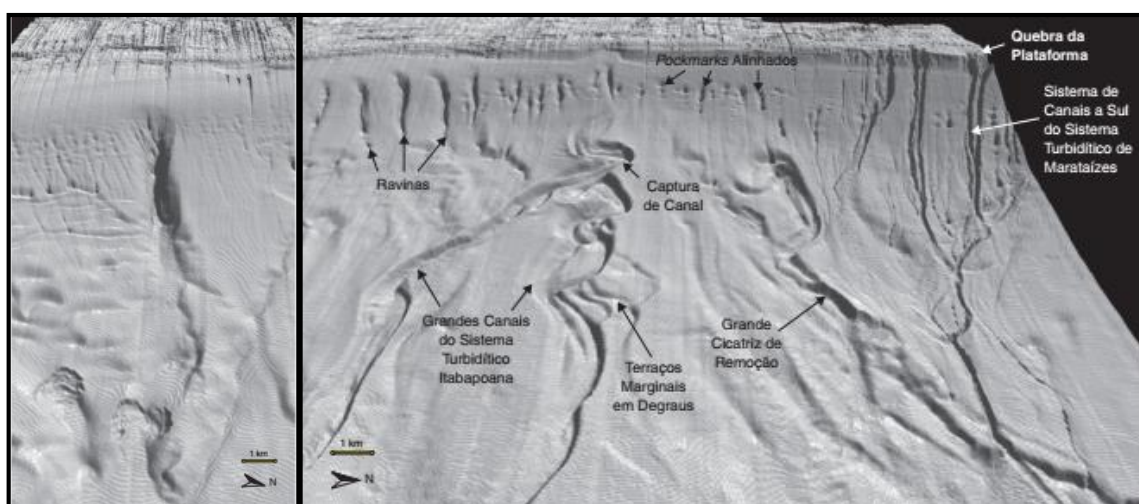


Figura 34: Imagem em perspectiva do relevo sombreado. À esquerda, o fundo do mar do complexo de cicatrizes de remoção da região norte da Bacia de Campos, com a grande ravina que ocorre no talude superior, com calha bem desenvolvida e com cabeceira em forma de

anfiteatro. À direita, região do talude continental onde está situado o Sistema Turbidítico Itabapoana (ALMEIDA; KOWSMANN, 2015).

Ao Sul destes sistemas, na região central do talude da Bacia de Campos ocorre um dos maiores cânions submarinos da margem continental sudeste do Brasil, o Cânion Almirante Câmara, com 36 km de comprimento. Evolutivamente, este cânion é considerado maduro, por atravessar a quebra da plataforma e funcionar como zona de transferência de sedimentos arenosos da plataforma para o Platô de São Paulo, e assim, propiciar a formação do sistema turbidítico a partir de sua desembocadura. Na Bacia de Campos, os cânions imaturos são mais abundantes e não possuem sistema turbidítico associado, como o Almirante Câmara (MACHADO *et al.*, 2004).

A formação de turbiditos deste cânion está relacionada aos períodos pleistocênicos, devido aos grandes rebaixamentos do nível do mar desta época. Estes turbiditos se apresentam em espessas camadas, sendo relacionados por Machado *et al.* (2004) a uma origem fluvial, sobretudo, pelas evidências de que o rio Paraíba do Sul continua fisicamente no vale inciso, encaixando-se no Cânion Almirante Câmara e conectando-se ao sistema turbidítico (Figura 35).

Além do Cânion Almirante Câmara, esta região também possui como cânions maduros o Itapemirim, com ~30 km de extensão, calha principal retilínea e baixo grau de incisão; e o São Tomé, com 25 km de comprimento e duas cabeceiras bem desenvolvidas e estabelecidas na quebra da plataforma. Outros cânions da região, porém imaturos, são os cânions Tabajara, Curumim e Grussaí (ALMEIDA; KOWSMANN, 2015). O relevo em perspectiva da região central do talude da Bacia de Campos pode ser visto na Figura 35.

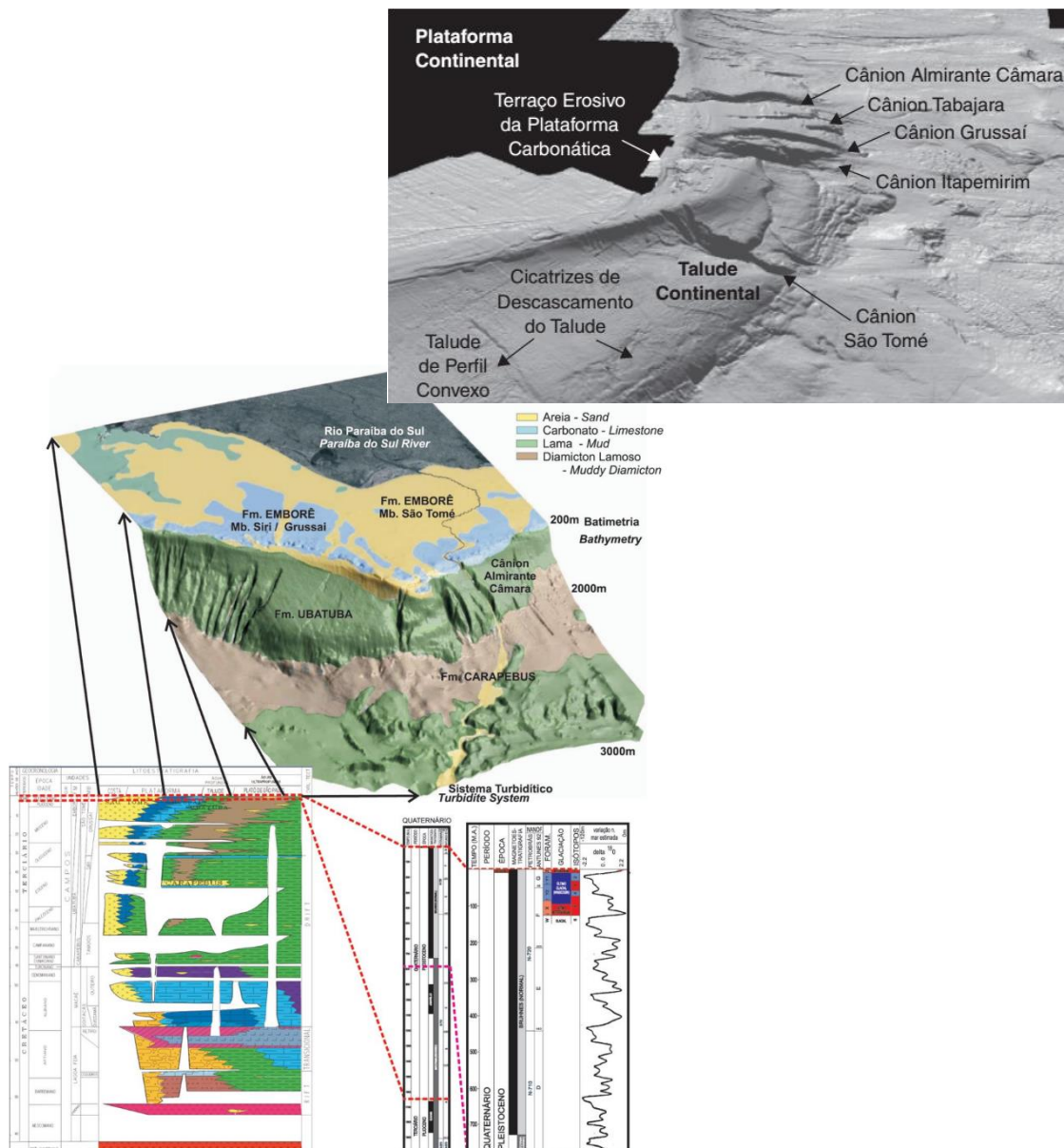


Figura 35: Acima, imagem 3D em perspectiva do relevo sombreado do fundo do mar da região central da Bacia de Campos (modificado de ALMEIDA; KOWSMANN, 2015). Abaixo, empilhamento e distribuição espacial das fácies sedimentares superficiais da Bacia de Campos (MACHADO et al., 2004).

### 3.9. Sismoestratigrafia na Bacia de Campos

Os estudos sobre a evolução estratigráfica da plataforma continental da Bacia de Campos envolvendo o intervalo temporal dos últimos ~ 500 ka se inicia com Alves *et al.* (1980) que foram os primeiros autores a relatar a presença de prismas progradacionais na borda da plataforma. Silva (1993) identificou uma sucessão estratigráfica na porção da plataforma média-externa da bacia, com deposição ocorrida nos últimos 440-500 ka.



Marangoni (2012) e Marangoni *et al.* (2013) foram os primeiros trabalhos a focalizar na arquitetura estratal das sequências, sua relação com os segmentos das curvas eustáticas e a variabilidade lateral das unidades sísmicas para a plataforma continental sul da Bacia de Campos. Nestes trabalhos foi proposto um arcabouço estratigráfico da seção rasa (~ 300 milissegundos) para a porção sul da plataforma continental desta bacia, a partir do reconhecimento de cinco sequências sísmicas (Sq1 – Sq5). A definição destas sequências sísmicas ocorreu pela expansão das quatro unidades já encontradas, também em perfis sísmicos na plataforma continental sul da Bacia de Campos, por Lopes (2004) e pela relação dos tratos de nível relativo do mar definidos por Maia *et al.* (2010) para a Bacia de Santos. A sequências definidas por estes autores foram formadas nas oscilações glacioeustáticas, sendo limitadas por superfícies erosivas, esculpidas nos longos períodos de exposição subaérea da plataforma continental.

A correlação de Marangoni (2012) com base de dados sísmicas com curvas globais de variações eustáticas, baseadas nos estágios isotópicos marinhos, sugeriu que as sequências Sq1-Sq4 encontradas seriam sequências regressivas de quarta ordem, reflexo da deposição durante ciclos glacioeustáticos de ~ 100 – 120 ka de duração e de alta amplitude de oscilação eustática ( $\pm 100 - 145$  m) (Figura 36). A sequência Sq5 seria uma sequência ainda em formação, constituída por depósitos transgressivos e de mar alto formados durante o Pleistoceno Tardio-Holoceno. Além disso, a criação de pelo menos 100 m de espaço de acomodação sedimentar no intervalo de ~ 500 ka, segundo os autores, apontaria a existência de um regime persistente de subsidência flexural da margem, ocorrida devido à sobrecarga diferencial das sequências depositadas sob a forte influência deltaica e de aporte fluvial do Rio Paraíba do Sul desde o final do Terciário.

Tal processo de subsidência é indicado pela trajetória dos offlap breaks, que denota além da subsidência flexural, uma plataforma onde o processo de agradação é dominante (MARANGONI *et al.*, 2013). Este processo de agradação, atesta a importância do aporte do rio Paraíba do Sul como responsável pelas diferenças arquiteturas e maior grau de preservação das sequências deposicionais Sq3 e Sq4, em relação a Bacia de Santos, demonstrados nos trabalhos de Maia *et al.* (2010) e Reis *et al.* (2013).

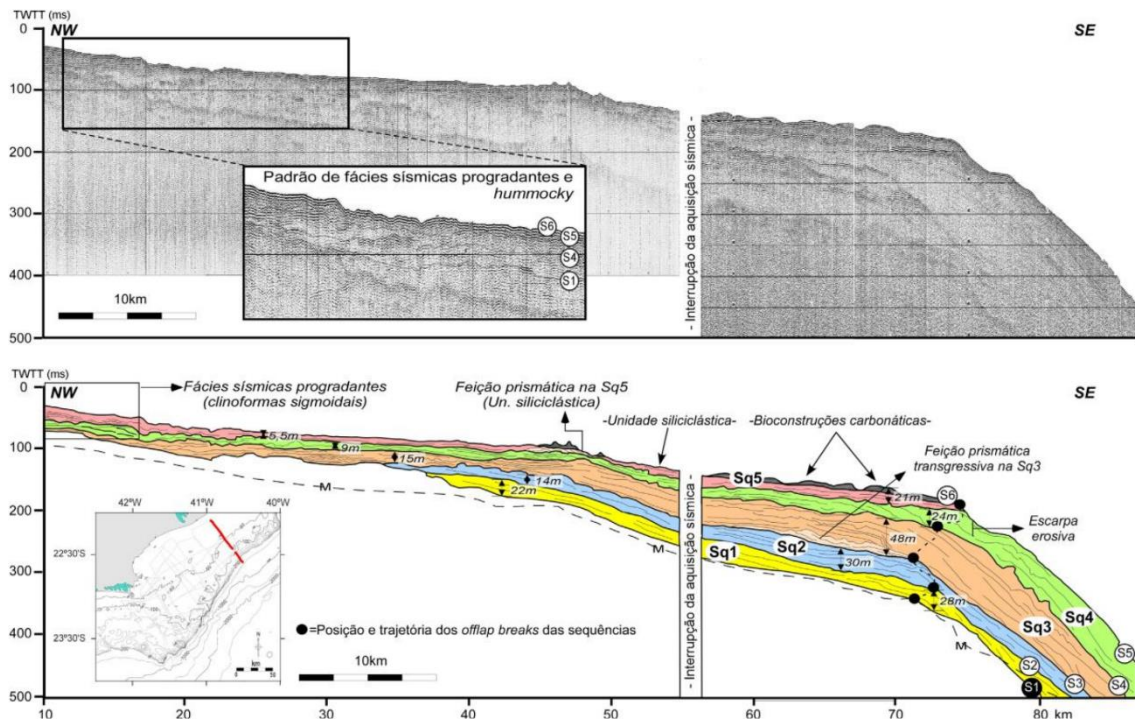


Figura 36: Perfil sísmico sparker não interpretado de 700 J de potência (topo) cruzando a plataforma continental da porção central da Bacia de Campos, à frente do Cabo de São Tomé. Abaixo a interpretação sísmica, onde foram reconhecidos cinco seqüências deposicionais principais (seqüências Sq1 – Sq5) limitadas por discordâncias regionais (superfícies S1 – S5) relacionadas à exposição da plataforma continental (MARANGONI, 2012).

Os resultados de Marangoni (2012) foram revisitados por Teixeira (2013) com foco na reinterpretação da arquitetura interna das seqüências superficiais, no caso Sq3 – Sq4, para identificar os tratos de sistemas que as compõem e identificar os prismas de borda de plataforma relacionados à sub-estágios de ~40 – 20 ka de duração, ocorridos nos últimos ~250 ka. Em cada seqüência foram identificadas duas subunidades, com intercalação de trato de sistema transgressivo e regressivo (Figura 37).

Teixeira (2013) analisou as trajetórias dos offlap breaks das subunidades sísmicas, que marcam a quebra da borda da plataforma e podem sugerir mudanças na direção e intensidade do fluxo de sedimentos e/ou criação de espaço de acomodação sedimentar durante a queda eustática. Desta forma, segundo o autor, as trajetórias dos offlap breaks das subunidades sísmicas são classificadas como trajetória do tipo ascendente de alto ângulo indicando criação de espaço de acomodação durante a progradação da fácies sísmica. Na região próxima ao Cabo de São Tomé, o autor identificou que o processo de agradação é mais expressivo, e com condições mais restritas de criação de espaço de acomodação sedimentar, em comparação com o sul da plataforma continental da bacia de Campos.

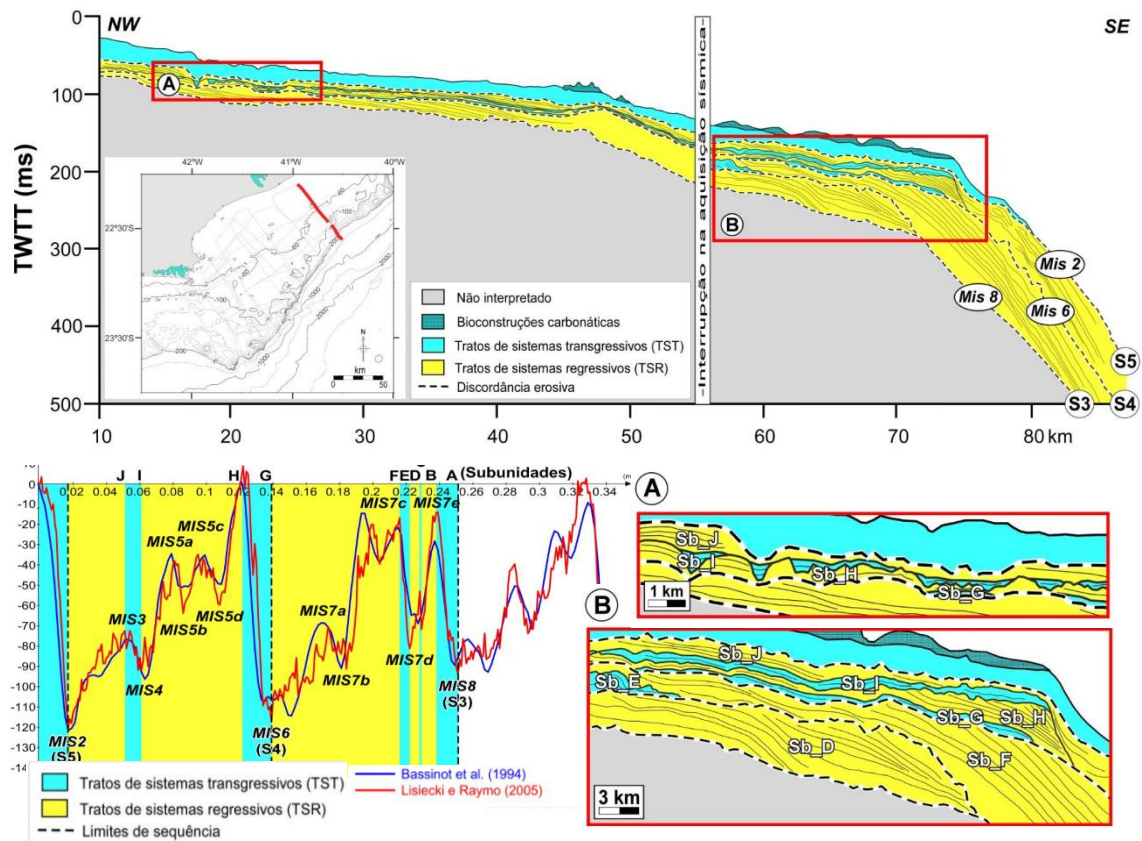


Figura 37: Interpretação dos tratos de sistemas da porção sul da plataforma continental sul da Bacia de Campos demonstrando as subunidades sísmicas e as discordâncias erosivas. No canto inferior esquerdo a síntese de dados do nível relativo do mar a partir das curvas de 180, com a interpretação das subunidades (TEIXEIRA, 2013).

O presente estudo baseou-se principalmente no trabalho de Lopes (2015), que analisou cerca de 3.500 km dados sísmicos de diferentes níveis de resolução e identificou detalhes da seção estratigráfica rasa (~150 ms) da plataforma sul fluminense da bacia de Campos. O trabalho de Lopes (2015) se concentrou no intervalo de deposição das seqüências sedimentares do Pleistoceno Superior até o Holoceno, Sq4 (~ 140 – 20 ka) e Sq5 (~ 20 – 0 ka), cuja calibração cronoestratigráfica havia sido estabelecida em Marangoni (2012) e Marangoni *et al.* (2013).

Dentre os principais resultados encontrados por Lopes (2015) está a identificação da presença de subunidades, cujas deposições ocorreram em subciclos glacio-eustáticos de 20 – 40 ka de duração. A seqüência Sq4 foi composta pelo empilhamento de quatro destas subunidades sísmicas (denominadas Sq4A\_1, Sq4A\_2, Sq4B\_1, e Sq4B\_2), caracterizadas por uma série de sistemas de esculpimentos fluviais e subsequentes preenchimentos fluvio-estuarinos com migrações laterais. A seqüência Sq5 apresenta duas subunidades, sendo uma siliciclástica, com refletores internos quase transparentes ou difusos e a outra uma unidade reconhecida como bioconstruções carbonáticas, que

se concentram entre a plataforma média e a externa. Esta subunidade carbonática encontrada na porção sul apresenta dois tipos de geometrias externas, uma em formato tabular com irregularidades e uma com geometria na forma de pináculos (Figura 38).

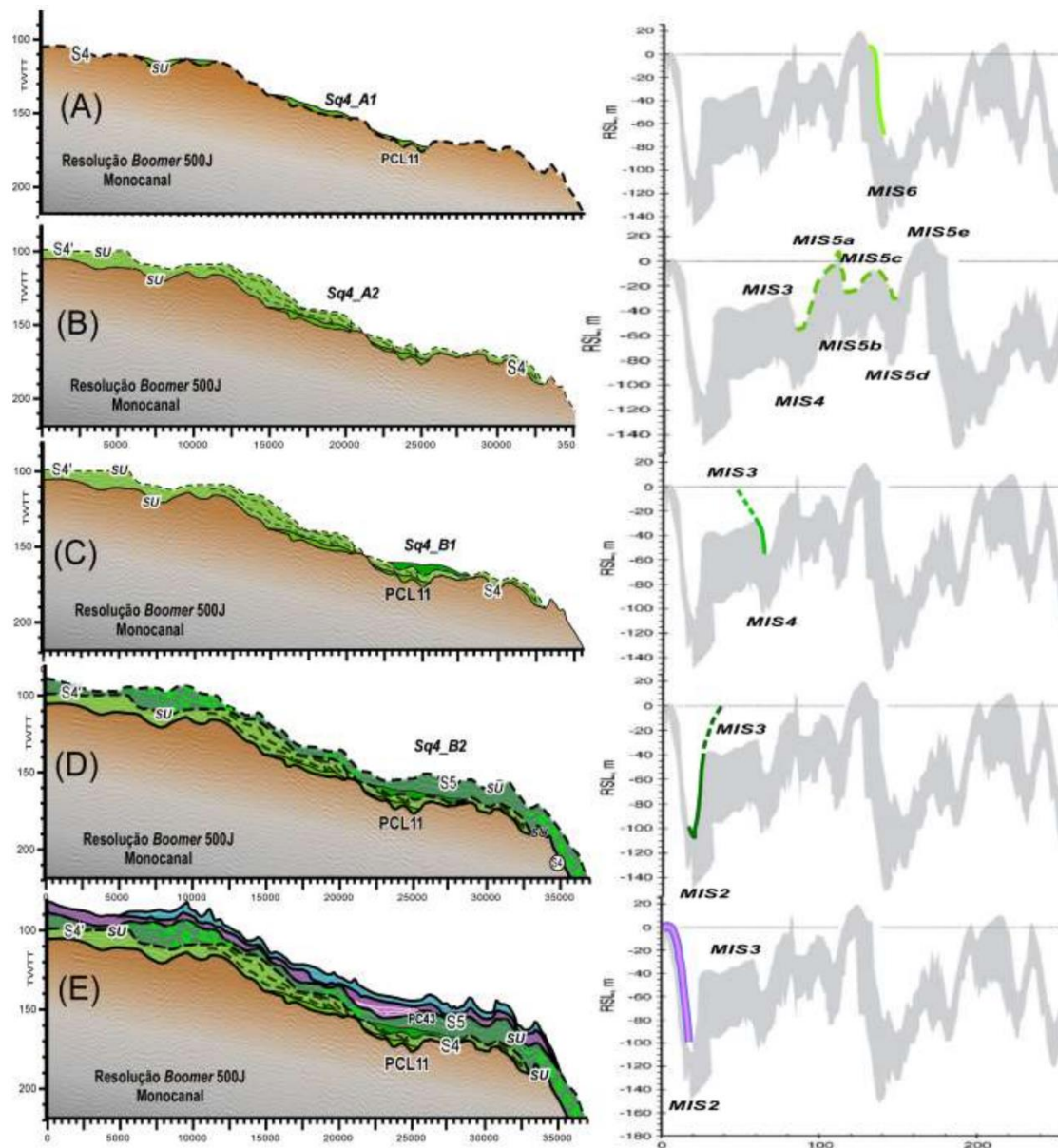


Figura 38: Correlação de cada seqüência sísmica encontrada por Lopes (2015) com o respectivo ciclo de variação glacioeustática. Este dado corresponde a uma linha adquirida na parte mais ao norte da porção da plataforma continental da Bacia de Campos.

Outro resultado importante de Lopes (2015) foi o reconhecimento, mapeamento e estabelecimento de hierarquia de uma complexa rede de paleodrenagem desenvolvida ao longo dos sucessivos ciclos regressivos, relacionada às atuais bacias hidrográficas dos rios Paraíba do Sul, Una, São João e Macaé (Figura 39). Da análise da paleodrenagem realizada pela autora, foi proposto seu desenvolvimento em três

gerações, sendo em todas identificados três paleocanais, com migração de sul para norte. Da primeira à última geração de paleocanais a deposição de fácies indicou o preenchimento dos canais em ambientes cada vez menos enérgicos que favoreceram a migração lateral. Na última geração a autora conseguiu observar a evolução completa do afogamento de um sistema fluvial, já que a maioria dos depósitos ainda não sofreram erosão. Em resumo, o ambiente fluvial na base do canal gradou para meandrante, posteriormente foi implantado um ambiente estuarino continuamente afogado até que as condições de mar fossem implantadas e ocorresse a deposição sedimentar marinha.

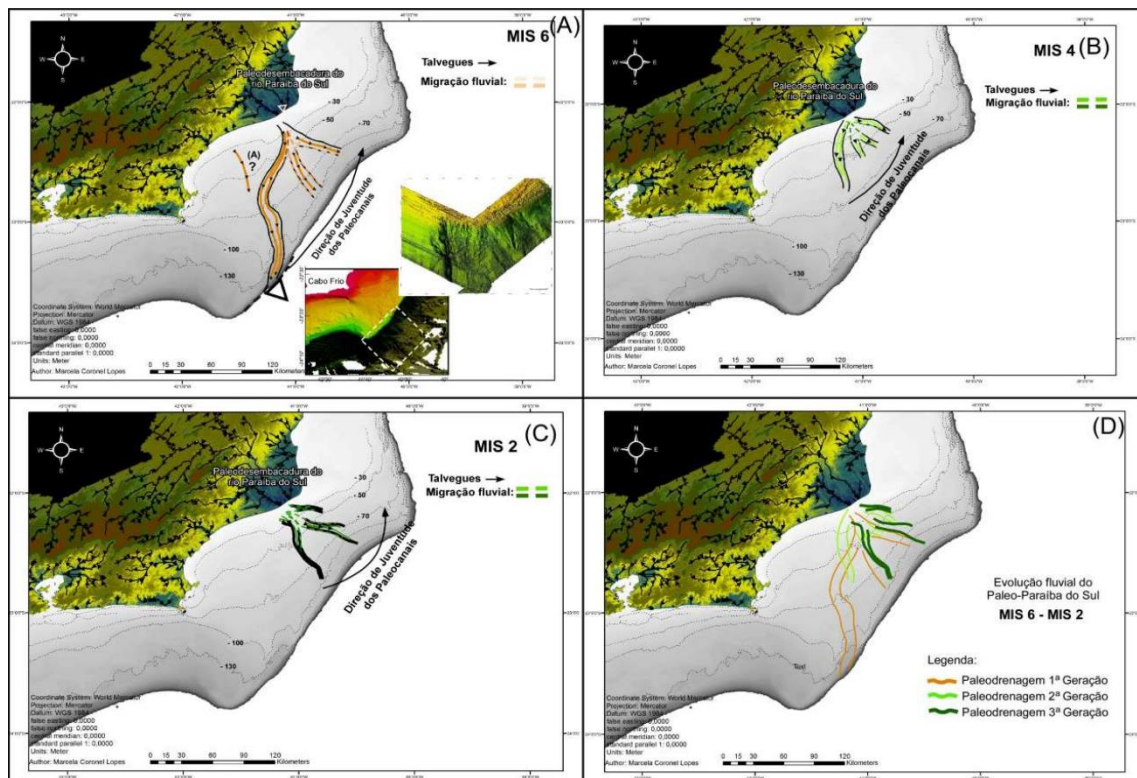


Figura 39: Interpretação das posições da paleodrenagem do Paleoparaíba do Sul na 1ª, 2ª e 3ª geração de paleocanais, representando a evolução fluvial desde o fim do Pleistoceno Médio até o Pleistoceno Tardio (LOPES, 2015).

Com base em todas estas informações obtidas, a autora elaborou um modelo geomorfológico paleogeográfico simplificado da plataforma sul da bacia de Campos para os últimos 140 ka. Desta forma, foi possível estabelecer relações morfogenéticas entre as subunidades deposicionais das sequências Sq4 e Sq5 com os traços atuais da plataforma continental da porção sul da Bacia de Campos, como (1) a presença de paleodesembocadura fluvial que permanece como feição morfológica na borda da plataforma sul atual e (2) prismas progradantes transgressivos sobre os quais se assentam pináculos carbonáticos, notáveis por exemplo, na feição de paleolinha de costa ao longo das isóbatas de 70-80 m (Figura 40).

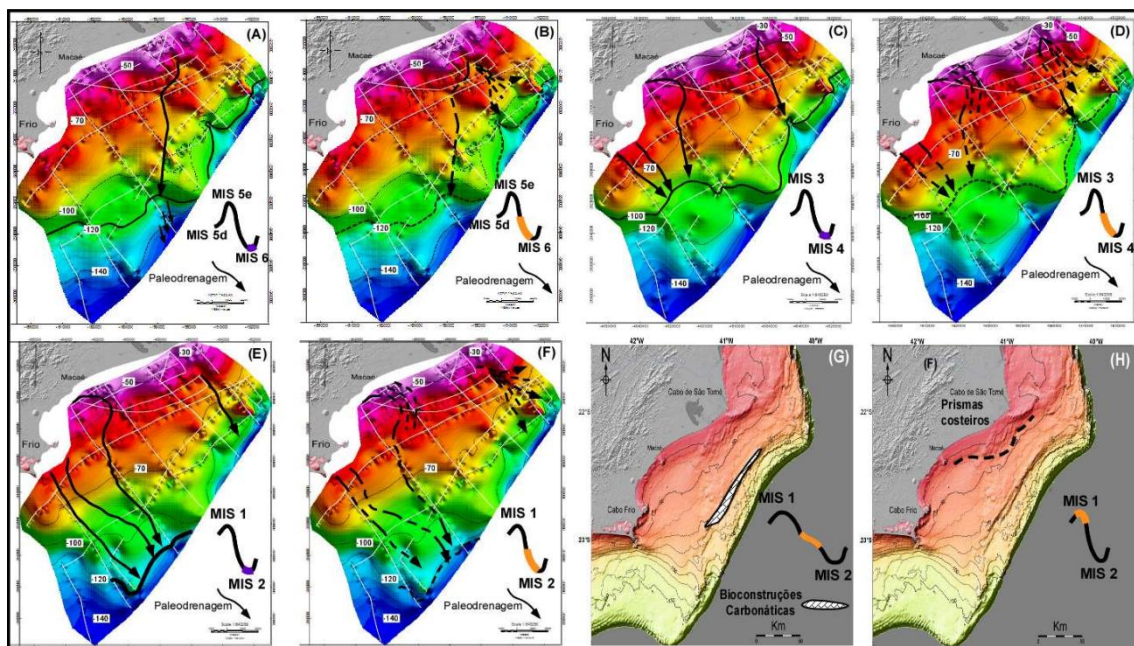


Figura 40: Ilustração do modelo evolutivo da porção sul da plataforma continental da Bacia de Campos, proposto por Lopes (2015) para o período entre o estágio isotópico 6 e o recente.

#### 4. MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho se baseou na análise de dados sísmicos multicanal da porção norte da Bacia de Campos, coletados no âmbito do projeto DELTA – Rio Paraíba do Sul, realizado em parceria entre o LAGEMAR (Universidade Federal Fluminense), o LAGESED (Universidade Federal do Rio de Janeiro), a Fundação COPPETEC e a empresa Chevron do Brasil. Neste projeto foram levantados cerca de 1924 km de dados sísmicos, sendo utilizados no presente trabalho cerca de 648 km destes dados, divididos em 10 linhas sísmicas, sendo 296 km no sentido longitudinal à costa (*strike*) e 352 km no sentido transversal à costa (*dip*). Neste capítulo são descritos os métodos utilizados para tal análise, desde as etapas de aquisição e processamento dos dados sísmicos até a aplicação dos conceitos de estratigrafia de seqüências nos dados processados. Também se inclui neste capítulo os métodos empregados para a geração de dados regionais importantes para a análise da área, como o mapa batimétrico e a drenagem fluvial atual do continente, na região adjacente a Bacia de Campos.

##### 4.1. Aquisição e processamento dos dados sísmicos

O levantamento dos dados geofísicos foi realizado com um sistema sísmico de alta resolução que consistia na integração do sismógrafo Geode e de uma enguia de 12

canais (os receptores estavam separados a uma distância de 3,25m), da Geometrics, com a fonte sísmica Boomer, da empresa Applied Acoustics.

A fonte acústica Boomer é uma fonte impulsiva que segue o princípio do deslocamento da massa d'água quando a energia elétrica armazenada em um capacitor é descarregada sobre uma mola plana conectada a uma placa vibradora. Estas fontes são capazes de absorver uma potência de até de 1000 J, e assim, emitir sinais em um amplo espectro de frequências (de 500 até 20.000 Hz), o que permite a obtenção de registros sísmicos com penetração no substrato bastante satisfatória (SOUZA, 2006).

Para a aquisição foi utilizada a embarcação de oportunidade do tipo traineira "Armando", adaptada para a operação do sistema sísmico, com a instalação de guincho elétrico para reboque da fonte sísmica e a adaptação dos sistemas de aquisição e posicionamento (Figura 41). Durante a aquisição a embarcação manteve a velocidade média de 4 nós, a fim de garantir a qualidade dos dados. A fonte sísmica operou com potência de 1000 Joules, sendo utilizada uma taxa de disparo de 1 pps (pulso por segundo), com intervalo amostral de 0,125 ms. Para cada linha foram registrados 500 ms de dados, gravados no formato SEG-D e posteriormente convertidos para SEG-Y.

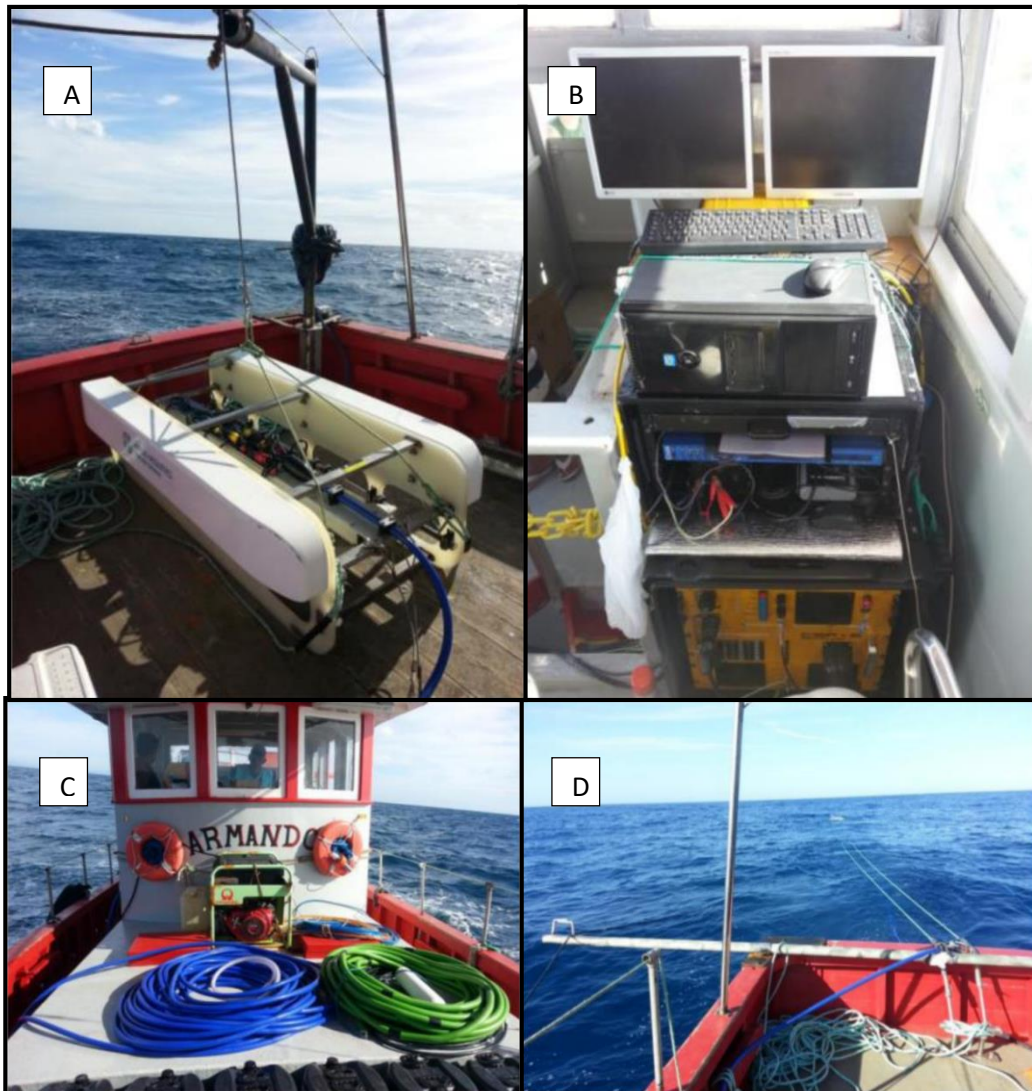


Figura 41: Fotos da operação de aquisição dos dados sísmicos: (A) Fonte sísmica acoplada ao catamarã de reboque; (B) Sistema de aquisição sísmica e banco de capacitores; (C) Enguias de hidrofone multicanal; (D) Fonte sísmica e enguias de hidrofones sendo rebocados durante a operação.

Para o processamento dos dados sísmicos multicanal, primeiro foi realizada a correção da disposição geométrica dos equipamentos na embarcação (*offsets*) e a conversão dos dados originalmente gravados em coordenadas geográficas (arcos de segundo) para coordenadas métricas, projetando-os em Mercator.

O processamento foi realizado com o programa PROMAX da Landmark, de forma iterativa. No pré-processamento dos dados sísmicos foram realizadas a deconvolução, análise F-K, filtragem de frequência e a correção de divergência esférica. Logo após, seguiu-se a análise de velocidades, a correção NMO e o empilhamento. Nas etapas de pós-processamento foram realizados o ganho e o mixing de traços e por último, a migração, com a geração da seção sísmica final.



## 4.2. Interpretação sísmica

Os perfis sísmicos processados foram carregados no programa IHS *Kingdom Suite*®, junto a dados acessórios que auxiliam no entendimento da área de estudo, como linha de costa, topografia da área emersa, batimetria da bacia de Campos, entre outros.

Para a interpretação dos dados sísmicos foram utilizados os princípios de Estratigrafia de Sequências aplicados a sísmicas de alta resolução apresentados, por exemplo, por autores como EMERY; MYERS (1996); EMBRY (2002); CATUNEANU (2007); VEEKEN (2007); MIALL (2010); CATUNEANU *et al.* (2009), ao qual são discutidos abaixo:

Primeiramente, para a aplicação da estratigrafia de sequências nos dados sísmicos devemos analisar as reflexões que ocorrem em interfaces com suficiente contraste de velocidade-densidade do material atingido pela onda acústica, que podem corresponder a um único limite litológico ou a resposta combinada de várias interfaces pouco espaçadas. Em um contexto geral a forma de um grupo de reflexões sísmicas internas e externas, isto é, as fácies sísmicas, quando associadas espacialmente são importantes ferramentas para avaliação do ambiente deposicional, da posição da fonte de entrada de sedimentos e do conjunto geológico total da unidade de estudo (VEEKEN, 2007). Existem vários recursos que ajudam a descrever o caráter de reflexão de um dado sísmico, como: (1) a configuração da reflexão, que está relacionada com a geometria do padrão de camadas resultante de processos deposicionais específicos, a paleotopografia original e os contatos com fluidos; (2) a continuidade da reflexão, que descreve a continuidade das camadas, estando diretamente relacionada aos processos sedimentares e assim, ao ambiente deposicional; (3) a amplitude de reflexão, que proporciona a medida da força de reflexão, o contraste litológico, o espaçamento de camadas e o conteúdo de fluidos; (4) a frequência da reflexão, que fornece uma estimativa da espessura da camada e também, possivelmente o conteúdo de fluido (VEEKEN, 2007).

Faz-se uma observação aqui, que para a análise das reflexões sísmicas, identificou-se sempre a presença da múltipla do fundo do mar. Esse tipo de reflexão é causado pelas ondas acústicas incidirem duas vezes na superfície e no fundo do mar, sendo registradas pelo dobro de tempo TWT (*two-way-time-travel*) que o fundo do mar. Importante ressaltar que esta reflexão não possui nenhum significado geológico, e pode ser ignorada no resto da interpretação (EMERY; MYERS, 1996). Nos dados desse estudo essa múltipla foi marcada como um horizonte sísmico representado por uma linha tracejada de cor branca.

Partindo disto, para o método da interpretação sismoestratigráfica deve-se reconhecer primeiramente as discordâncias e as terminações estratigráficas. A estratigrafia de sequências se desenvolve a partir dos dados sísmicos, justamente pela análise de bacias baseadas em afloramentos e testemunhos/poços fornecerem pouca informação direta destas terminações estratigráficas, enquanto em seções sísmicas tais discordâncias serem facilmente reconhecidas (MIALL, 2010).

As discordâncias são superfícies de erosão e/ou não deposição que constituem intervalos de tempo no registro geológico, e são reconhecidas por reflexões que separam camadas com diferentes propriedades físicas (ou litologias) e que assim apresentam diferentes características de impedância acústica (VEEKEN, 2007). Os sedimentos abaixo da discordância são mais antigos que os sedimentos acima desta camada, com sedimentos cada vez mais jovens nas discordâncias acima (MIALL, 2010). Consequentemente o estrato entre duas discordâncias formam uma unidade estratigráfica (VEEKEN, 2007).

As discordâncias nos dados sísmicos, correspondem a superfícies formadas pela terminação de refletores, limitando o conjunto de dados sísmicos em pacotes deposicionais de reflexões relativamente parecidas, com características e geometrias similares (EMERY; MYERS, 1996). Para melhor organizar estes pacotes estratigráficos, podemos dividir suas características em três categorias, como a natureza das terminações de refletores contra o limite superior, a natureza da terminação dos refletores contra o limite inferior e a configuração interna dos refletores (EMERY; MYERS, 1996). Os principais tipos de terminações estratigráficas são descritos como truncamento, *toplap*, *onlap*, *downlap* e *offlap* (CATUNEANU, 2007) (Figura 42).

As variações no tipo de arquitetura e geometria das terminações registram a variação lateral dos ambientes deposicionais em resposta a mudança do nível do mar e subsidência. Por exemplo, *onlap* geralmente se desenvolve na base de uma sucessão, registrando o início de um ciclo de sedimentação; *offlap* e *toplap* possuem características semelhantes, se desenvolvendo quando a taxa de sedimentação excede a taxa de geração de espaço de acomodação. O *toplap* pode representar um afinamento abrupto, ao invés de um truncamento, com uma unidade inclinada e espessa se transformando lateralmente em uma seção condensada na plataforma. Faz-se um adendo, que a diferença entre uma condensação e um truncamento depende da resolução sísmica. Por último, *downlap* é o resultado de uma progradação através do fundo da bacia, podendo corresponder à transição entre o *onlap* e o *offlap* (MIALL, 2010).

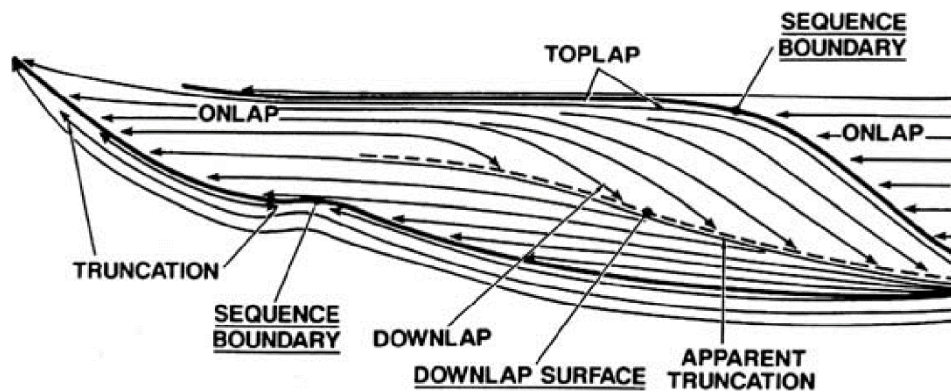


Figura 42: Diagrama da arquitetura das seqüências (VAIL, 1987) que incorpora o conceito de onlap inicial seguido por progradação através de uma superfície de downlap.

De acordo com CATUNEANU (2007) em alguns casos a interpretação das terminações estratigráficas em relação às mudanças da linha de costa são certas, como no *onlap costeiro* que indica transgressão e o *offlap* que indica uma regressão forçada. Em termos do padrão de empilhamento e das mudanças no nível de base, há terminações estratigráficas que são consideradas apenas durante estágios de aumento do nível de base (como todos os tipos de onlap), algumas são específicas de nível de base em queda (como incisões fluviais/truncamento e offlap), e outras podem ser associadas aos dois, queda e aumento do nível de base (truncamento relacionados aos processos de erosão marinha, toplap aparente ou downlap). Algumas exceções a essa regra podem acontecer, como por exemplo em incisões fluviais que podem ocorrer com o nível do mar em queda e em transgressões (Figura 43).

<b>Stratal termination</b>	<b>Shoreline shift</b>	<b>Base level</b>
Truncation, fluvial	FR	Fall
Truncation, marine	FR, T	Fall, Rise
Toplap	R	Stillstand
Apparent toplap	NR, FR	Rise, Fall
Offlap	FR	Fall
Onlap, fluvial	NR, T	Rise
Onlap, coastal	T	Rise
Onlap, marine	T	Rise
Downlap	NR, FR	Rise, Fall

Figura 43: Interpretação de terminações estratais em termos de mudanças na linha de costa e no nível de base. Exceções a estes padrões gerais ocorrem, por exemplo, em incisões fluviais (truncamento) podem ocorrer durante aumento do nível de base e transgressão. Abreviações: R – regressão; FR – regressão forçada; NR – regressão normal; T – transgressão (CATUNEANU, 2007).

As superfícies estratigráficas definidas pela terminação desses refletores são formadas pela interação entre sedimentação e flutuações no nível de base na linha de costa, registradas por um ciclo completo de mudanças nos padrões deposicionais: (1) início da regressão forçada (início da linha queda do nível de base na linha de costa), que é acompanhada pela mudança da sedimentação, de erosão/*bypass* fluvial nos ambientes marinhos rasos; (2) final da regressão forçada (encerramento da queda do nível de base), marcada pela mudança de degradação para agradação dos ambientes fluviais para os marinhos rasos; (3) final de regressão (durante o aumento do nível de base na linha de costa), que marca a ponto de virada da regressão da linha de costa para a posterior transgressão; (4) final da transgressão (durante o aumento do nível de base da linha de costa) que marcam uma mudança na direção da linha de costa de transgressiva para regressiva (CATUNEANU, 2007).

As principais superfícies formadas durante estes eventos são, seguindo o ciclo descrito acima, a *superfície de discordância subaérea*, que é uma superfície de erosão ou sem deposição criada geralmente durante quedas do nível do mar por processos subaéreos como incisão fluvial, degradação por ventos, *bypass* de sedimentos ou pedogênese; a

*superfície de ravinamento*, formada durante a regressão forçada em conjuntos de plataformas dominados por ondas, onde os gradientes do fundo do mar são baixos e em balanço com a energia de ondas; logo depois vem a *superfície de máxima regressão*, marcando a mudança de regressão da linha de costa para a subsequente transgressão e assim, separando as superfícies dos estratos progradantes abaixo dos estratos retrogradantes acima. Após a máxima regressão do nível de base, inicia-se a transgressão até a formação da superfície de máxima inundação, que marca a máxima extensão do afogamento marinho, e separa as unidades transgressivas abaixo das unidades regressivas acima. Esta geralmente é uma superfície de considerável significância estratigráfica regional (MIALL, 2010; CATUNEANU, 2007) (Figura 44).

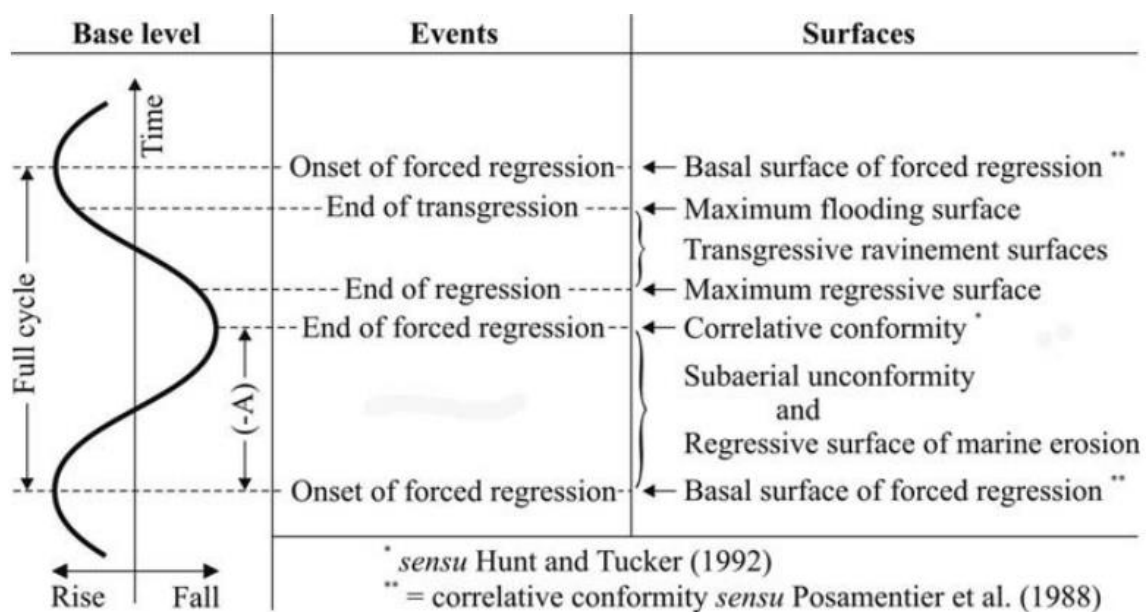


Figura 44: Período das superfícies estratigráficas relacionados aos principais eventos do ciclo de variações do nível de base (CATUNEANU et al., 2009).

As superfícies de estratigrafia de sequências descritas acima podem ser usadas simplesmente para correlação, sem delinear nenhum tipo de unidade específica. Porém, a estratigrafia de sequências também permite que as unidades sejam definidas com as superfícies atuando como seus limites. Os dois tipos de unidades que podem ser definidos são as sequências e os tratos de sistemas (EMBRY, 2002). Posamentier; Vail (1988) propõe que cada trato de sistema corresponde a um certo intervalo da curva eustática do nível de base, como definido no (“2.2 Processos sedimentares em plataformas continentais”). Os tratos de sistemas de mar baixo são limitados abaixo por um limite de sequências e acima por uma superfície transgressiva, e geralmente consistem de leques de mar baixo e turbiditos. Tratos de sistemas transgressivos são limitados abaixo por uma superfície transgressiva e acima por uma superfície de máxima

inundação, reconhecida pelo downlap das clinofórmulas abaixo e consiste de parasequências com o topo retrogradando. Tratos de sistemas transgressivos são frequentemente muito finos e podem consistir de até mesmo uma única reflexão. Os tratos de sistemas de mar alto são limitados abaixo por uma superfície de máxima inundação e acima por um limite de sequências e exibe uma geometria progracional (EMERY; MYERS, 1996).

EMBRY (2002) considera que a melhor forma de dividir as sequências seja em dois tratos de sistemas, sendo um trato de sistema transgressivo acima e um abaixo, com a superfície de máxima inundação sendo o limite entre os dois. Esta sequência, conhecida como T-R, segundo os autores, é a única unidade da estratigrafia de sequências ao qual todos os limites podem ser reconhecidos para uma análise científica objetiva. A divisão dos depósitos transgressivos pode ser realizada, de acordo com CATTANEO; STEEL (2003), em cinco tipos principais baseando-se em características como a variação de espessura, a extensão lateral e a arquitetura interna das sequências. Estes tipos de depósitos transgressivos são discutidos mais à frente, com a aplicação direta nos resultados encontrados.

Para a interpretação dos dados sísmicos foi utilizado o programa IHS Kingdom®, onde foram identificados os refletores principais que correspondem a superfície limitante das sequências estratigráficas. Para o cálculo da espessura das unidades sísmicas foi utilizado como velocidade de propagação da onda acústica no sedimento o valor intervalar de 1600 m/s e para o cálculo da profundidade da coluna d'água foi estimado uma velocidade intervalar de 1500 m/s.

### **4.3. Drenagem atual e pretérita**

Para a construção da drenagem atual da porção continental na região adjacente à área de estudo foram utilizados os dados topográficos da missão Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), disponibilizados publicamente pela NASA a partir de 2014. Os dados foram importados do sítio da *Embrapa*, com uma resolução espacial de 30 metros, sendo selecionadas as áreas correspondentes ao Estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo.

A partir dos dados importados foram utilizadas as ferramentas desenvolvidas para identificação e traçado da drenagem pelo programa *ArcGis for Desktop 10.2.2*, seguindo os passos: (1) Importação dos dados para o ArcGis; (2) transformação da projeção dos dados, de geográficas para métricas, sendo escolhida a projeção Mercator; (2) agregação dos dados, que estão divididos em vários segmentos de área, pela ferramenta de mosaico; (3) preenchimento dos espaços do mosaico em que há falta de

dados, com a ferramenta *Fill*; (4) Definição da extensão da área de interesse (Rio de Janeiro e Espírito Santo); (5) determinação dos parâmetros da drenagem no mosaico preenchido, pelas ferramentas *Flow Direction*, *Basin* e *Flow Accumulation* para determinar o escoamento superficial, o limite das bacias e o acúmulo de fluxo, respectivamente; (6) em seguida foram traçadas as drenagens pela ferramenta *Set Null*, que permite selecionar o limite de comprimento das drenagens; (7) depois estes trechos de drenagem foram conectados pela ferramenta *Stream Link* e ordenados de acordo com o seu comprimento pela ferramenta *Stream Order*, utilizando o método de Strahler; (8) por último a drenagem foi passada de polígono para linha, pela ferramenta *Polygon to Line*. O exemplo das etapas está na *Figura 45*.

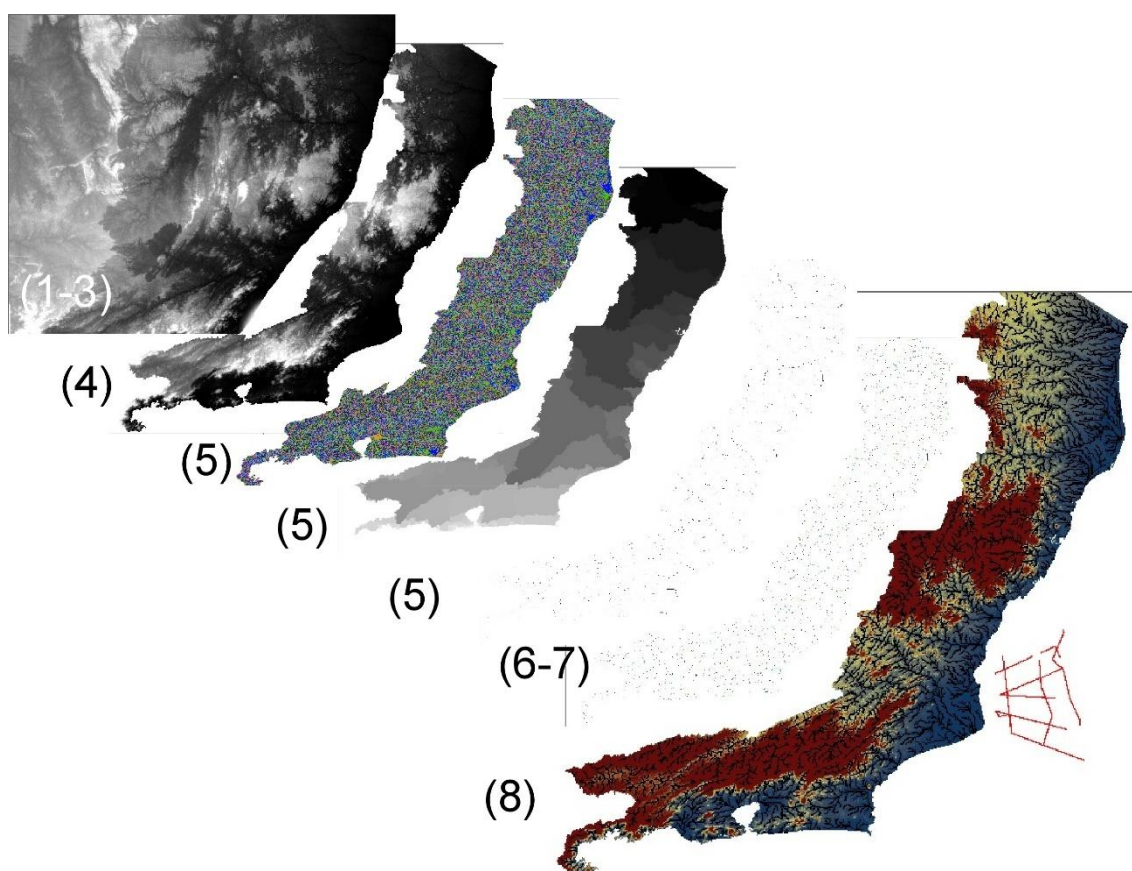


Figura 45: Etapas metodológicas para construção da drenagem atual da região adjacente da área de estudos.

Em relação à paleodrenagem, foi utilizado o programa IHS Kingdom Suite® para traçar as larguras dos paleocanais identificados, com a atribuição de um horizonte de drenagem associado à cada superfície sismoestratigráfica previamente identificada. Em seguida foram medidos os parâmetros de largura e espessura do paleocanal, cota batimétrica do fundo acima do paleocanal e profundidade do talvegue. Esses parâmetros foram relacionados a fim de inferir os aspectos morfológicos da

paleodrenagem, como os encontrados na Figura 11 e analisados os padrões de preenchimento, como os das Figura 16 e Figura 17.

## 5. RESULTADOS

Os resultados deste trabalho foram gerados a partir da interpretação sísmica da seção sedimentar mais superficial (até ~ 200 ms) da porção norte da Bacia de Campos e estão organizados em dois itens principais: “5.1 Interpretação sísmica” e “5.2 Paleodrenagem mapeada nas sequências sísmicas”.

### 5.1. Interpretação sísmica

A interpretação sísmo-estratigráfica realizada nos dados da porção norte seguiu a calibração cronoestratigráfica das sequências realizada por Marangoni (2012) e Marangoni *et al.* (2013) e corroboradas no trabalho de Lopes (2015), sendo utilizadas as mesmas nomenclaturas para as sequências e superfícies. Tal interpretação corresponde ao empilhamento de cinco sequências sísmicas, nomeadas da mais antiga para mais recente: Sq1, Sq2, Sq3, Sq4A, Sq4B e Sq5, sendo limitadas no topo por refletores subparalelos ou inclinados em direção à bacia (S2, S3, S4, S4', S5 e S6, respectivamente) correspondentes a uma superfície geralmente irregular e com correlação lateral ao longo de toda a plataforma.

A superfícies irregulares marcadas como limite das sequências estão associadas a processos erosivos que ocorreram em períodos de exposição subaérea da plataforma continental. Desta forma, Marangoni (2012) correlacionou o desenvolvimento destas sequências com os estágios isotópicos conhecidos do Quaternário, tendo a sequência Sq1 se desenvolvido entre ~430 – 450 e 330 – 350 ka A.P. (do estágio 12 ao 10), a sequência Sq2 entre ~330 – 350 e 230 – 250 ka A.P. (do estágio 10 ao 8), a sequência Sq3 entre ~230 – 250 e 130 – 140 ka A.P. (do estágio 8 ao 6), a sequência Sq4 entre ~130 – 140 e 30 – 20 ka A.P. (do estágio 6 ao 2), e a sequência Sq5 entre 18 – 20 ka A.P e os dias atuais, se desenvolveu a partir da deglaciação iniciada após o fim do Último Máximo Glacial, e desta forma, representada por unidades com características transgressivas (fácies plano-paralela, *hummocky* e prismas proximais progradantes de regressão normal).

Além destas sequências sísmicas também foram identificadas as subunidades de Lopes (2015) que detalhou melhor a complexidade arquitetural das sequências deposicionais Sq4 e Sq5, com a sequência Sq4 sendo composta por empilhamento de quatro subunidades sísmicas, denominadas Sq4A\_1, Sq4\_A2, Sq4B\_1 e Sq4B\_2; e a sequência Sq5 composta por duas subunidades, uma siliciclástica se estendendo por



toda a plataforma interna e a outra carbonática, concentrada entre a plataforma média e externa.

Neste estudo foram utilizados dados de apenas um nível de resolução, boomer multicanal, assim as sequências identificadas correspondem ao nível de detalhamento de Marangoni (2012). As subunidades da Sq5 definidas por Lopes (2015) puderam ser discriminadas na maior parte dos dados, porém dentre as subunidades da sequência Sq4 foram identificadas apenas duas principais em todos os dados, denominadas SqA e SqB, limitadas no topo pelas superfícies Sq4' e Sq5, respectivamente. A sequência mais profunda Sq1, não pode ser verificada em todos os dados, e nos dados em que foi identificada, dificilmente era possível visualizar seu limite inferior. Assim, devido à incerteza associada com a extensão desta unidade, ela não será apresentada neste trabalho como resultado.

A interpretação das linhas sísmicas se encontra nas Figura 46, Figura 47, Figura 48, Figura 49, Figura 50, Figura 51, Figura 52, Figura 53. Além das sequências e superfícies, em todos estes perfis foram identificadas múltiplas, marcadas com uma linha branca tracejada, e em alguns são identificadas estruturas arquiteturas importantes, como prismas progradantes de regressão forçada (Figura 52, Figura 53), feições carbonáticas (Figura 48, Figura 51), variação da posição da quebra da plataforma (Figura 47), paleocanais, entre outros. Na Tabela 1 encontram-se os padrões dos refletores internos encontrados em todas as sequências siliciclásticas.

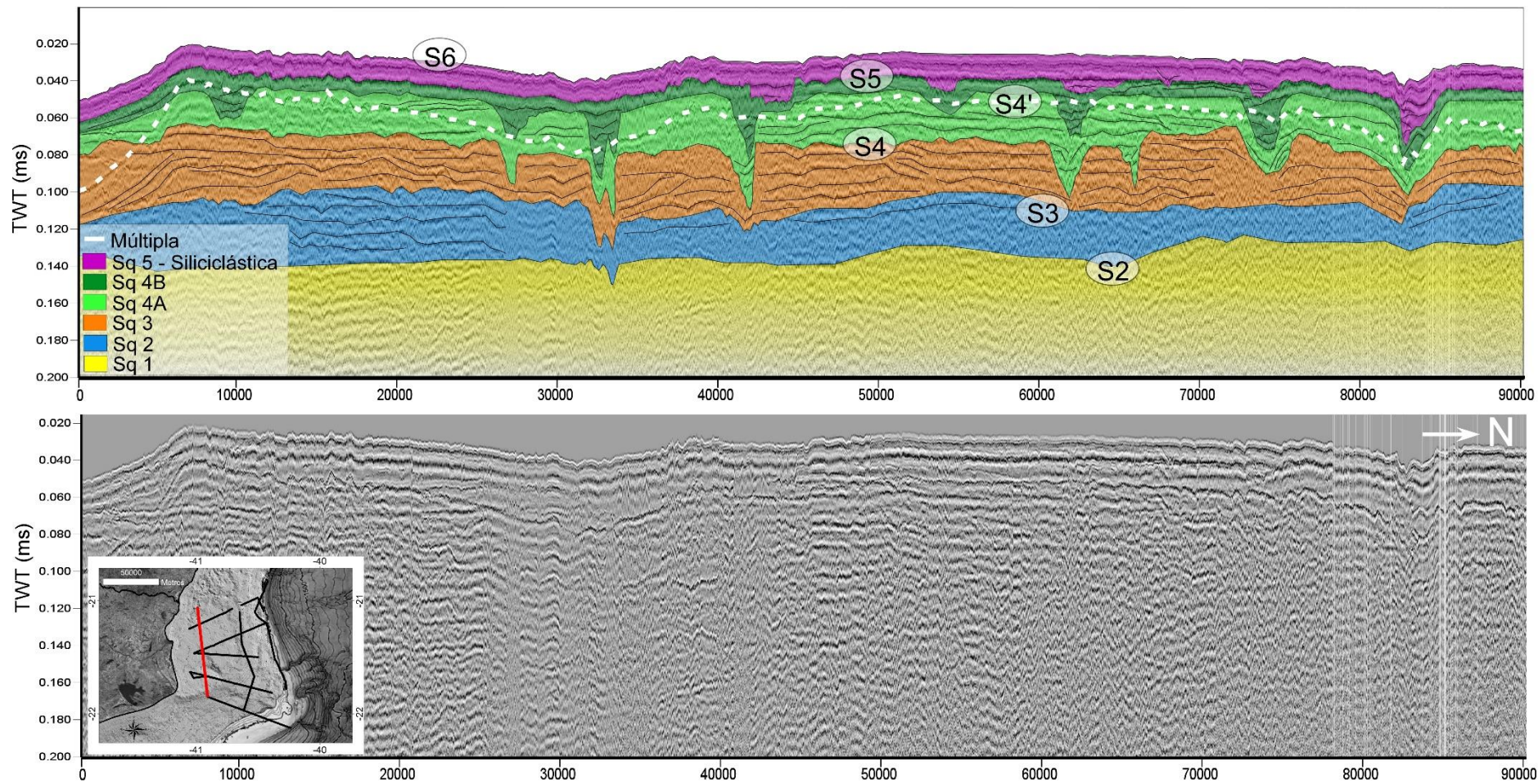


Figura 46: Perfil sísmico strike (Chevron\_2\_1\_tiros\_924\_a\_30) com a interpretação e exibindo o padrão de empilhamento das seqüências identificadas no arcabouço estratigráfico da plataforma continental da porção norte da Bacia de Campos.

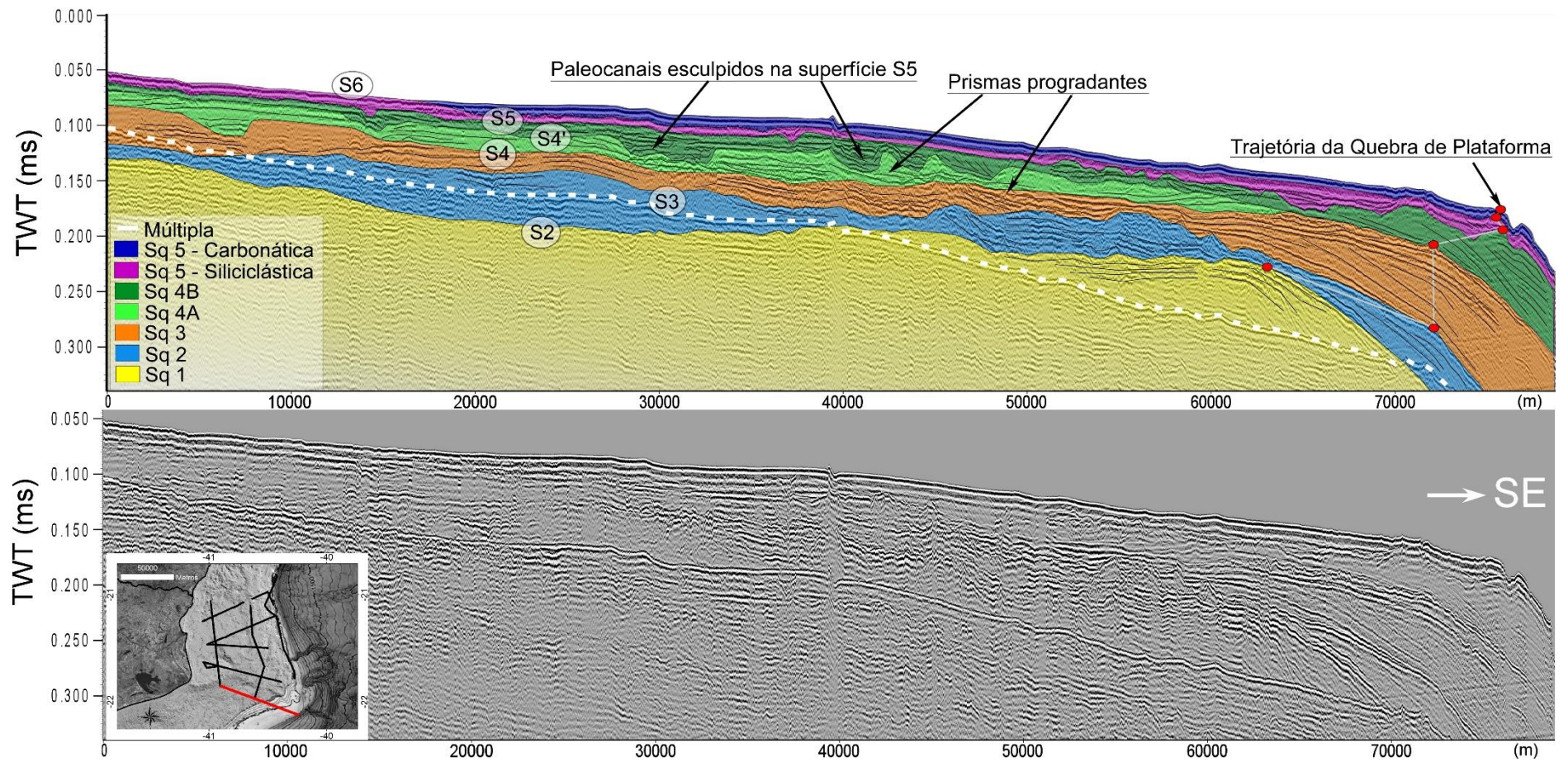


Figura 47: Perfil sísmico dip (Chevron\_2\_1\_tiros\_31000\_a\_63550) com a interpretação e exibindo o padrão de empilhamento das sequências identificadas no arcabouço estratigráfico da plataforma continental da porção norte da Bacia de Campos.

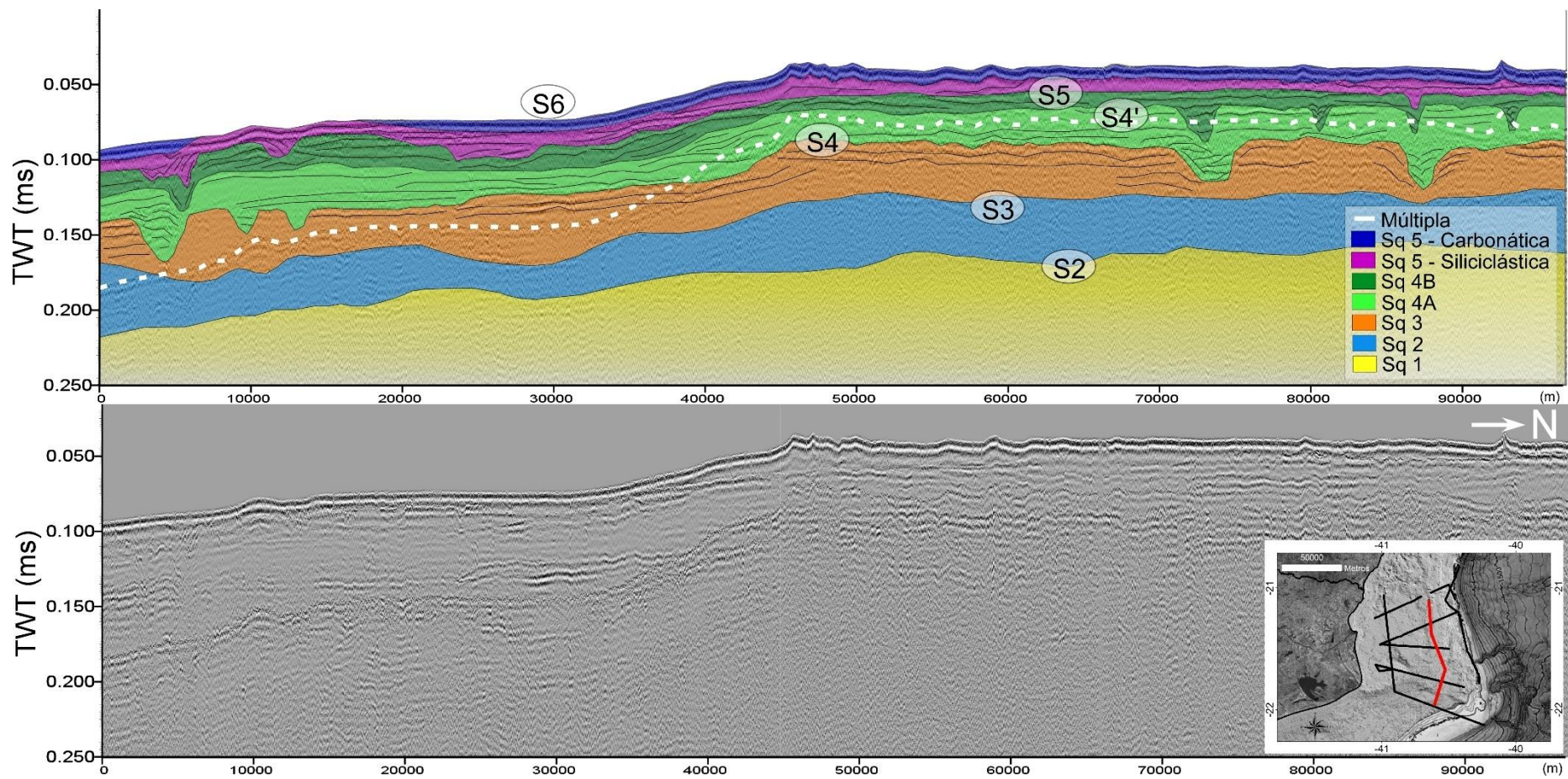


Figura 48: Perfil sísmico strike (Chevron\_03\_1\_0\_25) com a interpretação e exibindo o padrão de empilhamento das seqüências identificadas no arcabouço estratigráfico da plataforma continental da porção norte da Bacia de Campos.

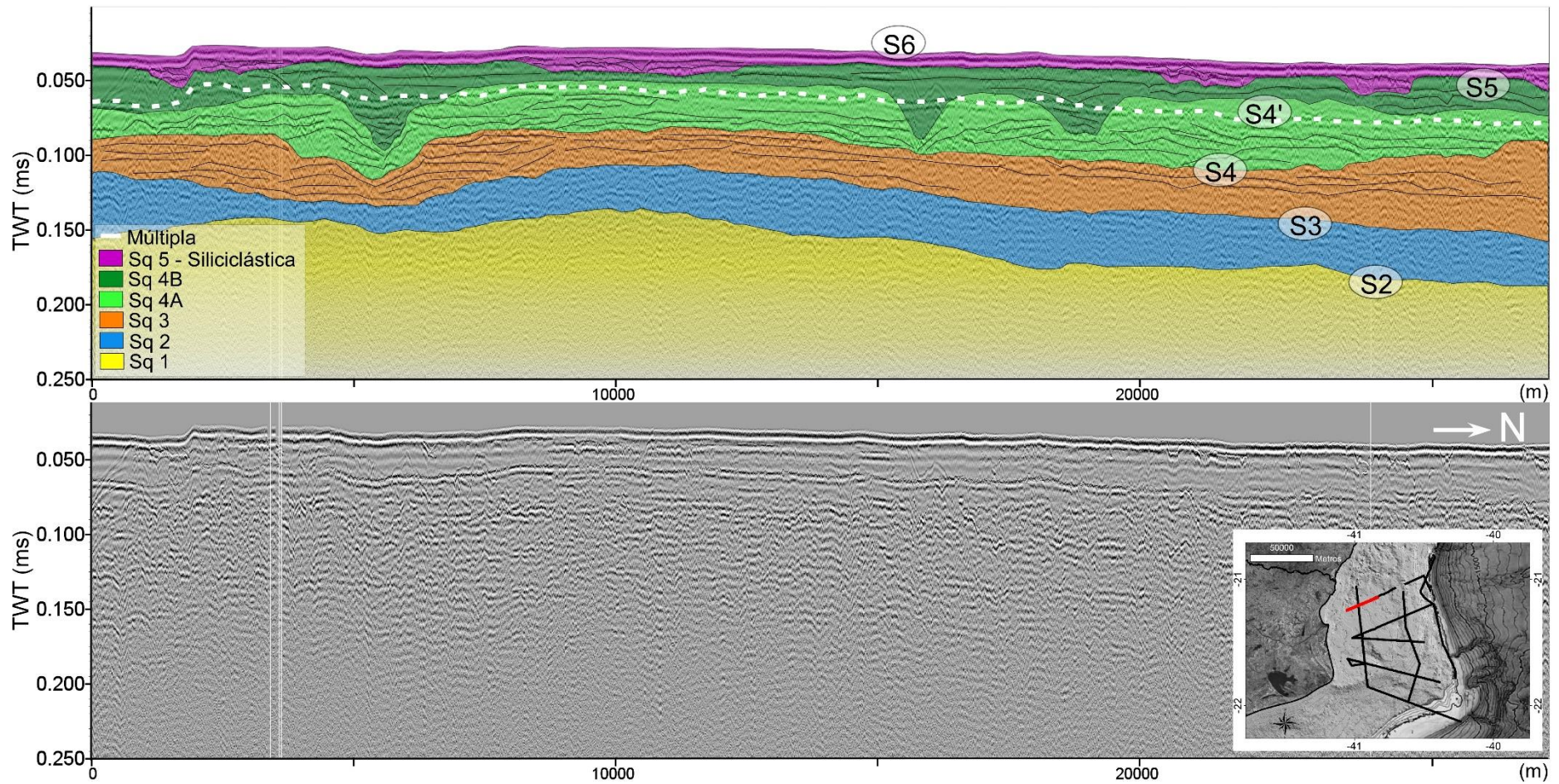


Figura 49: Perfil sísmico dip (Chevron\_04\_0\_25) com a interpretação e exibindo o padrão de empilhamento das sequências identificadas no arcabouço estratigráfico da plataforma continental da porção norte da Bacia de Campos.

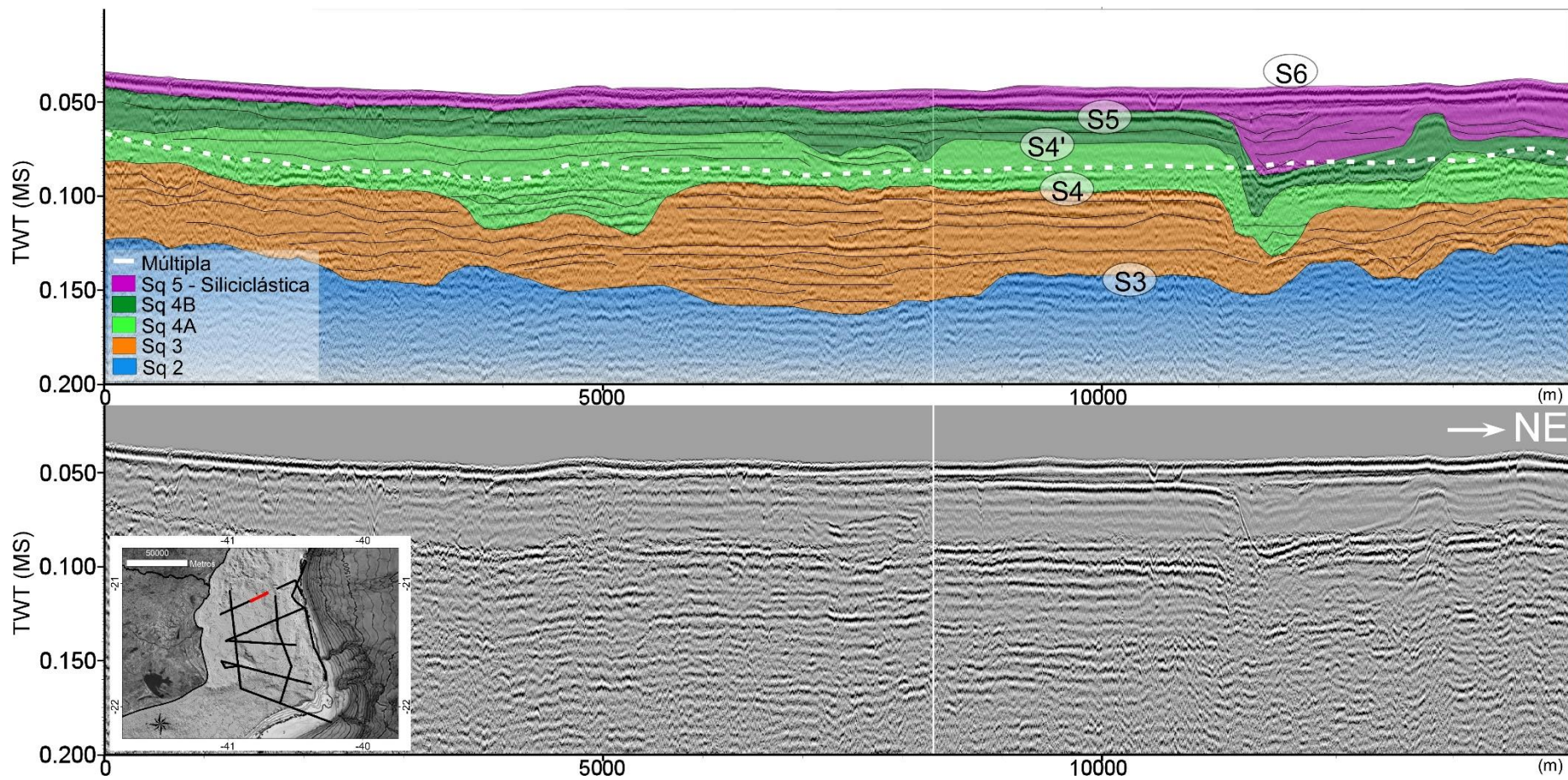


Figura 50: Perfil sísmico dip (Chevron\_06\_0\_25) com a interpretação e exibindo o padrão de empilhamento das seqüências identificadas no arcabouço estratigráfico da plataforma continental da porção norte da Bacia de Campos.

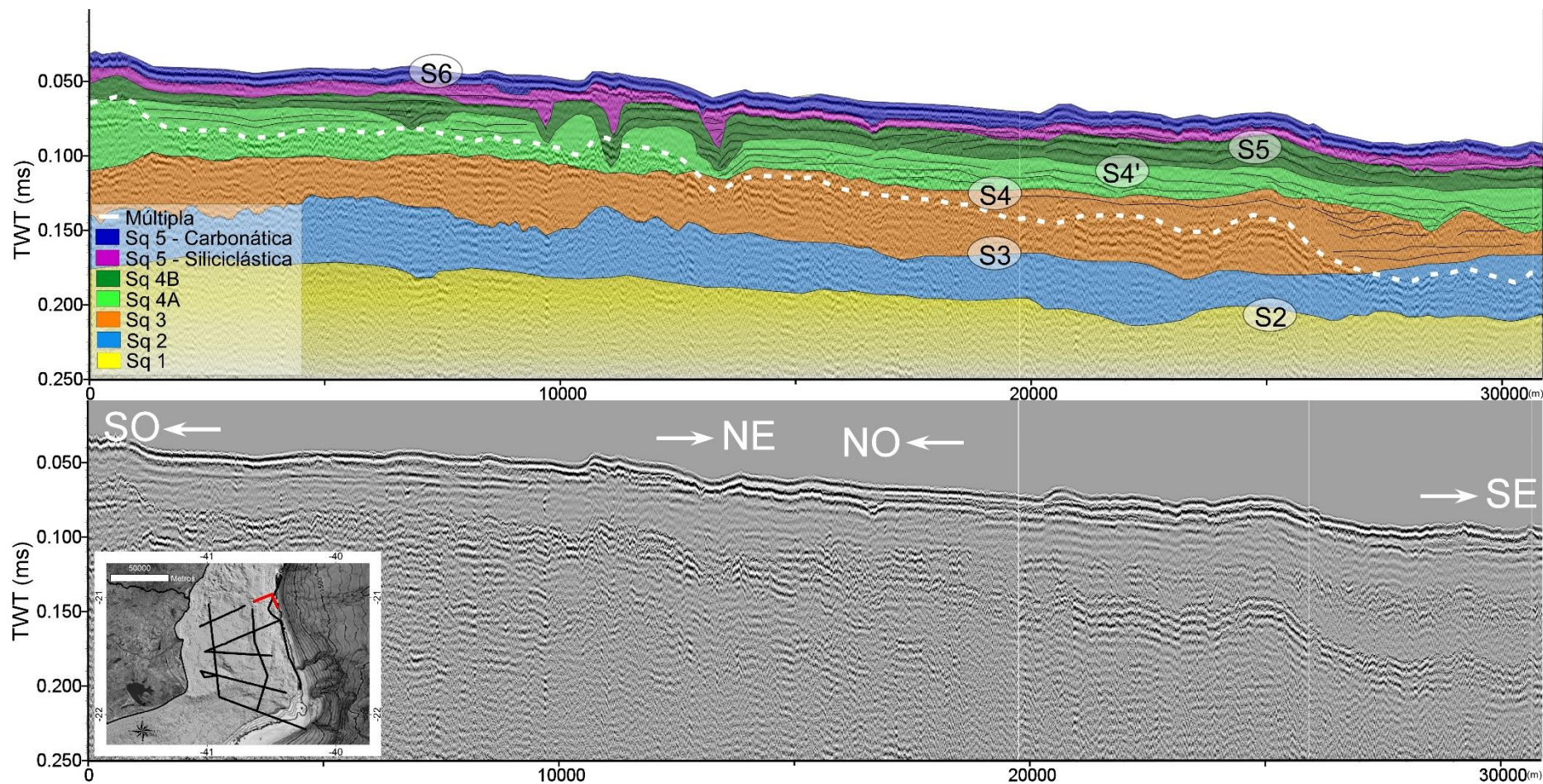


Figura 51: Perfil sísmico dip-strike (Chevron\_07\_0\_25) com a interpretação e exibindo o padrão de empilhamento das seqüências identificadas no arcabouço estratigráfico da plataforma continental da porção norte da Bacia de Campos.

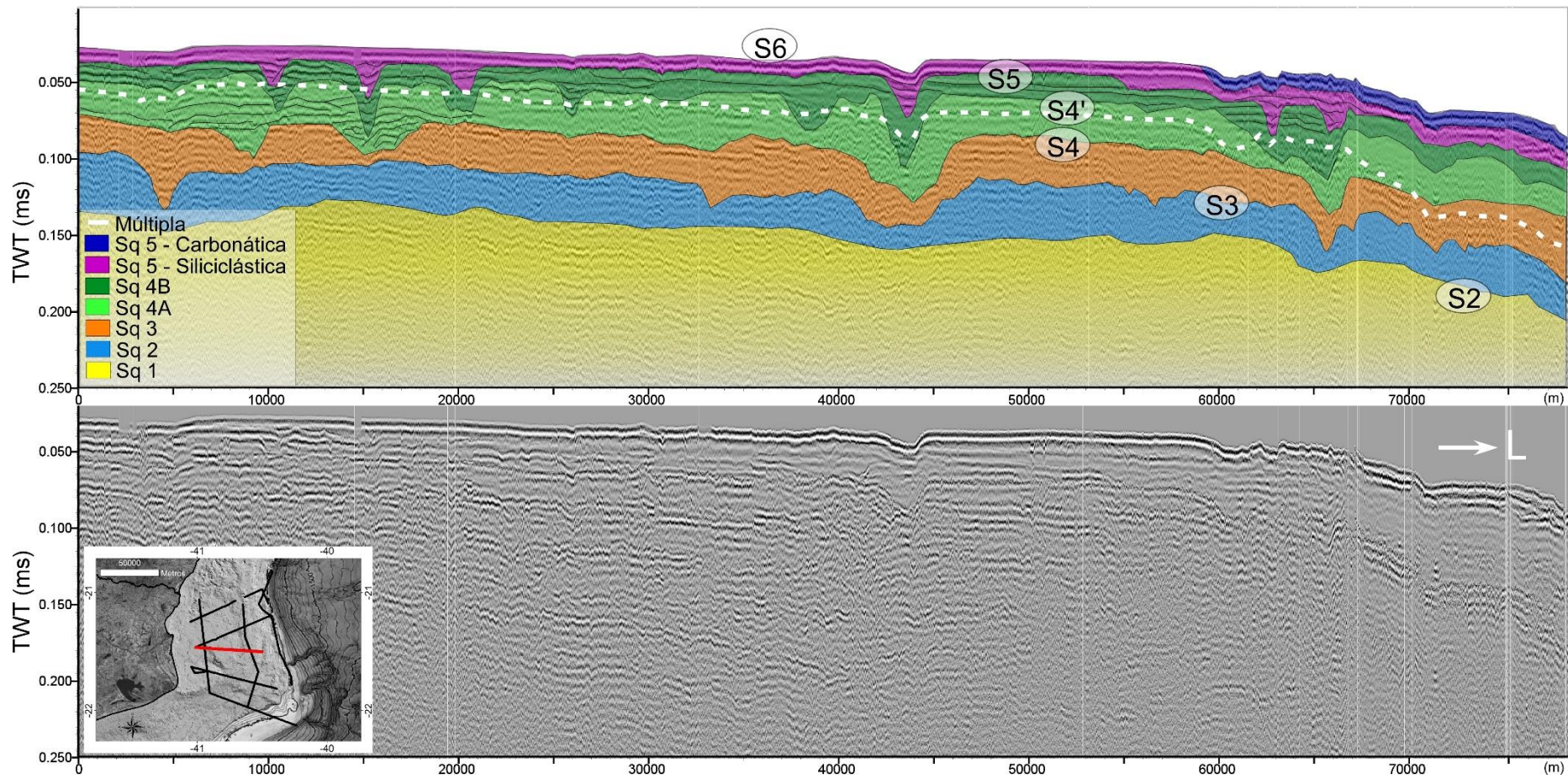


Figura 52: Perfil sísmico dip (Chevron\_08\_a\_0\_25) com a interpretação e exibindo o padrão de empilhamento das seqüências identificadas no arcabouço estratigráfico da plataforma continental da porção norte da Bacia de Campos.



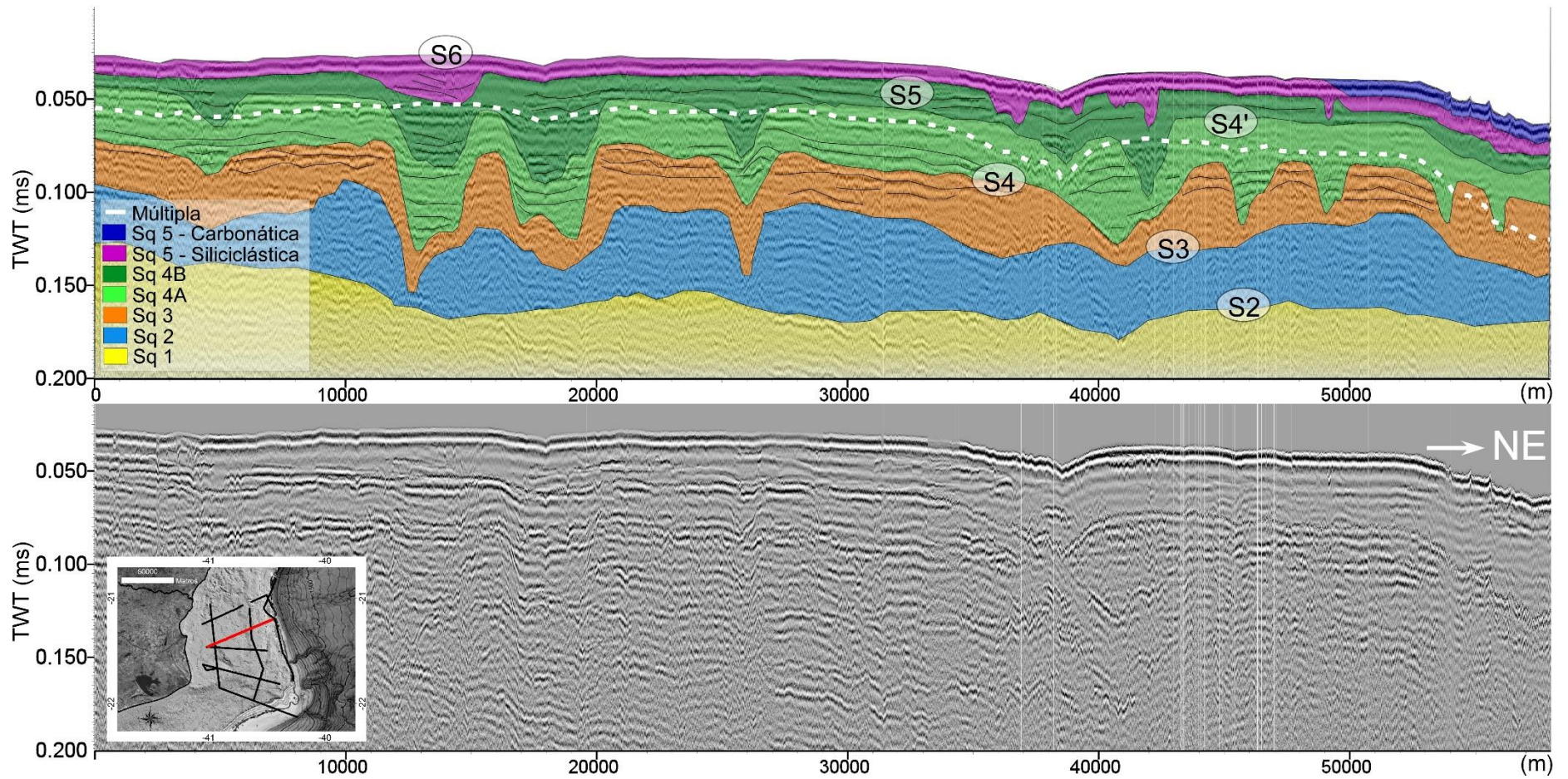
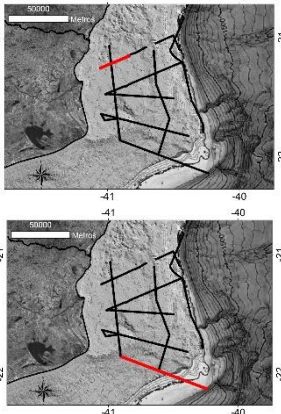
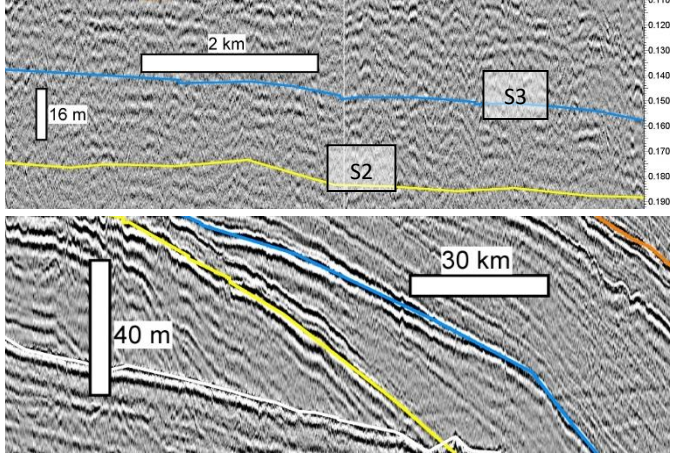
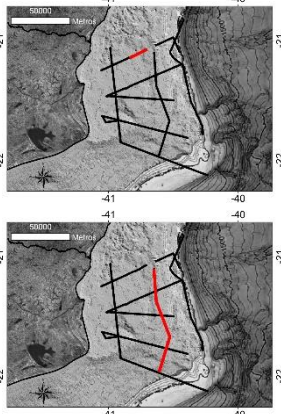
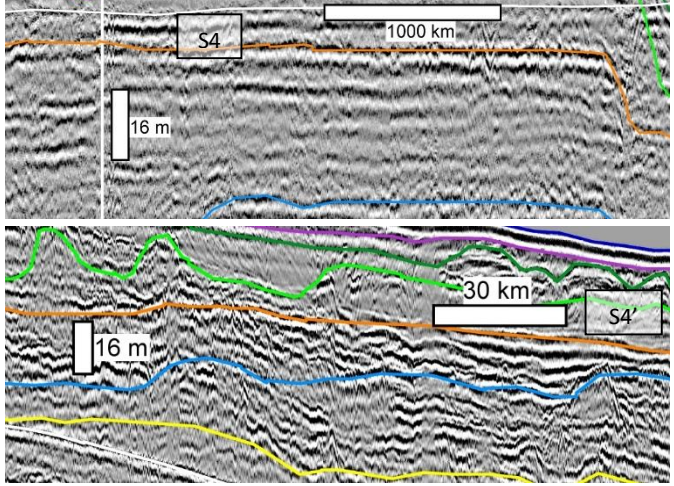
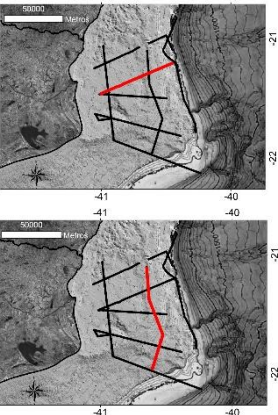
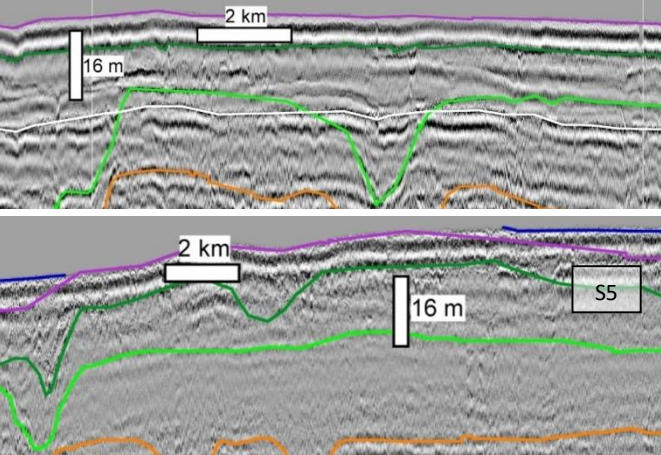
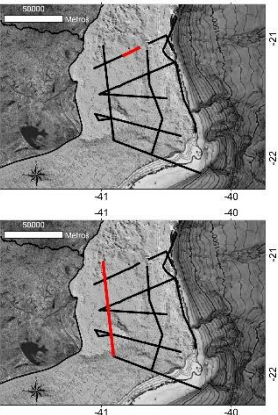
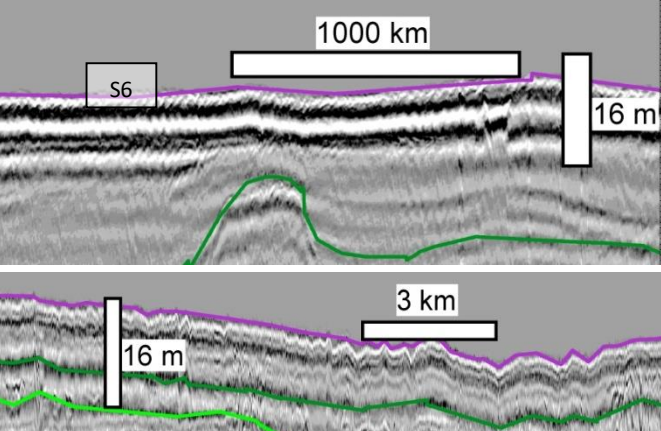


Figura 53: Perfil sísmico dip (Chevron\_08\_b\_0\_25) com a interpretação e exibindo o padrão de empilhamento das sequências identificadas no arcabouço estratigráfico da plataforma continental da porção norte da Bacia de Campos.

Tabela 1: Exemplos de refletores internos encontrados nas seqüências sísmicas identificadas nos dados.

Seqüência	Localização do exemplo	Exemplo	Descrição
Sq 2			<ul style="list-style-type: none"> <li>- Refletores plano-paralelos entre plataforma interna e média</li> <li>- A partir da plataforma média clinofomas oblíquas paralelas.</li> </ul>
Sq 3			<ul style="list-style-type: none"> <li>- Refletores plano paralelos.</li> <li>- Terminação em downlap na superfície S3 e em toplap contra a superfície S4.</li> </ul>

<p>Sq 4</p>			<ul style="list-style-type: none"> <li>- Refletores plano paralelos a subparalelos, baixa frequência e amplitude ao longo da plataforma interna e média.</li> <li>- Prismas progradantes na região da plataforma média e externa.</li> </ul>
<p>Sq 5 siliciclástica</p>			<ul style="list-style-type: none"> <li>- Cliniformas de geometria lenticular.</li> <li>- Refletores internos geralmente transparentes e/ou descontínuos.</li> </ul>

### **5.1.1. Elementos arquiteturais da Sequência sísmica Sq2**

A sequência siliciclástica Sq2 encontra-se sobre a sequência siliciclástica Sq1, limitando-se basalmente pela superfície S2 e no topo pela superfície S3. Esta sequência apresenta um longo alcance, recobrando desde a plataforma interna até a plataforma externa. A espessura desta sequência no geral aumenta em direção à quebra, variando entre 4,7 e 50,8 m, com os maiores valores na região central da área de estudo, em frente à atual desembocadura do rio Paraíba do Sul (Figura 54).

Os refletores internos desta sequência são plano-paralelos, principalmente entre a plataforma interna e média. A partir da plataforma média esta sequência apresenta clinofomas oblíquas paralelas (prismas), tendendo a clinofomas oblíquas tangenciais, e às vezes sigmoidais, em direção à quebra da plataforma.

As clinofomas paralelas da plataforma interna e média possuem terminação em downlap contra a superfície inferior S2, e em toplap contra a superfície superior S3. Na plataforma externa as clinofomas terminam em truncamento erosivo da superfície S3 (Tabela 1).

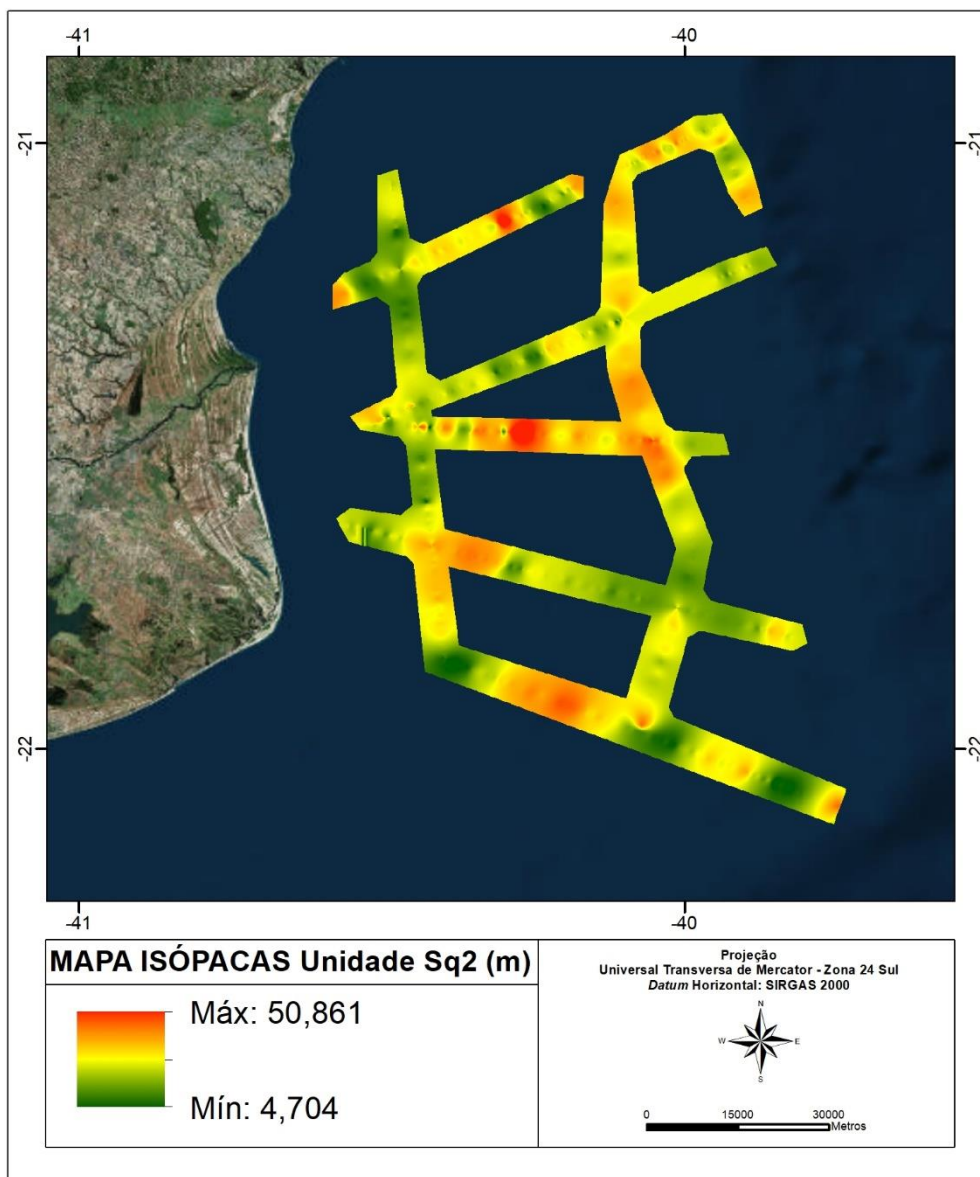


Figura 54: Mapa de isópacas com a variação de espessura da sequência Sq2, limitada na base pela superfície S2 e pelo topo pela S3.

### 5.1.2. Elementos arquiteturais da Sequência sísmica Sq3

A sequência siliciclástica Sq3 se distribui por toda a plataforma continental na porção norte da Bacia de Campos, se tornando mais espessa na direção da plataforma externa e com as maiores espessuras na região à frente da atual desembocadura do rio Itabapoana. As espessuras variaram entre 3,2 e 61,7 m (Figura 55).

Esta sequência é limitada na base pela superfície S3 e no topo pela superfície S4, se empilhando sobre as sequências Sq1 e Sq2. Na plataforma interna esta sequência apresenta refletores plano-paralelos, com as clinofomas tendendo a verticalização na

direção da plataforma externa, onde se tornam cada vez mais oblíquas paralelas. Os refletores desta sequência terminam em downlap na superfície S3 e em toplap contra a superfície S4 (Tabela 1).

Na sequência Sq3, embora a interpretação seja dificultada em algumas linhas devido ao refletor de superfície estar na mesma profundidade da múltipla, principalmente na região da plataforma externa, é possível observar a presença de fácies sísmicas progredientes, em especial nos perfis mais próximos ao Cabo de São Tomé, além de feições prismáticas na plataforma média (exemplo, Figura 47).

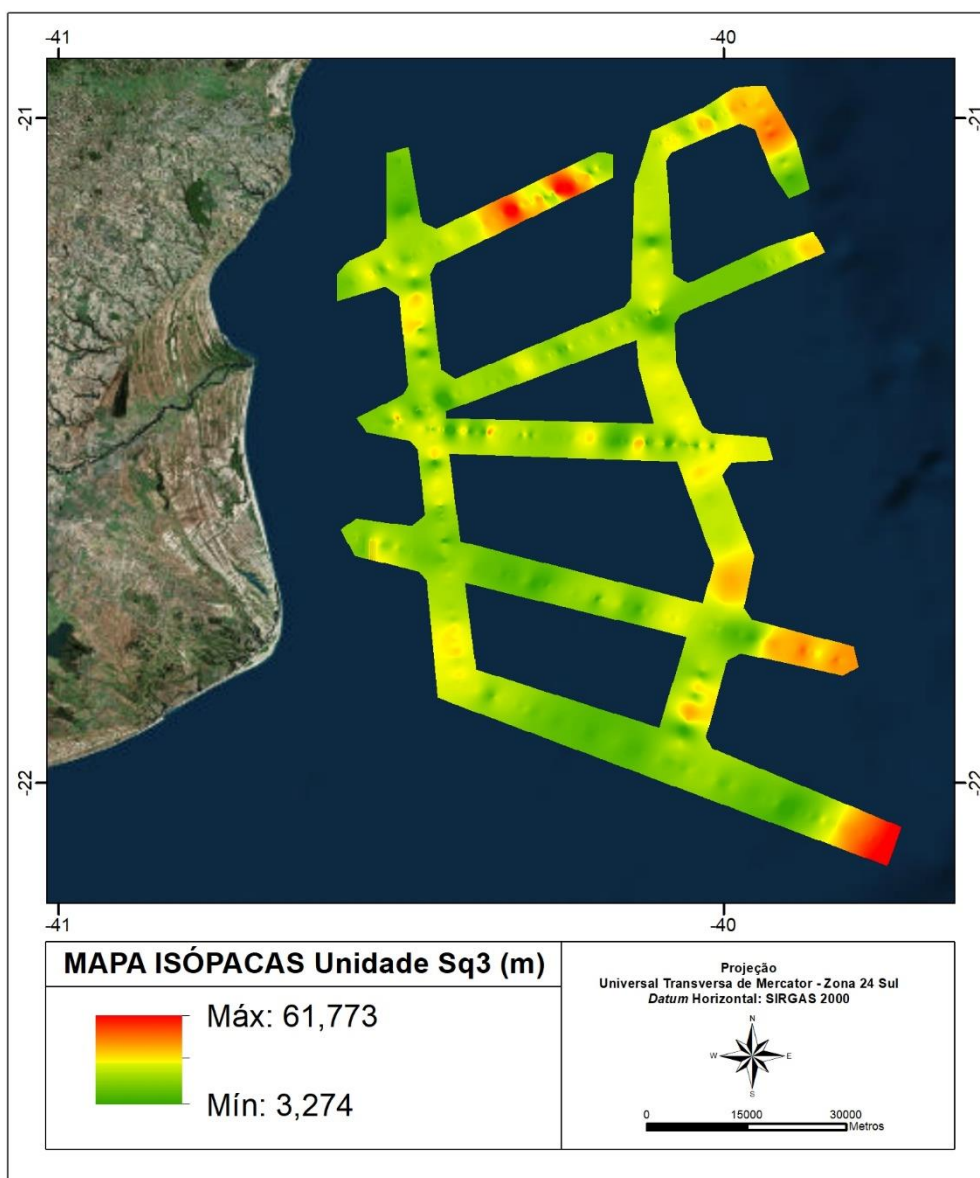


Figura 55: Mapa de isópacas com a variação de espessura da sequência Sq3, limitada na base pela superfície S3 e pelo topo pela S4.

### 5.1.3. Elementos arquiteturais da Sequência sísmica Sq4

A sequência siliciclástica Sq4 está distribuída por toda a plataforma continental, limitada abaixo pela superfície S3 e no topo pela superfície S4. As espessuras desta plataforma variam entre 1,6 e 31,6 m, sendo as maiores espessuras encontradas na plataforma externa à frente do Cabo de São Tomé (Figura 56).

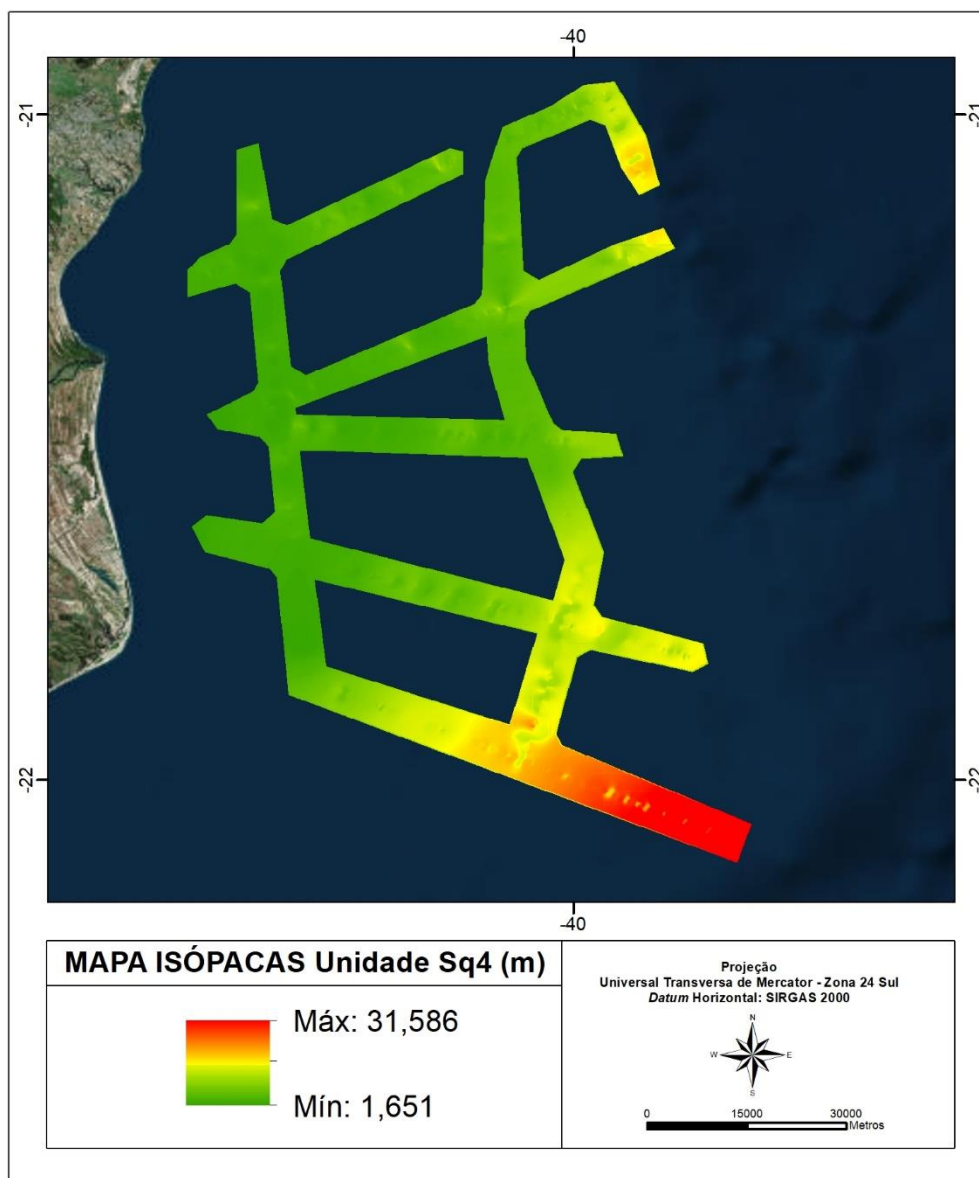


Figura 56: Mapa de isópacas com a variação de espessura da sequência Sq4, limitada na base pela superfície S4 e pelo topo pela S5.

Na porção norte da bacia de Campos foi possível identificar duas subunidades sísmicas, sequência Sq4A e Sq4B, limitadas no topo pelas superfícies S4' e S5, seguindo o padrão de nomenclatura de Lopes (2015). As duas unidades são identificadas pelo

esculpimento de um maior número de canais que a unidade Sq3 abaixo, com a relativa continuidade dos paleocanais nas superfícies-topo das sequências. Os refletores internos destas unidades são geralmente plano-paralelos a subparalelos, de baixa frequência e amplitude ao longo da plataforma interna e média, com a presença de uma geometria de prismas progradantes na região da plataforma média e externa (Tabela 1).

A sequência Sq4A possui maior espessura no geral na direção da plataforma externa, com uma região de maior deposição sedimentar na região central da área de estudo (Figura 57). A sequência Sq4B tem a variação de espessura mais uniforme, apresentando um aspecto de degraus de profundidade em direção ao bordo da plataforma (Figura 58).



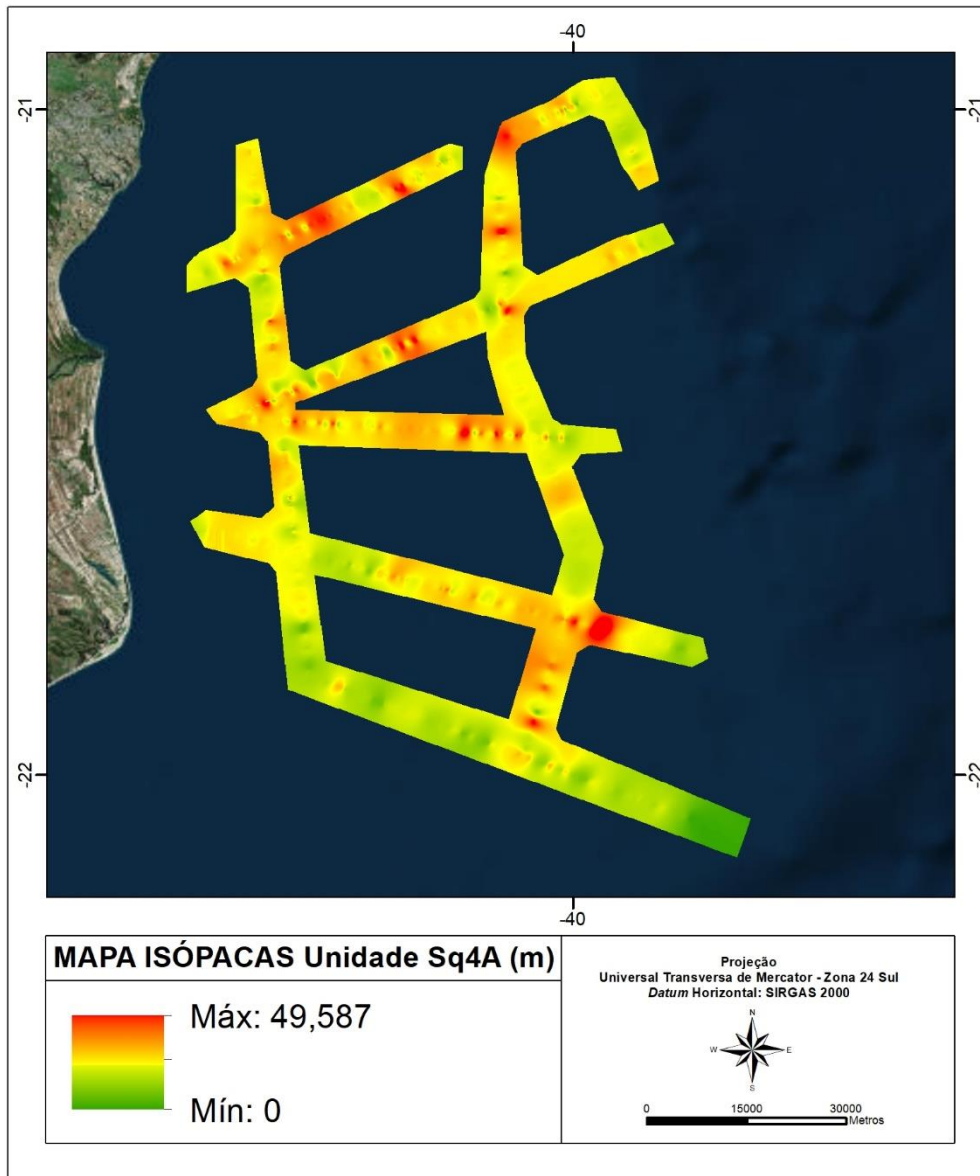


Figura 57: Mapa de isópacas com a variação de espessura da sequência Sq4A, limitada na base pela superfície S4 e pelo topo pela S4'.

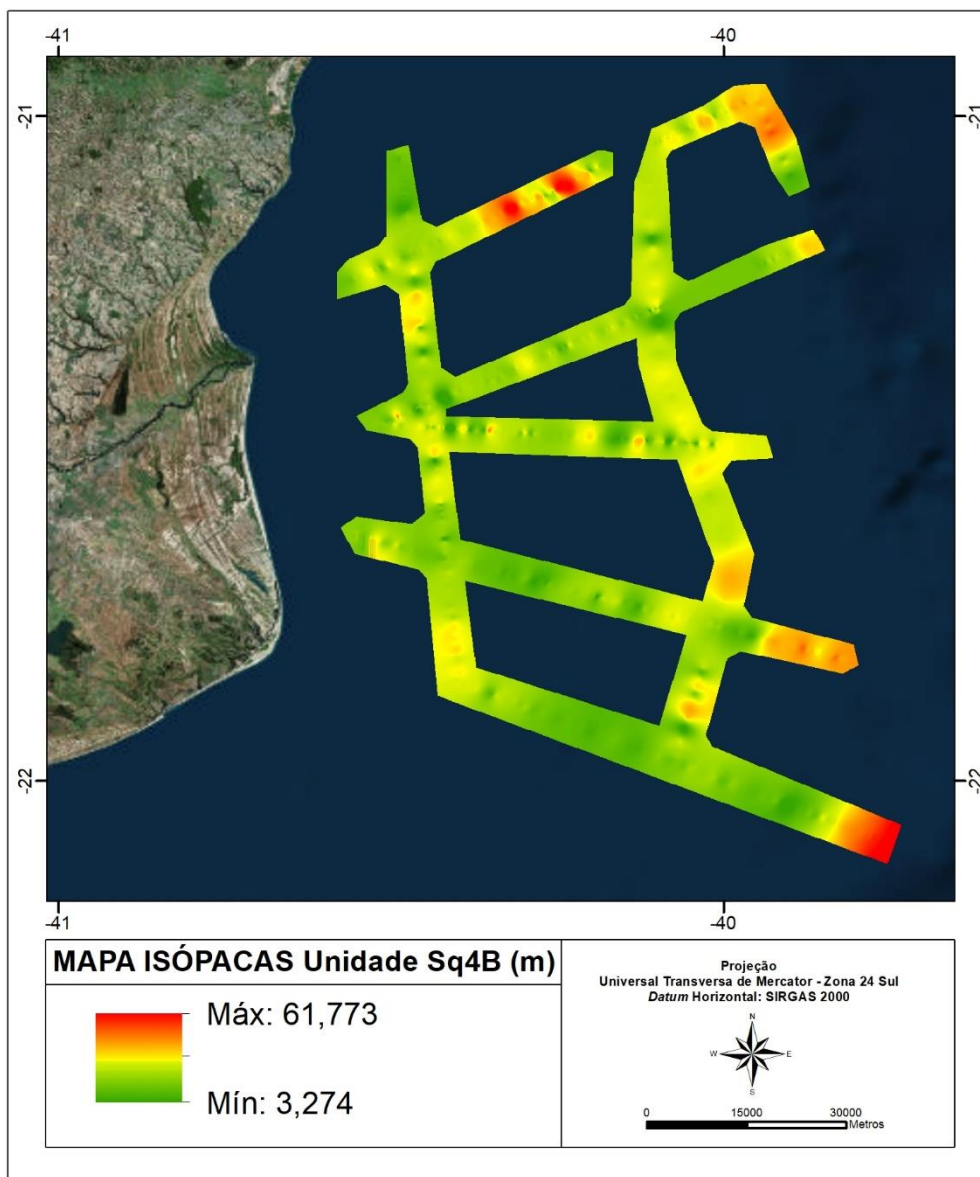


Figura 58: Mapa de isópacas com a variação de espessura da sequência Sq4B, limitada na base pela superfície S4' e pelo topo pela S5.

#### 5.1.4. Elementos arquiteturais da Sequência sísmica Sq5

A sequência Sq5 é a mais rasa de todas as sequências encontradas, possuindo como limite inferior a superfície S5 e como superior a superfície S6, que corresponde ao atual fundo do mar, se empilhando sobre todas as sequências Sq1, Sq2, Sq3 e Sq4 e com distribuição ao longo de toda a plataforma continental da porção norte da Bacia de Campos. Na sequência Sq5 há dois tipos de processos deposicionais importantes analisados primeiramente por Marangoni (2012), Marangoni *et al.* (2013) e Teixeira (2013), e definidos como duas subunidades distintas por Lopes (2015), sendo uma

subunidade com predominância de sedimentação siliciclástica e outra de sedimentação carbonática. A espessura desta unidade, considerando as duas subunidades, chega a até 38,1 m, com os maiores valores na região da plataforma média e da plataforma externa (Figura 59).

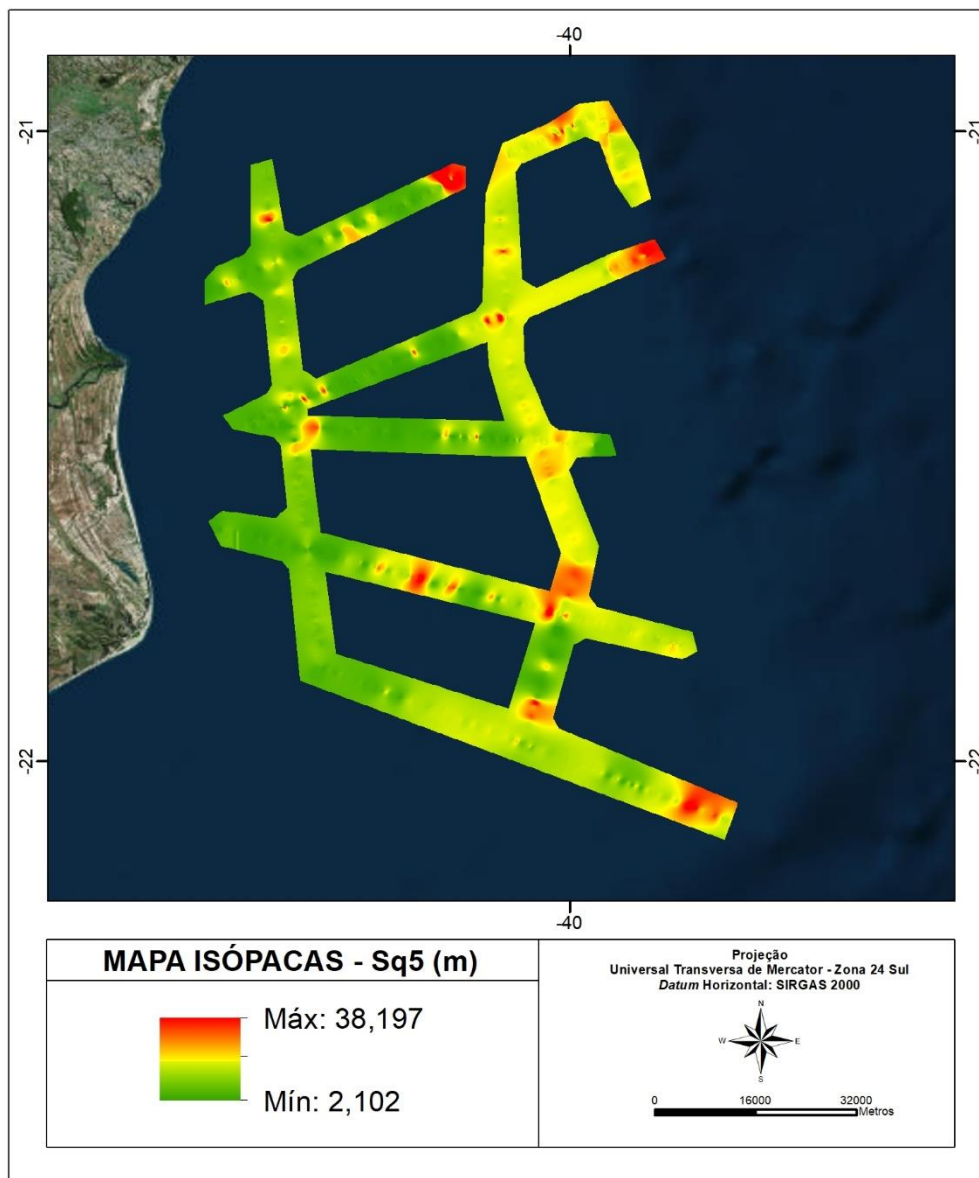


Figura 59: Mapa de isópacas com a variação de espessura da sequência Sq5, limitada na base pela superfície S5 e pelo topo pela S6.

A subunidade siliciclástica é caracterizada principalmente por clinofomas de geometria lenticular, com os refletores internos sendo geralmente transparentes e/ou descontínuos e em algumas regiões com clinofomas progradantes, na região da plataforma externa (Tabela 1). Esta subunidade preenche os paleocanais desenvolvidos na superfície S5,

ao qual foi possível identificar a maior rede de drenagem de todas as superfícies, com alguns canais esculpidos inclusive na região da quebra da plataforma, onde o gradiente de profundidade já está bastante acentuado. A subunidade siliciclástica possui no geral maiores espessuras na plataforma externa, porém há uma região na plataforma média, na porção mais ao sul da área de estudo, com grandes valores de espessura, chegando a até 38,2 m de sedimento depositado (Figura 60).

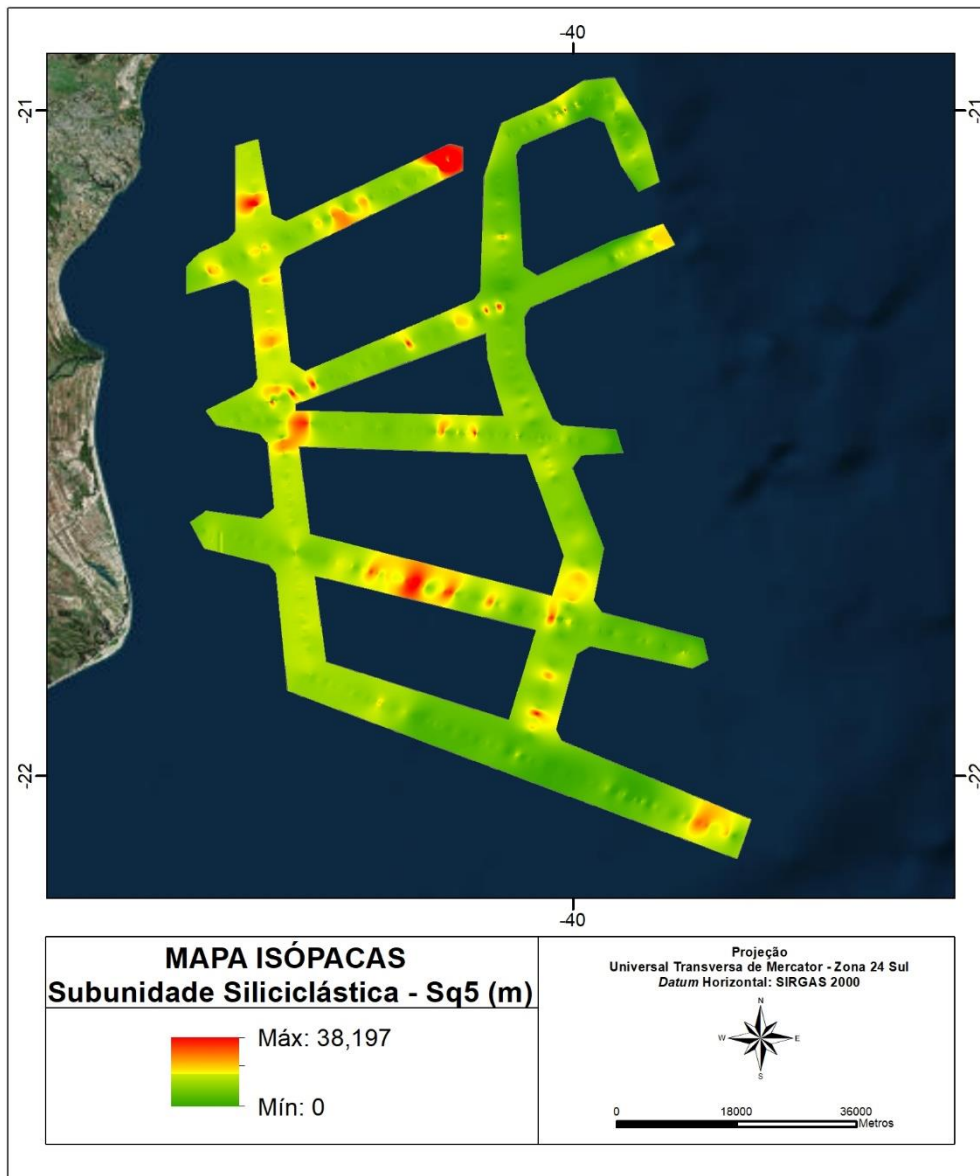


Figura 60: Mapa de isópacas com a variação de espessura da seqüência Sq5, limitada na base pela superfície S5 e pelo topo pela S6 e pela S5 Carbonática.

A subunidade carbonática se encontra distribuída pela plataforma média e externa, depositada sobre a subunidade siliciclástica. Esta subunidade foi identificada nos dados

com base no mapa de distribuição de sedimentos de Figueiredo *et al.* (2015) (Figura 31) e pela geometria externa em formato tabular com irregularidades ou em formato de bioconstruções, como pináculos. Os refletores internos geralmente se encontram transparentes ou com apenas uma reflexão descontínua. A partir da geometria externa da subunidade carbonática foi possível dividir a sequência em três fácies distintas, F5C1, F5C2 e F5C3, apresentadas na Tabela 2. Em algumas regiões foi possível identificar o limite da subunidade carbonática, através do padrão de mergulho para baixo do limite superior da subunidade siliciclástica associado com um aumento na irregularidade do fundo do mar (Figura 61).

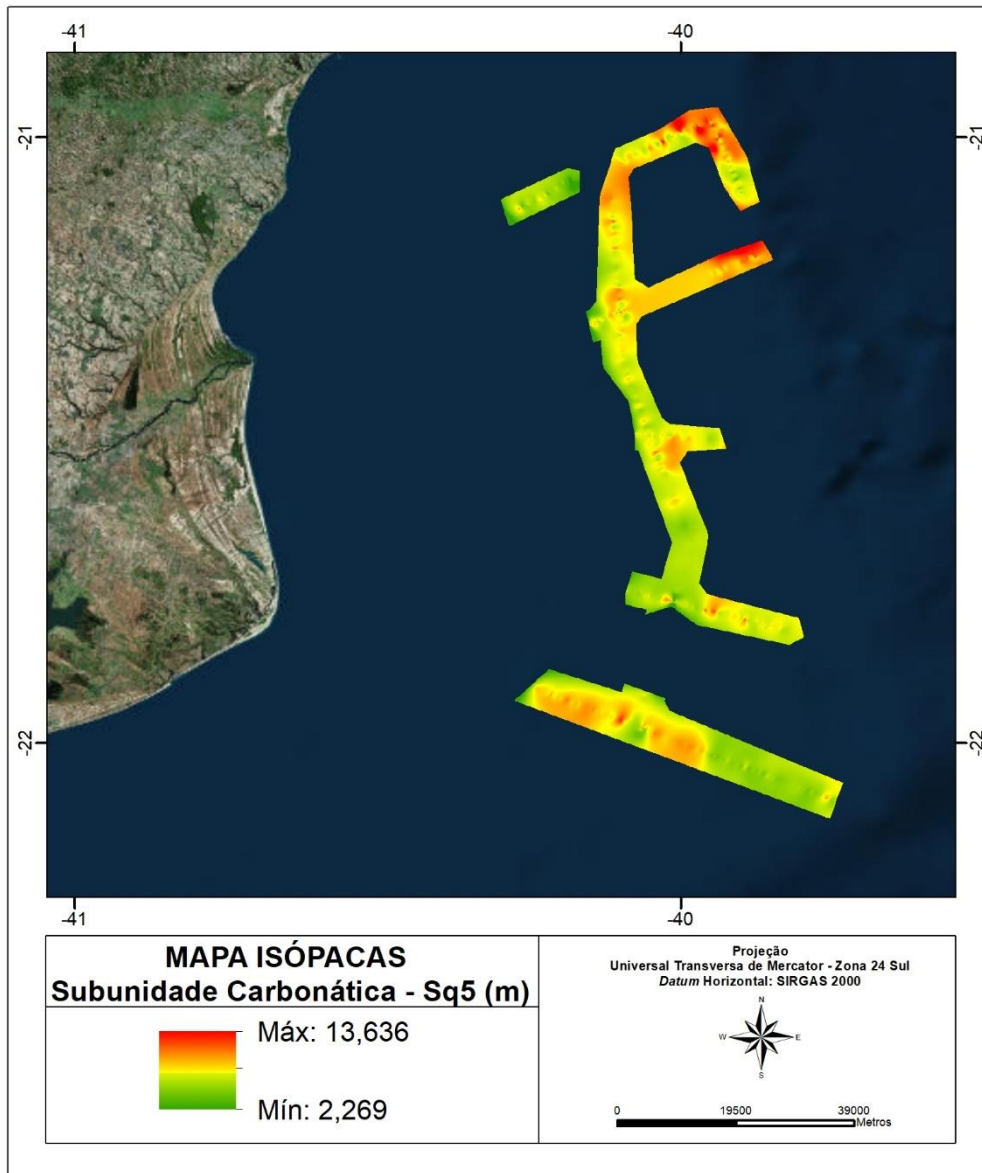
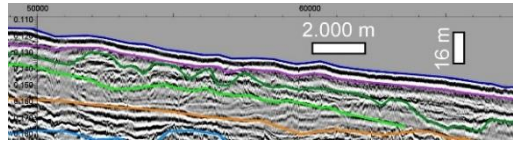
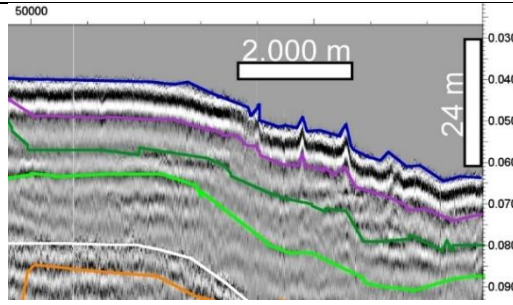
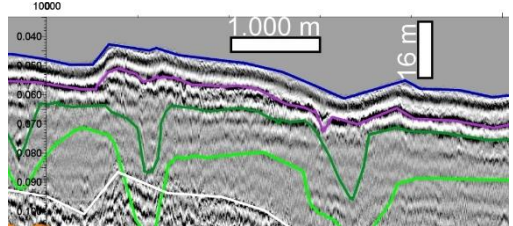


Figura 61: Mapa de isópacas (na extensão em que a unidade foi encontrada) com a variação de espessura da sequência Sq5, limitada na base pela superfície S5 Siliciclástica e pelo topo pela S6.

Tabela 2: Descrição e interpretação dos tipos de feições da subunidade carbonática.

Unidade Sq5 – Subunidade Carbonática		
Exemplo	Descrição	Interpretação
	<p>Geometria externa com pouca irregularidade.</p> <p>Uma única reflexão interna bastante forte.</p>	<p>Deposição de sedimentos carbonáticos de granulometria mais grossa, contexto de elevação do nível de base.</p>
	<p>Geometria externa em forma de bancos ou pináculos</p> <p>Uma única reflexão interna bastante forte.</p>	<p>Crescimento de bioconstruções carbonáticas, contexto de elevação do nível de base.</p>
	<p>Geometria externa entre irregular e tabular</p> <p>Mais refletores internos, porém, descontínuos ou pouco relevantes.</p>	<p>Depósitos carbonáticos de origens distintas, contexto de elevação do nível do mar.</p>

## 5.2. Paleodrenagem mapeada nas sequências sísmicas

A rede de paleodrenagem fluvial foi identificada com base nos padrões de incisão das superfícies regressivas em que os canais foram esculpido - S3, S4, S4' e S5 - e no padrão de preenchimento das sequências acima dessas superfícies - Sq3, Sq4A, Sq4B e Sq5, respectivamente.

Tais padrões de incisão e preenchimento puderam ser distribuídos em fácies sísmicas, para individualização dos paleocanais com padrões semelhantes de esculpimento da paleodrenagem fluvial. As sete fácies inferidas, chamadas FCP1, FCP2, FCP3, FCP4, FCP5, FCP6 e FCP7, estão detalhadas na Tabela 3. A partir da marcação dos paleocanais, também foram calculados e correlacionados parâmetros referentes a: ( $p$ ) profundidade do fundo atual acima do paleocanal, ( $p_{máx}$ ) profundidade máxima do talvegue (considerando a coluna d'água), ( $e$ ) espessura do paleocanal (profundidade

entre a margem e o fundo do canal) e (l) largura do paleocanal. O quadro com a descrição das fácies e o exemplo de paleocanais característicos se encontra na Tabela 3. No ANEXO I se encontram todos os paleocanais identificados, discriminados pela superfície em que foram esculpidos e com os parâmetros medidos.

#### **5.2.1. Paleocanais esculpidos na superfície S3, limite superior da unidade Sq2**

Na superfície S3 foram identificados 9 paleocanais, cujo posicionamento e traçado da possível rede de drenagem, com relação à drenagem atual, são encontrados na Figura 62. Os paleocanais esculpidos na superfície S3 possuem uma única fácies sísmica, FCP1, com refletores plano-paralelos ou sub-paralelos, com pouca ou nenhuma feição de corte e preenchimento. Os paleocanais desta superfície são sobrepostos por estruturas de paleocanais em superfícies mais recentes, indicando manutenção da rede de drenagem mesmo após o afogamento do canal.

A largura dos paleocanais variou entre 1.400 m e 14.000 m (deve corresponder provavelmente a um corte longitudinal ao canal) e a espessura entre 12 e 45 m de profundidade, tendo um maior adensamento dos dados em até 6.000 m de largura e a espessura em até 32 m, com um ou dois paleocanais ultrapassando este limite. Pela Figura 63 é possível notar que a tendência para a paleodrenagem esculpida na superfície S3 é o aumento na espessura dos paleocanais com o aumento da largura. Em relação à profundidade do talvegue, pode-se observar que os paleocanais tendem a aumentar de espessura e largura em direção à quebra da plataforma. Desta forma, como a profundidade do talvegue tende a se ajustar ao nível de base promovido pela regressão marinha, pode-se inferir que os paleocanais possuem tendência a se tornarem maiores (em comprimento e largura) conforme se afastam da costa.



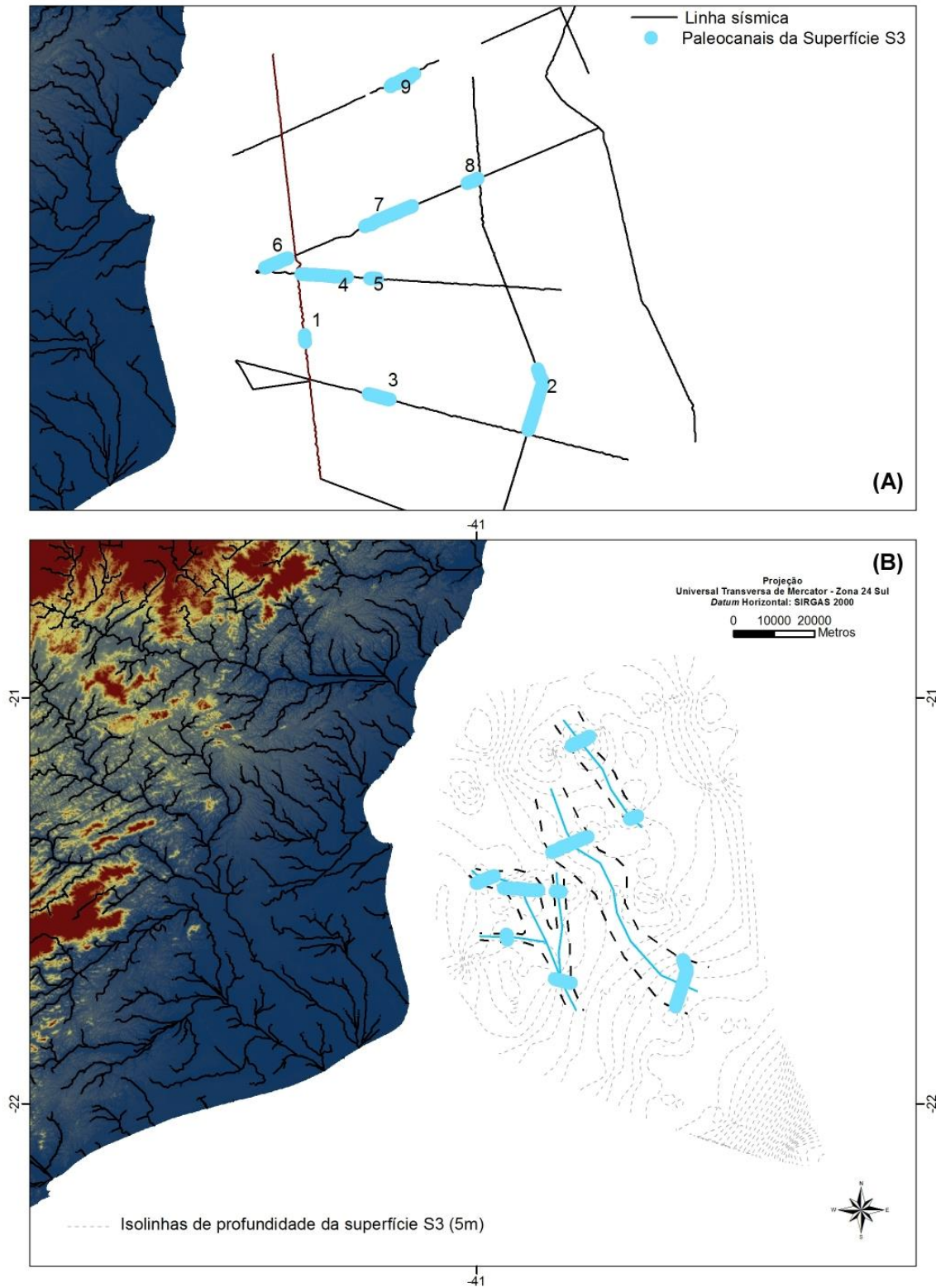


Figura 62: Localização dos paleocanais nas linhas sísmicas e interpretação da posição dos paleocanais junto a sobreposição da morfologia de fundo da superfície erosiva (superfície S3) ao qual ele se desenvolveu.

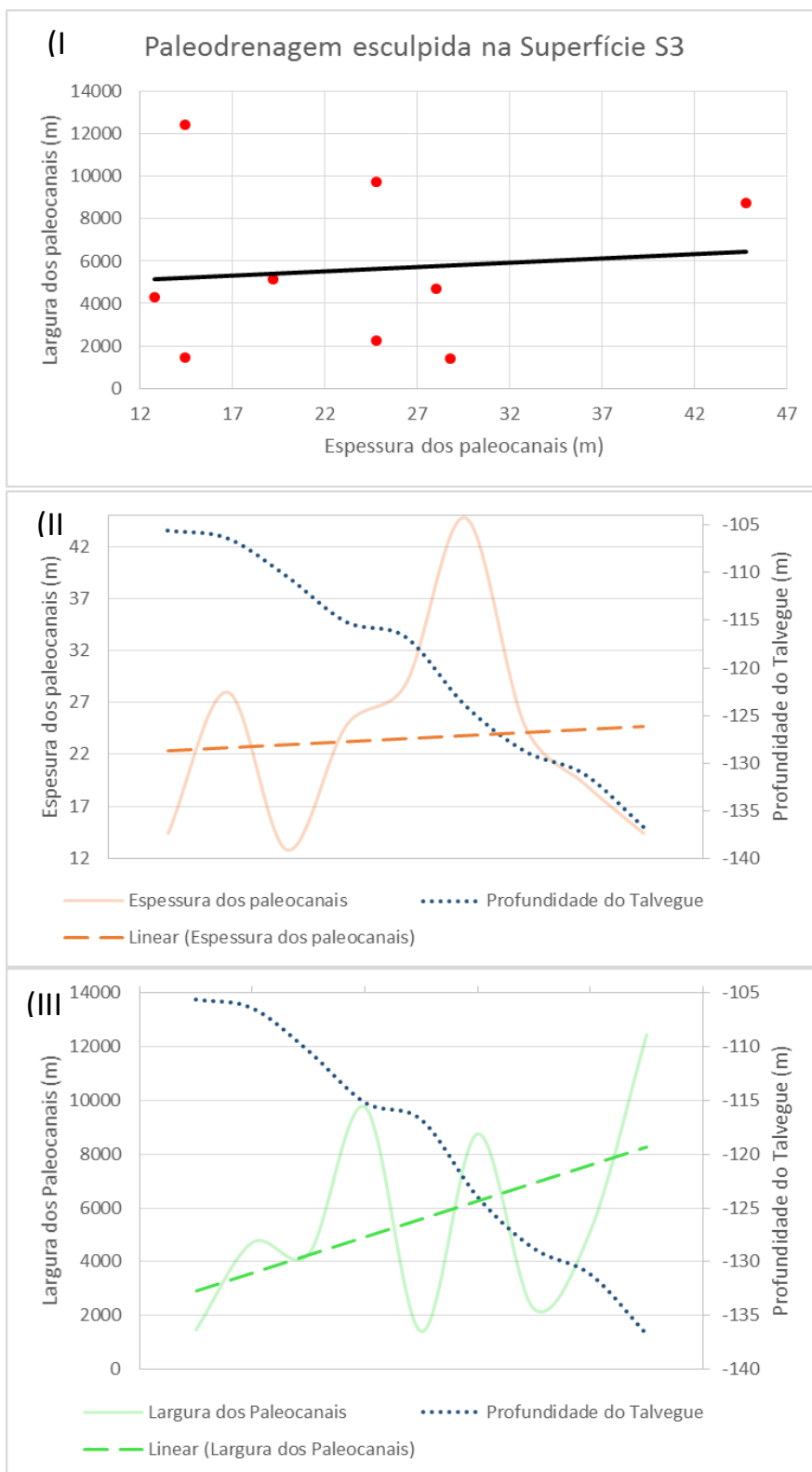


Figura 63: Relação dos parâmetros dos paleocanais identificados na Superfície S3. (I) Relação entre largura e espessura dos paleocanais; (II) Relação entre espessura dos paleocanais e profundidade máxima do talvegue; (III) Relação entre largura dos paleocanais e profundidade máxima do talvegue. Os dados foram ordenados de acordo com a profundidade do talvegue, e desta forma, a distribuição dos paleocanais no gráfico segue o distanciamento da costa.

### **5.2.2. Paleocanais esculpidos na superfície S4, limite superior da unidade Sq3**

Na superfície S4 foram identificados 32 paleocanais, cujo posicionamento e traçado da possível rede de drenagem, com relação à drenagem atual, são encontrados na Figura 64. Destes paleocanais foi possível distinguir duas fácies sísmicas principais, sendo a primeira, FCP2, composta por refletores plano-paralelos descontínuos e/ou caóticos com alta refletividade onlapando feições de esculpimento e com feições de corte e preenchimento. A segunda fácies, FCP3, é composta por refletores plano-paralelos a sub-paralelos, onde a feição de corte e preenchimento é bastante difusa, sendo bastante difícil destacá-la no dado, mas com preenchimento em onlap das feições erosivas dos paleocanais.

A espessura dos paleocanais esculpidos na superfície S4 variou entre 10 e 45 m e a largura variou entre 750 e 6.000 m, com apenas um paleocanal ultrapassando este limite, com cerca de 8.000 m (Figura 65). A relação entre a largura e a espessura, assim com a superfície anterior é proporcional, com o aumento da largura sendo seguido por um aumento na espessura. Na relação destes parâmetros com a profundidade do talvegue pode-se observar novamente que a espessura e a largura dos paleocanais aumenta na plataforma externa, com uma concentração evidente de paleocanais maiores próximos a quebra da plataforma, onde os gradientes são mais acentuados.

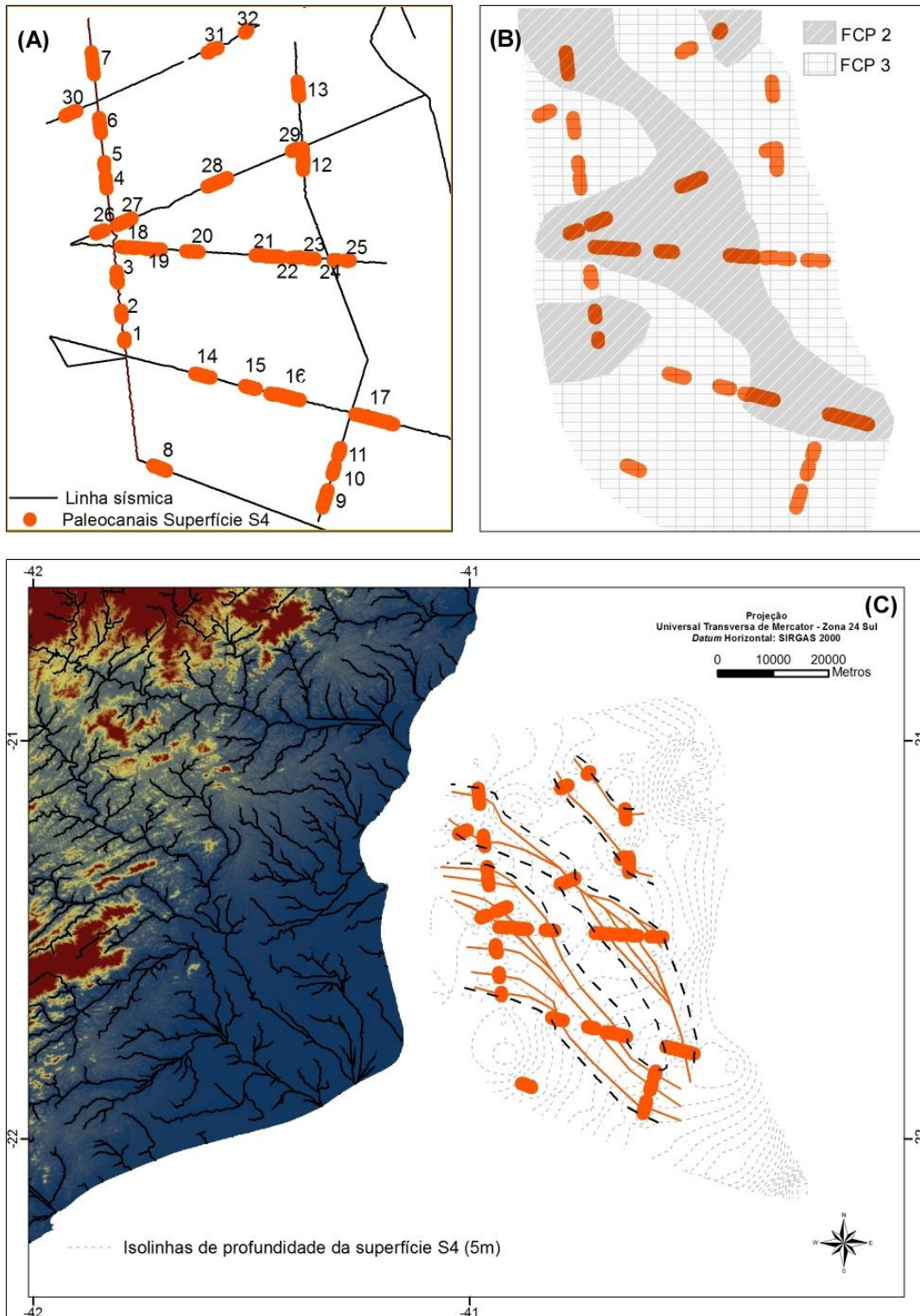
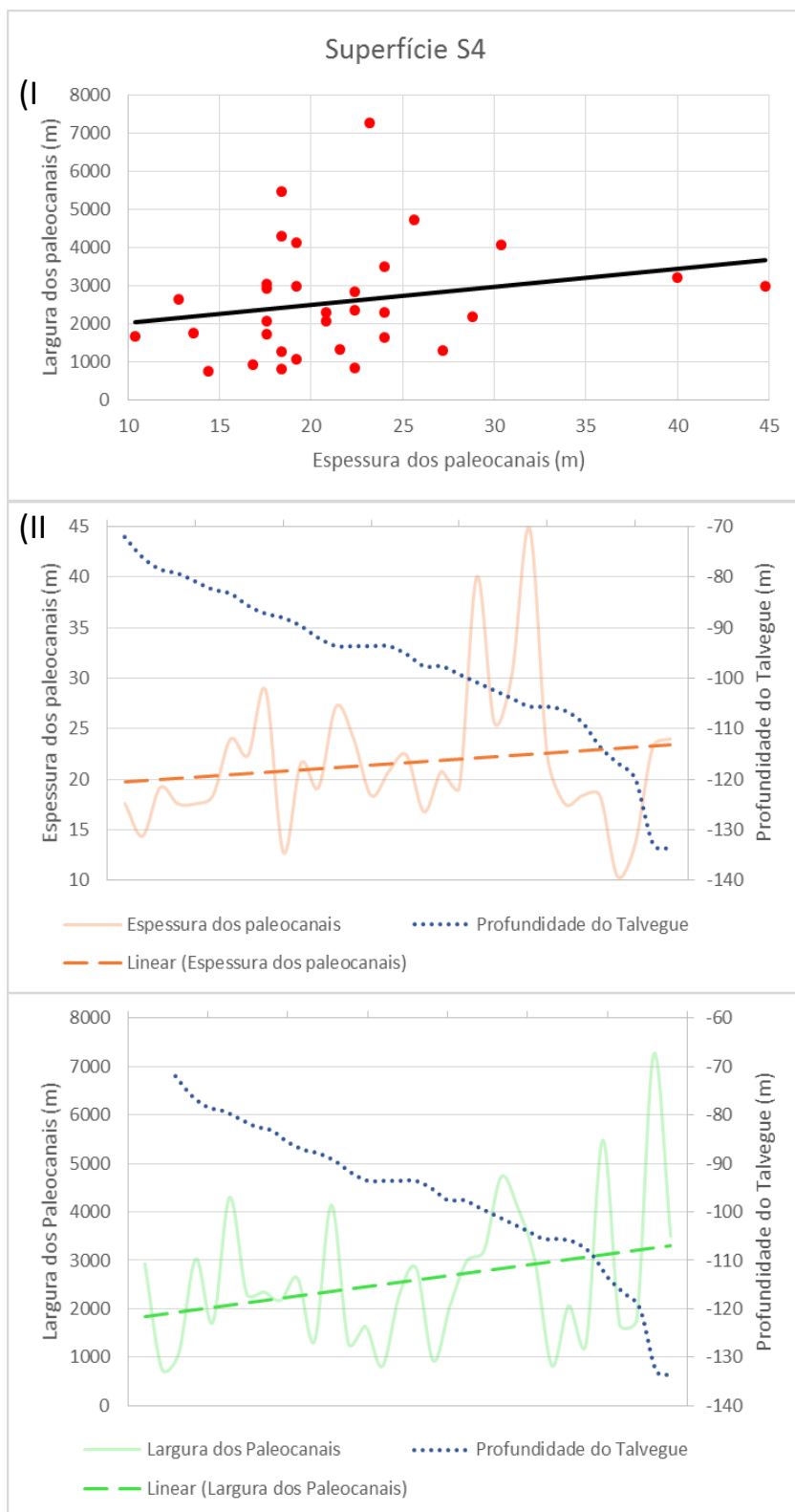


Figura 64: Localização dos paleocanais nas linhas sísmicas e interpretação da posição dos paleocanais junto a sobreposição da morfologia de fundo da superfície erosiva (superfície S4) ao qual ele se desenvolveu.



*Figura 65: Relação dos parâmetros dos paleocanais identificados na Superfície S4. (I) Relação entre largura e espessura dos paleocanais; (II) Relação entre espessura dos paleocanais e profundidade máxima do talvegue; (III) Relação entre largura dos paleocanais e profundidade máxima do talvegue. Os dados foram ordenados de acordo com a profundidade do talvegue, e desta forma, a distribuição dos paleocanais no gráfico segue o distanciamento da costa.*

### **5.2.3. Paleocanais esculpidos na superfície S4', limite superior da Unidade Sq4A**

Na superfície S4' foram identificados 44 paleocanais, cujo posicionamento e traçado da possível rede de drenagem, com relação à drenagem atual, são encontrados na Figura 66. Os paleocanais encontrados puderam ser divididos em três fácies principais, a primeira FCP4, possui feições de corte e preenchimento e padrão de onlap dos refletores internos. A segunda fácies, FCP5, é composta de refletores plano-paralelo e sub-paralelos, com quase nenhuma feição de corte e preenchimento, e padrão de onlap das feições erosivas dos paleocanais. A terceira fácies, FCP6, possui feições de corte e preenchimento bastante evidentes e refletores internos praticamente transparentes.

A espessura dos paleocanais esculpidos na superfície S4' variou de 8 a 44 m de profundidade e a largura entre 572 e 5.000 m, sendo que os dados apresentaram uma boa distribuição, com poucos resultados isolados. A espessura dos paleocanais apresentou pouca variação ao longo da plataforma, e como pode ser visto na Figura 67, apresentou maiores valores na região da plataforma média e externa (antes da quebra da plataforma) onde os gradientes de profundidade são mais suaves. Já a largura seguiu a mesma tendência dos paleocanais encontrados nas superfícies mais antigas, com aumento linear acentuado da largura dos paleocanais com o aumento da profundidade do talvegue.

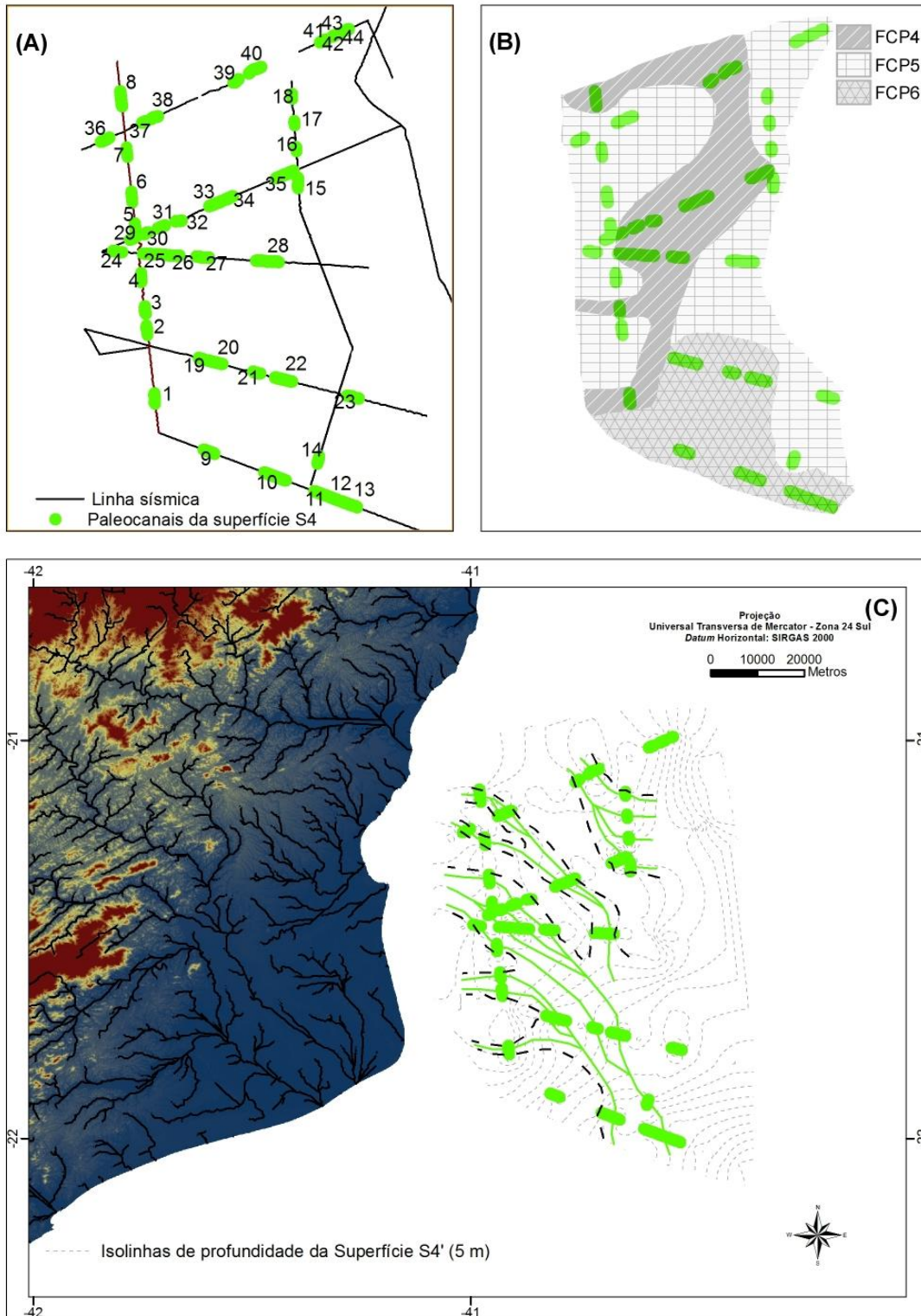
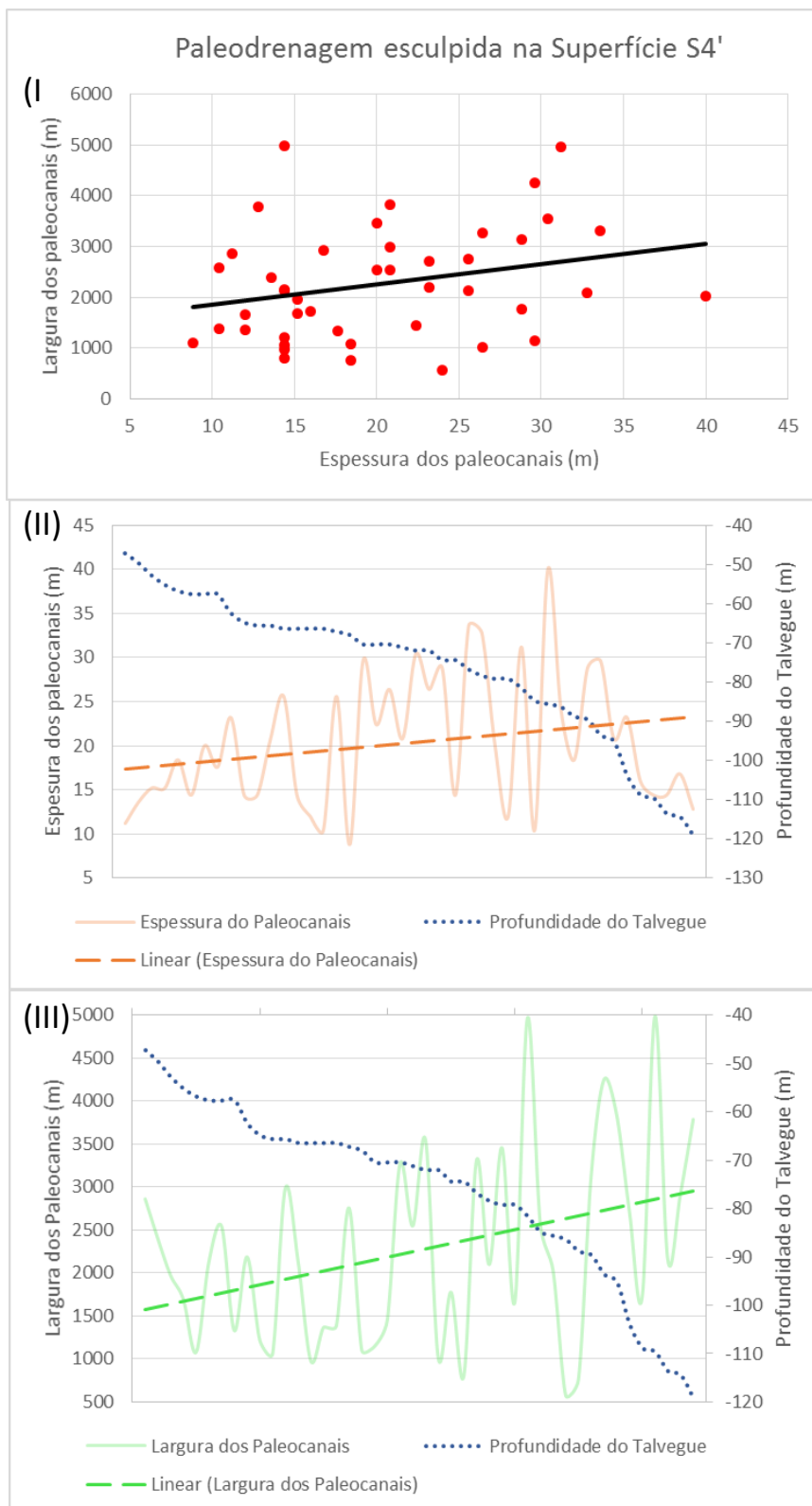


Figura 66: Localização dos paleocanais nas linhas sísmicas e interpretação da posição dos paleocanais junto a sobreposição da morfologia de fundo da superfície erosiva (superfície S4') ao qual ele se desenvolveu.



*Figura 67: Relação dos parâmetros dos paleocanais identificados na Superfície S4'. (I) Relação entre largura e espessura dos paleocanais; (II) Relação entre espessura dos paleocanais e profundidade máxima do talvegue; (III) Relação entre largura dos paleocanais e profundidade máxima do talvegue. Os dados foram ordenados de acordo com a profundidade do talvegue, e desta forma, a distribuição dos paleocanais no gráfico segue o distanciamento da costa.*



#### **5.2.4. Paleocanais esculpidos na superfície S5, limite superior da Unidade Sq4B**

Na superfície S5 foram identificados 44 paleocanais, assim como na superfície S4'. O posicionamento e traçado da possível rede de drenagem, com relação à drenagem atual, são encontrados na Figura 68. Os paleocanais encontrados nesta superfície foram distribuídos em duas fácies distintas, a primeira fácies, FCP7, possui feições evidentes de corte e preenchimento, com refletores de preenchimento plano-paralelos descontínuos ou transparentes, e com relativa continuidade dos paleocanais em relação as superfícies mais antigas. A segunda fácies, FCP8, é composta por refletores plano-paralelos e ou sub-paralelos, com pouca ou nenhuma feição de corte e preenchimento.

Assim como os paleocanais esculpidos em todas as superfícies mais antigas, a espessura e a largura dos paleocanais aumentou proporcionalmente com o aumento da profundidade do talvegue. Porém, nesta superfície esta variação é menor do que nas superfícies mais antigas, com a tendência de aumento da espessura e da largura, sendo bastante suavizada. O aumento brusco desses parâmetros ocorreu somente em regiões bem próximas da quebra da plataforma (Figura 69).

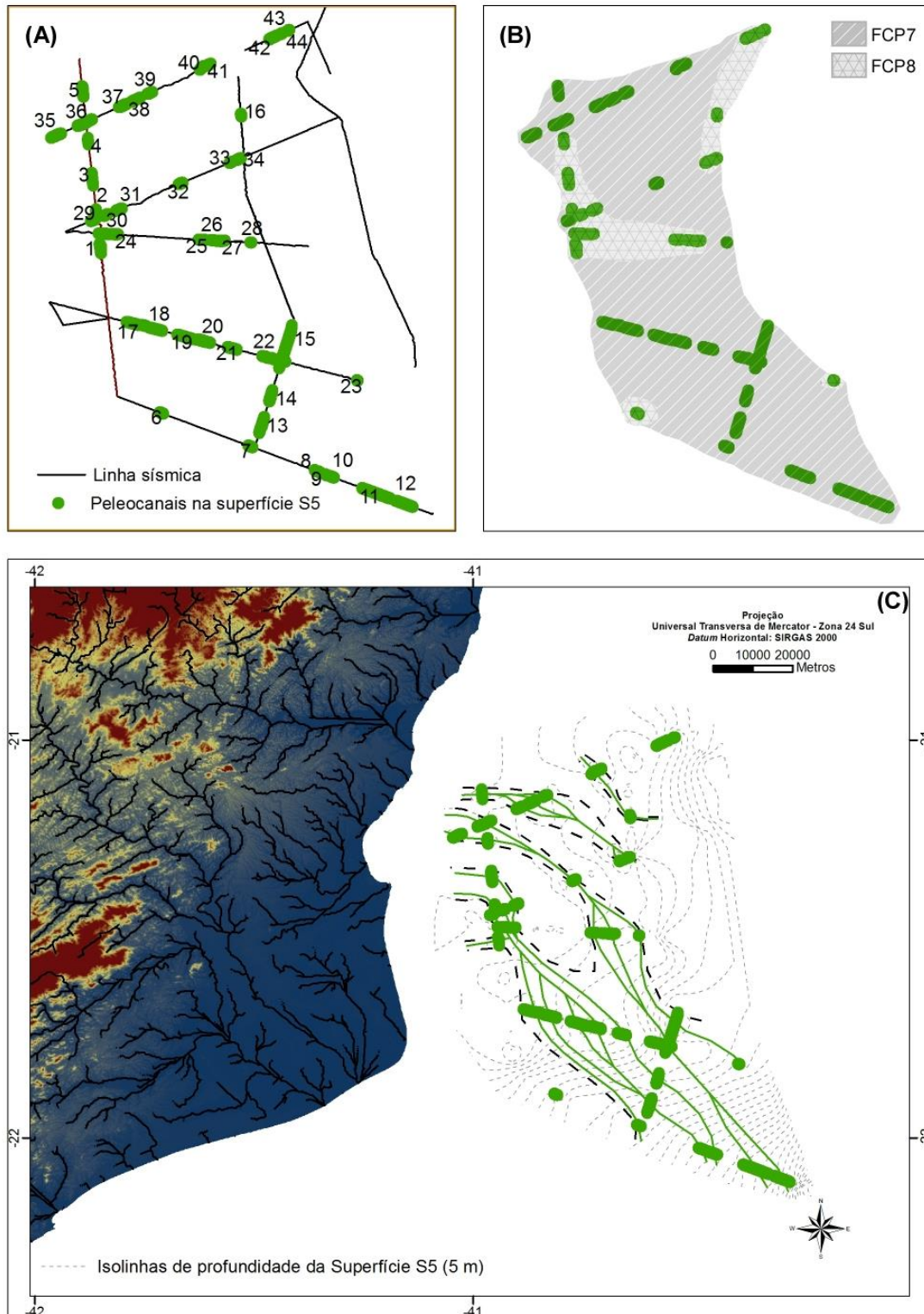
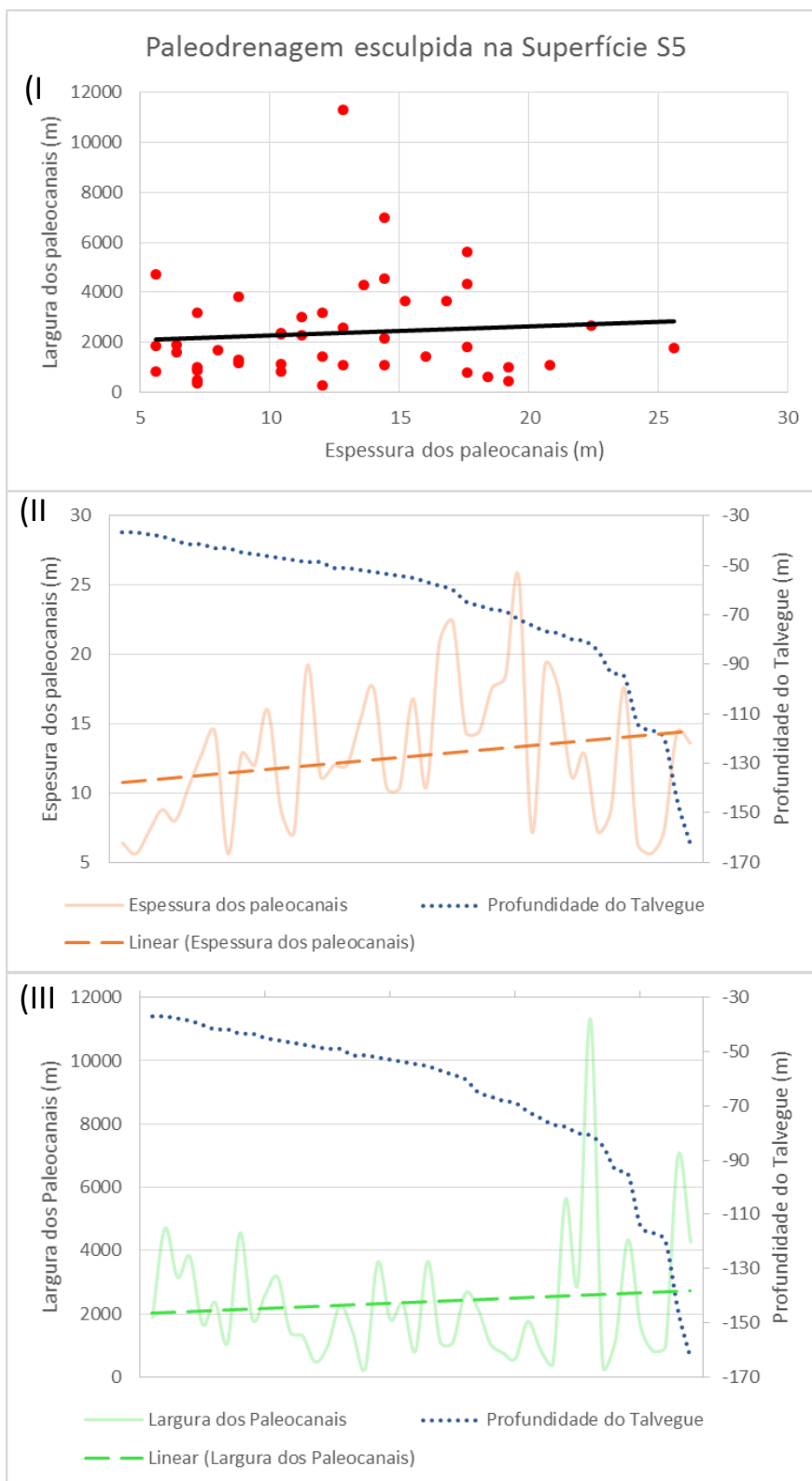


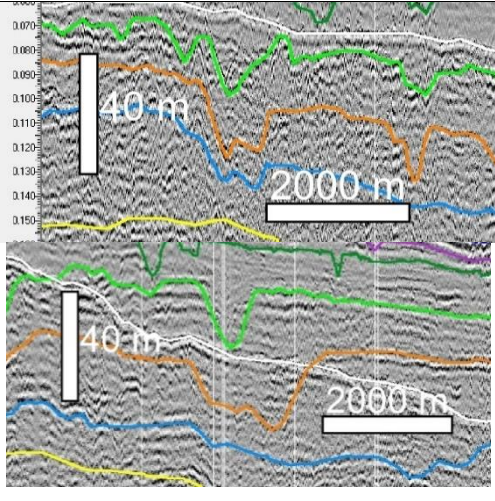
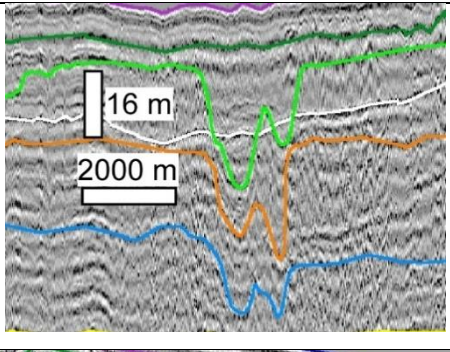
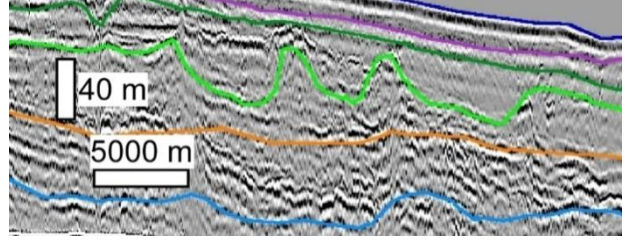
Figura 68: Localização dos paleocanais nas linhas sísmicas e interpretação da posição dos paleocanais junto a sobreposição da morfologia de fundo da superfície erosiva (superfície S5) ao qual ele se desenvolveu.

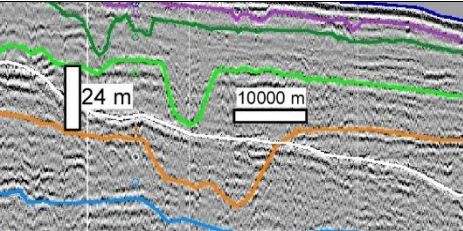
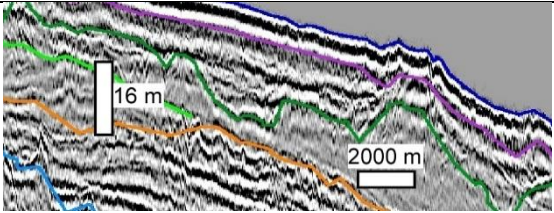
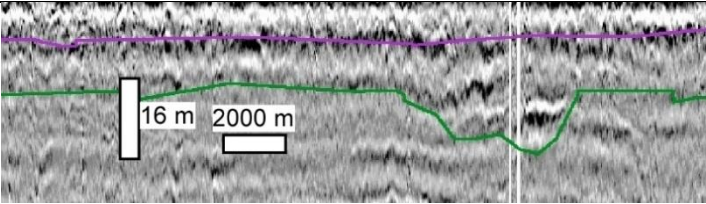


*Figura 69: Relação dos parâmetros dos paleocanais identificados na Superfície S5. (I) Relação entre largura e espessura dos paleocanais; (II) Relação entre espessura dos paleocanais e profundidade máxima do talvegue; (III) Relação entre largura dos paleocanais e profundidade máxima do talvegue. Os dados foram ordenados de acordo com a profundidade do talvegue, e desta forma, a distribuição dos paleocanais no gráfico segue o distanciamento da costa.*

Tabela 3: Exemplos das fácies de preenchimento de paleocanais e sua interpretação estratigráfica.

Fácies de preenchimento de paleocanais			
Superfícies	Exemplo	Fácies de Preenchimento	Interpretação
S3		<b>FCP1:</b> Refletores plano-paralelos ou sub-paralelos, com pouca ou nenhuma feição de corte e preenchimento.	<b>FCP1:</b> Rápido preenchimento fluvial, com diminuição da energia hidráulica, contexto de nível de base em queda.
S4		<b>FCP2:</b> Refletores plano-paralelos descontínuos e/ou caóticos com alta refletividade onlapando feições de esculpimento e com feições de corte e preenchimento bem evidentes.	<b>FCP2:</b> Preenchimento fluvial dos canais com mais alta energia hidráulica. Contexto de nível de base estável.

		<p><b>FCP3:</b> Refletores plano-paralelos a sub-paralelos, feições de corte e preenchimento bastante difusas, preenchimento em onlap das feições erosivas dos paleocanais.</p>	<p><b>FCP3:</b> Diminuição do nível de base acelerada, com migração dos canais existentes.</p>
S4'		<p><b>FCP4:</b> Acima da FCP2, feições de corte e preenchimento e padrão de onlap dos refletores internos.</p>	<p><b>FCP4:</b> Mesmo contexto de nível de base estável, com pouca variação lateral do paleocanal anterior.</p>
		<p><b>FCP5:</b> Refletores plano-paralelos e sub-paralelos, com poucas feições de corte e preenchimento.</p>	<p><b>FCP5:</b> Preenchimento em nível de mar alto, evidenciado pela baixa razão areia-argila e assim, diminuição da energia hidráulica.</p>

		<p><b>FCP6:</b> Feição de corte e preenchimento evidentes e refletores internos praticamente transparentes.</p>	<p><b>FCP6:</b> Nível do mar em queda acentuada, permitindo a preservação dos canais de corte e preenchimento</p>
S5		<p><b>FCP7:</b> Acima da FCP4, feições de corte e preenchimento evidentes, refletores internos descontínuos e/ou transparentes.</p>	<p><b>FCP7:</b> Preenchimento estuarino, com afogamento da desembocadura e distribuição lateral variável</p>
		<p><b>FCP8:</b> Pouca e/ou nenhuma feição de corte e preenchimento, refletores plano-paralelos e/ou sub-paralelos.</p>	<p><b>FCP8:</b> Deposição sedimentar marinha</p>

## 6. DISCUSSÃO

As seqüências reconhecidas nos dados sísmicos, como já mencionado anteriormente, foram depositadas nos últimos ~ 500 ka. As seqüências são basicamente regressivas, limitadas em sua base e topo por superfícies discordantes erosivas (S1 e S5) indicativas de exposição subaérea e relacionadas às grandes descidas eustáticas do nível do mar, na quarta ordem de ciclicidade (MARANGONI, 2012). As seqüências são compostas em grande parte por progradações sedimentares formadas durante as descidas do nível do mar, com a possibilidade de conter sistemas sedimentares de nível de mar alto com baixa espessura, mostrando depósitos transgressivos com extensões laterais limitadas. Desta forma, os depósitos regressivos associados à descida do nível de base são em geral os sistemas dominantes em toda a plataforma continental (TEIXEIRA, 2013).

Para a discussão da ciclicidade deposicional utilizou-se as curvas isotópicas de variação eustática global compiladas por Rabineau *et al.* (2006), associando a formação das seqüências deposicionais e a limitação de sua construção pelas superfícies erosivas, aos estágios isotópicos de variação do nível do mar (do inglês Marine Isotopic Stage – MIS) na escala dos últimos ~ 500 ka A.P (Figura 70). Desta relação, inferiu-se que a seqüência Sq1 teria se formado entre o MIS 12 e o MIS 10; a seqüência Sq2 entre o MIS 10 e MIS 8; a seqüência Sq3 entre o MIS 8 e o MIS 6; a seqüência Sq4 entre o MIS 6 e o MIS 2 e a seqüência Sq5 entre o MIS 2 até atualmente (Figura 71).

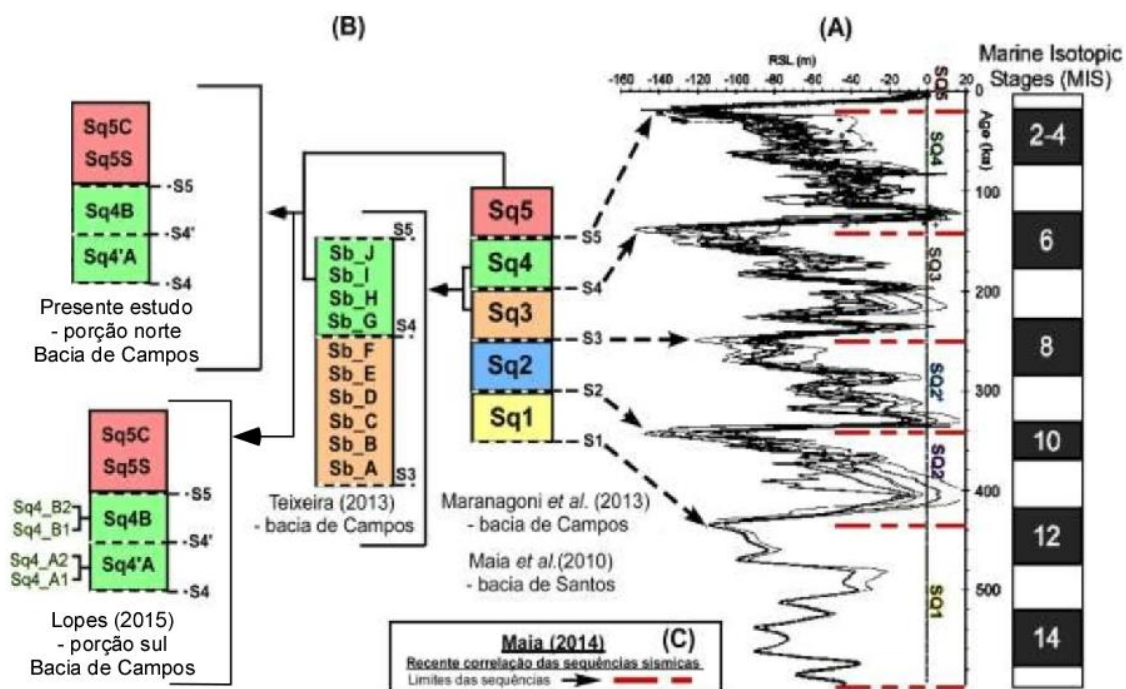


Figura 70: Correlações das seqüências sísmicas identificadas com a curva isotópica de variação eustática global compilada por Rabineau *et al.* (2006). (A) estágios isotópicos de curvas globais

de variação do nível do mar. (B) Colunas estratigráficas das seqüências sísmicas encontrada na Bacia de Santos por Maia et al. (2010) e na Bacia de Campos por Marangoni et al. (2013), Teixeira (2013), Lopes (2015) e no presente trabalho. (C) Nova correlação das seqüências sísmicas proposta por Maia et al. (2010). Modificado de Lopes (2015).

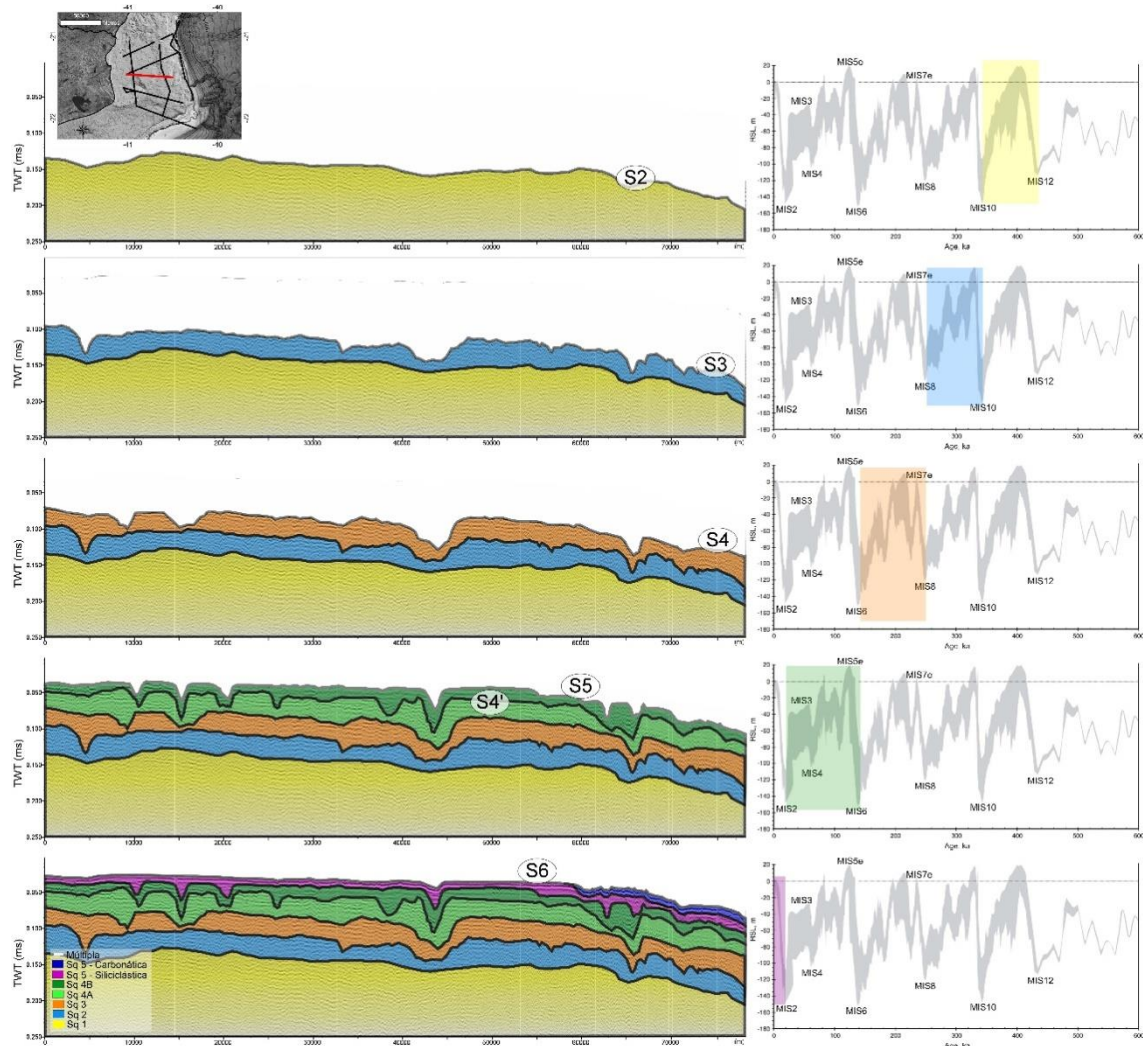


Figura 71: Correlação entre os estágios isotópicos da curva de variação do nível do mar e a deposição das seqüências estratigráficas reconhecidas na porção norte da Bacia de Campos.

## 6.1. Ciclicidade deposicional

A seqüência Sq2, a mais profunda identificada nos dados da porção norte da Bacia de Campos, apresentou extensão ao longo de toda a plataforma continental. A profundidade da seqüência Sq2 se encontrou geralmente abaixo da profundidade de interesse deste trabalho (~ 100 ms), sendo a profundidade mínima para a superfície S2 em torno de 122 ms (~ 97 m), e para a superfície S3 em torno de 90 ms (~ 72 m). Desta forma, a seqüência Sq2 não foi devidamente ressaltada no processamento, apresentando assim, uma dificuldade inerente em atribuir a espessura desta unidade.



Na porção sul da Bacia de Campos esta sequência, segundo Marangoni (2012), assim como a sequência mais profunda Sq1, possui menor alcance continente adentro, atingindo sempre a plataforma média e em alguns casos a plataforma interna. Tal alcance menor é explicado por Maia *et al.* (2010) pela duração relativamente mais curta dos ciclos que construíram estas duas sequências (~90 ka) em comparação com os ciclos sucessivos. A amplitude da descida eustática global nas superfícies que limitam estas sequências também pode ser uma das explicações do seu curto alcance. Na superfície S2, que encerra o processo de construção da Sq1, a descida foi de ~ 145 m abaixo do nível do mar atual, e na superfície S3, limite de construção da Sq2, a descida foi de ~ 110 m abaixo do nível do mar atual. Marangoni (2012) ressalta na análise destas duas sequências que a sequência Sq1 possui menor grau de preservação que a Sq2, já que superfície limitante da primeira possui maior queda eustática.

Logo acima da sequência Sq2, depositou-se a sequência Sq3 com a maior espessura de todas as unidades definidas. De acordo com Teixeira (2013), ao longo da plataforma continental da Bacia de Campos a sequência Sq3 de fato apresenta maior espessura em relação à sequência Sq4, com exceção da parte interna da porção sul e das zonas média e externa da porção central, ao qual o autor atribui um conjunto de depressões e canais responsáveis por maior erosão da sequência Sq3. Isto ocorre, segundo Maia *et al.* (2010), pelo ciclo deposicional responsável pela construção desta sequência ter tido a maior duração entre as unidades, de ~ 115 ka. O estudo de Maia *et al.* (2010) foi realizado na Bacia de Santos, sendo inferido para esta região que a construção da sequência Sq3 encerrou-se com a maior queda do nível do mar (~145 m), denotando maior exposição subaérea da plataforma continental e assim, menor preservação da sequência Sq3 em relação a Sq2.

Marangoni (2012) verificou que para os dados da porção sul da Bacia de Campos, este fato não é verificado. Isto é, para a plataforma continental da Bacia de Campos a sequência Sq3 apresenta uma das maiores espessuras, não sendo possível inferir menor preservação da sequência Sq3 em relação as outras. A autora assim, infere que a taxa de criação de espaço de acomodação durante a deposição da Sq3 tenha sido maior na área de estudo.

Marangoni (2012) e Teixeira (2013) corroboram a maior criação de espaço de acomodação pela variação na trajetória de *offlap break* nas sequências deposicionais da Bacia de Campos, que diferem da Bacia de Santos. Ao longo de toda a plataforma continental sul da Bacia de Campos temos condições diferenciadas na criação de espaço de acomodação sedimentar durante o Pleistoceno Superior-Holoceno. As

trajetórias dos *offlap breaks* nessa região são assim, classificadas como ascendentes de alto ângulo, indicativas de criação de espaço de acomodação sedimentar durante a progradação da fácies sísmicas (Figura 72).

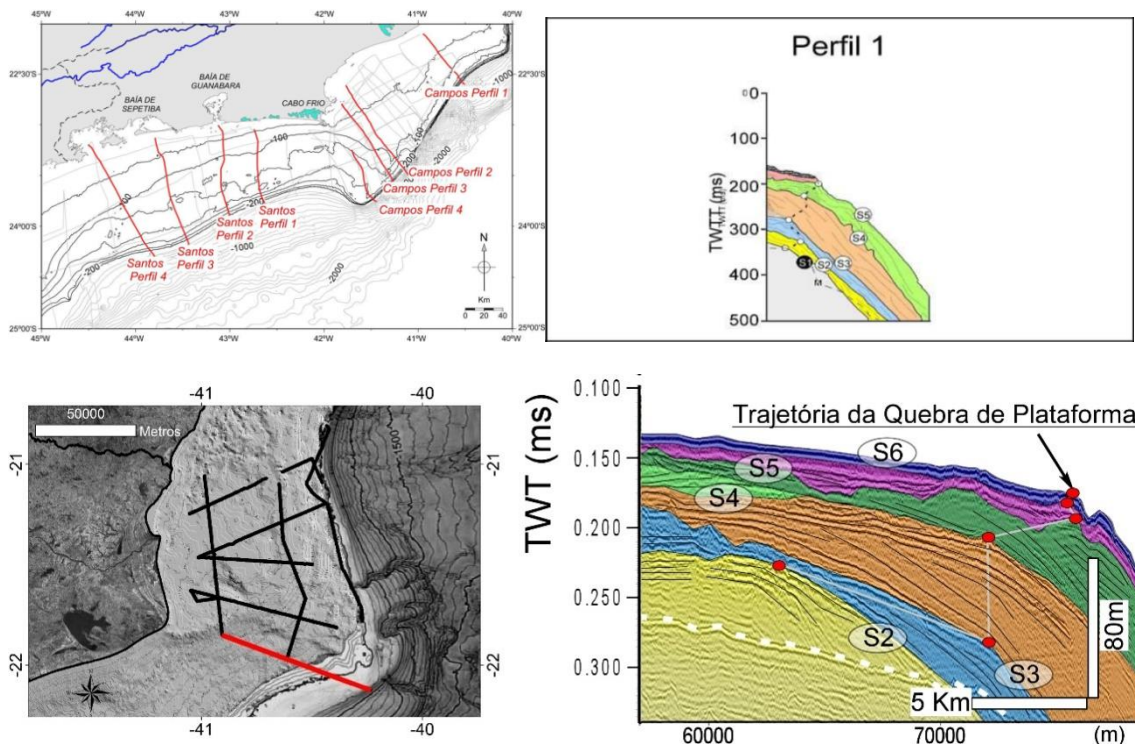


Figura 72: Acima, trajetória de quebra da plataforma encontrada por MARANGONI (2012) para a porção sul da Bacia de Campos. Abaixo, trajetória de quebra da plataforma encontrada na linha sísmica à frente do Cabo de São Tomé.

Em relação aos dados utilizados nessa pesquisa, apenas uma linha sísmica *dip* pode ser analisada em função da trajetória de *offlap break* da plataforma (Figura 47). Esta linha sísmica se encontra na região à frente do Cabo de São Tomé e apresenta ao longo das sequências Sq3 e Sq4B uma forte característica de progradação da linha de costa. Ou seja, na região ao norte do Cabo de São Tomé, estas duas sequências foram depositadas em um regime de maior deposição sedimentar em relação à geração de espaço de acomodação. Apesar disto, no geral a trajetória das sequências é a mesma ascendente de alto ângulo encontrado nos trabalhos anteriores.

Esta trajetória agradacional dos *offlap breaks* indica que o processo de criação de espaço de acomodação sedimentar ficou em equilíbrio com a sedimentação, permitindo desta forma que as sequências se mantivessem preservadas. Devido a isto a sequência Sq3 se apresenta preservada na Bacia de Campos, apesar do seu processo de construção sedimentar ter sido limitado por uma queda acentuada do nível do mar, como descrito por (MAIA *et al.*, 2010).

De acordo com Teixeira (2013) a geração de espaço de acomodação nesta região da Bacia de Campos pode ser devido à subsidência de natureza flexural ou por compactação, porém tal geração de espaço de acomodação não pode ser determinada em definitivo. Devido à formação da drenagem nas superfícies limitantes da Sq3 e Sq4A-B – superfície S4, S4' e S5, respectivamente– é possível inferir que para a porção norte da Bacia de Campos houve influência fluvial na deposição sedimentar das sequências, provavelmente associada ao antigo curso do rio Paraíba do Sul.

Outra peculiaridade da sequência Sq3, ressaltada por Marangoni (2012), é a existência nos perfis *dip* de feições prismáticas regressivas conservadas na base da unidade. Tais feições também são encontradas na sequência Sq3 (Figura 47, Figura 52, Figura 53) na porção norte da Bacia de Campos e são caracterizadas pela semelhança com depósitos irregulares e por nem sempre manterem um prisma regressivo perfeito. O topo destas feições corresponde provavelmente ao estágio isotópico MIS 7d, que marca a primeira descida do nível do mar, tendo a sequência se desenvolvido na transgressão entre os estágios isotópicos 8 e 7e, na sequência Sq3.

A sequência Sq4 também se apresentou bem preservada e recobrimdo toda a plataforma continental da área de estudo, com espessura um pouco menor que a encontrada na sequência Sq3. O ciclo construcional desta sequência se iniciou na posição de máximo transgressivo, cerca de 20 m acima do nível do mar atual, tendo atingido seu limite na máxima regressão em ~ 140 m abaixo do nível atual e duração de ~ 100 – 120 ka. Marangoni (2012) aponta para o fato desta menor espessura da Sq4 em relação a Sq3 ser devido à quantidade de oscilações menores (~ 20 – 40 ka), e assim maior frequência de ciclos erosivos, dentro do grande ciclo de ~ 120 ka.

De fato, Lopes (2015) reconheceu na arquitetura sísmica intra-sequência da Sq4 quatro fácies indicativas de 2 subunidades com diferentes características deposicionais associadas a diferentes tratos de nível do mar. A sequência Sq4A logo acima da superfície S4 apresenta em seu interior duas subunidades, sendo (1) a mais profunda caracterizada por fácies de preenchimento de canal e por deposição transgressiva, desenvolvida provavelmente entre o MIS 6 e o MIS 5e, seguida por (2) uma sequência com fácies composta de clinofórmias progradantes, cujo ciclo de construção corresponde ao período entre o MIS 5d e o MIS 4 em que ocorreu na plataforma vários ciclos de oscilações eustáticas de mais curta duração, de quinta ordem (~ 20 – 40 ka). A sequência Sq4B apresenta as mesmas características da sequência inferior Sq4A, com (3) um ciclo construtivo iniciado a partir do estágio MIS 4 com unidades transgressivas com reflexão interna transparente ou configurada por fácies subparalelas

onlapantes; e logo depois (4) deposição de fácies prismáticas configuradas por clinofomas que gradam de baixo ângulo para alto ângulo, entre os MIS 3 e MIS 2 (Figura 47, Tabela 1).

A definição neste nível de detalhe no trabalho de Lopes (2015) foi possível devido a integração de dados sísmicos provenientes de fontes acústicas operantes em diferentes frequências. Nas linhas sísmicas utilizadas neste trabalho foi possível delimitar a base e topo das sequências Sq4A e Sq4B, mas o reconhecimento das fácies transgressivas e regressivas apresentou bastante dificuldade. Desta forma, o principal critério para divisão das sequências acabou sendo apenas a superfície limitante.

Na porção norte da Bacia de Campos, a sequência Sq4A apresentou ampla distribuição, com exceção de algumas áreas da plataforma externa em frente ao Cabo de São Tomé, enquanto a sequência Sq4B apresentou distribuição em toda a plataforma. As duas subunidades da sequência Sq4 apresentaram espessuras semelhantes, sendo a sequência Sq4B com uma espessura no geral um pouco maior que a inferior. Tal espessura menor se deve provavelmente a menor variação de amplitude do nível do mar e de duração desta variação entre os estágios de formação da sequência Sq4B (MIS 4 e MIS 2) em relação a sequência Sq4S (MIS 6 e MIS 4).

A sequência Sq5, a mais rasa encontrada nos dados, iniciou sua construção a partir do Último Máximo Glacial (UMG) em ~ 22 – 18 ka, no MIS 2, com a exposição subaérea de toda a plataforma continental, onde supõe-se que o nível do mar atingiu até ~ - 130 m (REIS *et al.*, 2013). A deposição da sequência Sq5 desta forma reflete depósitos transgressivos depositados em diferentes taxas de elevação do nível do mar até a deposição final de depósitos em situação de mar alto, sendo as unidades de sedimentação siliciclástica (Sq5S) e sedimentação carbonática (Sq5C) correspondentes a Tratos de Sistemas Transgressivos e Trato de Sistema de Mar Alto (LOPES, 2015).

A Sq5S encontra-se depositada por toda a plataforma continental, acima da sequência Sq4B e possui como principal característica a presença de escarpas de borda de plataforma formadas na sua base (superfície S5) e topo (superfície S5S). A explicação para a presença destas escarpas na Bacia de Santos é fornecida por Reis *et al.* (2013) pela intensificação da ação erosiva da Corrente do Brasil com a queda do nível do mar até a altura da quebra da plataforma. Tal explicação pode ser estendida para a Bacia de Campos, com o acréscimo da contribuição de antigas desembocaduras fluviais presentes na plataforma externa/talude superior (Marangoni, 2012). Analisando-se a fisiografia do fundo atual, ao qual inclui-se os canais afogados e os cânions do talude continental (em especial o Cânion Almirante Câmara), e a paleodrenagem (“6.2

Paleodrenagem”) percebe-se que a contribuição das desembocaduras fluviais para a formação das escarpas na sequência Sq5S se estende para a porção norte da plataforma continental da Bacia de Campos.

A sequência carbonática Sq5C é formada por três fácies sísmicas (F5C1, F5C2 e F5C3) depositadas sobre a subunidade siliciclástica (Sq5S), com distribuição principal entre a plataforma média e externa, a partir das isóbatas de - 25 – 30 m. Neste trabalho não foi possível individualizar os tratos de sistema nessas fácies, pois a frequência do equipamento sísmico utilizado não permite ressaltar as reflexões internas e arranjos arquiteturais desta sequência mais superficial.

Para a análise da sequência carbonática na área de estudo deve-se levar em consideração que esta subunidade se desenvolveu ao longo de todo o período transgressivo pós-UMG, refletindo a formação ocorrida em diferentes condições transgressivas e de mar alto. A presença de sedimentos carbonáticos nesse período ocorre pela diminuição da influência no regime hidrodinâmico de ondas e marés com o avanço da transgressão sobre a plataforma média e externa, sendo substituído por maior controle da ressurgência (DELLA GIUSTINA, 2006). Esta ressurgência ocorre principalmente pela penetração da ACAS, pelos vórtices da Corrente do Brasil, que promovem maior produtividade primária, principalmente na região do Cabo de São Tomé (CALADO *et al.*, 2010).

Aliadas a estes aspectos oceanográficos, outras condições também são responsáveis pelo desenvolvimento de sedimentos carbonáticos, como o clima, a baixa taxa de deposição siliciclástica (SCHLAGER, 2005) e o substrato, tais quais as paleolinhas de costa formada na deposição de prismas progradantes (RABINEAU *et al.*, 2006) e os eventos erosivos responsáveis pela formação das escarpas costeiras (DELLA GIUSTINA, 2006).

A partir disto é possível propor um modelo conceitual para a formação da subunidade carbonática na porção norte da plataforma continental da Bacia de Campos, seguindo a discussão realizada por Lopes (2015) para esta sequência na porção sul. A autora inferiu que a deposição carbonática na Bacia de Campos acompanhou o início da transgressão com o afogamento da plataforma e seu distanciamento do suprimento sedimentar. Em seguida sucedeu-se dois períodos de desaceleração da taxa de transgressão. O primeiro quando o nível do mar se encontrava em torno de – 80 e – 70 m, que promoveu a deposição de unidades siliciclásticas progradantes, que serviriam de substrato para as bioconstruções carbonáticas na transgressão seguinte. O segundo quando o nível do mar atingiu a isóbata de 50 m, onde ocorreu a erosão dos depósitos

carbonáticos, com a deposição das areias carbonáticas. A partir disto ocorreu a deposição de carbonatos em condições de mar alto, na plataforma externa e borda da plataforma.

A porção norte da plataforma continental da Bacia de Campos apresenta menores profundidades em relação a porção sul, com o alongamento das isóbatas de 30 – 40 m pela plataforma média, e com a plataforma externa indo até as isóbatas de 80 – 70 m. Desta forma, o padrão construcional da sequência carbonática Sq5C nesta região deve ter se iniciado na transgressão iniciada após a primeira desaceleração da elevação do nível do mar. Como esta desaceleração ocorreu entre as isóbatas de 80 – 70 m, podemos considerar que o desenvolvimento das bioconstruções carbonáticas iniciou-se sobre os prismas progradantes da sequência siliciclástica da borda da plataforma com padrão faciológico da F5C1.

Após esta transgressão as feições carbonáticas se desenvolveram ao longo da plataforma média e externa em patamares carbonáticos com diferentes profundidades, com desenvolvimento mais expressivo nas isóbatas de 30 e 40 m. Ou seja, a desaceleração verificada por Lopes (2015) na profundidade de 50 m, parece ter deixado pouco registro na porção norte da Bacia de Campos, com os lineamentos carbonáticos, indicativos de mudança na taxa de variação do nível do mar, se concentrando em isóbatas mais rasas (F5C2). Após a última desaceleração temos a deposição de carbonatos em condições de mar alto, semelhantes ao atual, com sedimentos carbonáticos que consistem em esqueletos de organismos, de lama e cimento marinhos precipitados por processos abióticos (Fábrica C de SCHLAGER, 2005).

Nas regiões da plataforma interna ao sul do rio Itabapoana não foi encontrada a mesma predominância de sedimentação carbonática que ao norte. Na porção norte (setor 4, de acordo com Figueiredo Jr. et al., 2011), a plataforma mais estreita e as bacias de drenagem continentais mais restritas, contribuem pouco para o aporte sedimentar e favorecem a deposição carbonática. Na porção ao sul do rio Itabapoana parece ainda haver bastante aporte sedimentar e maior influência da drenagem continental, fazendo com que a predominância de sedimentos carbonáticos ocorra com maior frequência na plataforma externa (setor 3).

## **6.2. Paleodrenagem**

Neste subcapítulo será abordado o preenchimento das paleodrenagens presentes nas quatro superfícies regressivas onde foi possível o mapeamento do sistema fluvial: (1) a superfície S3, formada no final do estágio isotópico MIS 8; (2) a superfície S4, formada

no final do estágio isotópico MIS 6, (3) a superfície S4', formada no final do MIS 4 e (4) a superfície S5, formada no UMG, no final do MIS 2.

A superfície S3 apresentou os paleocanais com esculpimento mais bem desenvolvidos dentre as quatro redes de drenagem identificadas, com larguras entre 1.400 – 13.000 m. Como já mencionado anteriormente, a Sq2 e conseqüentemente, sua superfície topo não foram devidamente ressaltadas no processamento, apresentando assim, uma dificuldade inerente em atribuir com precisão também sua rede de drenagem.

Devido ao fato do esculpimento dos paleocanais ocorrer em função da exposição subaérea na queda do nível do mar e a preservação do sistema fluvial no registro sísmico ser em função da elevação do nível do mar, é possível concluir que os principais efeitos considerados para a determinação das redes de drenagem estabelecidas nas paleosuperfícies devem ser as variações eustáticas.

Desta forma, a menor duração dos ciclos implica em uma maior taxa de variação de nível do mar nesse período e assim, processos erosivos mais ostensivos. Isto ocorre por haver agradação de planícies de inundação durante elevações rápidas, enquanto que durante elevações lentas ocorre o preenchimento de canais amalgamados, devido ao menor espaço de acomodação, resultando assim em um esculpimento mais desenvolvido no registro sedimentar no primeiro caso.

Com exceção da superfície S3, pode-se notar que as superfícies variaram pouco em relação a espessura e largura. A superfície S4 foi a que apresentou a rede de drenagem com maior tendência ao esculpimento, como podemos verificar na Figura 73, onde as espessuras variaram entre 10 e 45 m e largura entre 750 e 6.000 m; um pouco maior que na superfície S4' (espessura de 8 a 44 m e largura de 572 a 5.000 m) e a superfície S5 (espessura de 5 a 26 m e largura de 270 a 7.000 m).

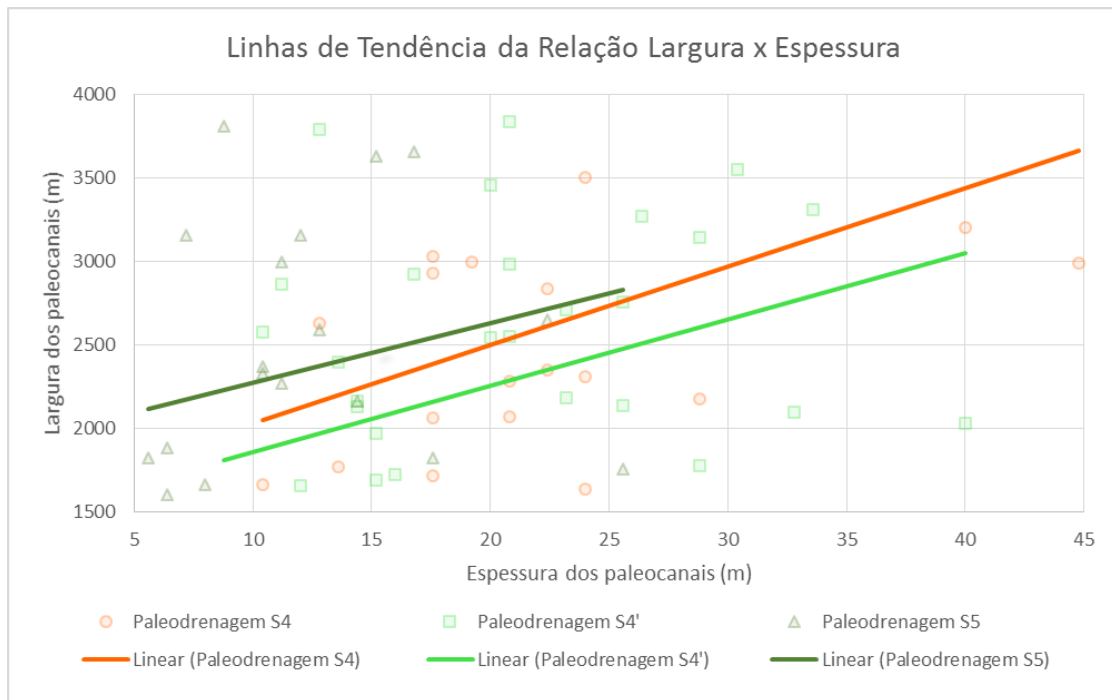


Figura 73: Linhas de tendência da relação entre as larguras e espessuras dos paleocanais identificados nas superfícies S4, S4' e S5.

As diferenças em largura e espessura atribuídas à superfície S4 pode corresponder em parte aos controles a montante, como mudanças na condição climática que podem influenciar o fluxo de drenagem e o aporte sedimentar, porém possuem maior influência das variações eustáticas. Desta forma, o esculpimento mais expressivo da superfície S4 deve estar relacionado ao maior período de exposição com maior queda do nível de base (~ 145 m) quando comparada aos ciclos eustáticos que desenvolveram as superfícies S4' e S5.

Os paleocanais desenvolvidos na superfície S4' e S5 possuem poucas diferenças, apresentando o mesmo número de incisões (44) e praticamente a mesma largura, com variação em menos de 500 m. A maior variação entre os dois ocorreu principalmente em relação a espessura, com este parâmetro apresentando valores bem próximos entre a superfície S4 e S4'. Esta relação entre os parâmetros de largura e espessura das superfícies sugere que houve manutenção dos padrões de esculpimento fluvial através dos ciclos construtivos das sequências. Nesse contexto, supõe-se que a variação na espessura das superfícies S4' e S5 ocorre pela amplitude de descida eustática menor do MIS 4 (~ -100 m) em relação ao MIS 2 (~ -140 m).

O preenchimento dos paleocanais nas superfícies definidas ocorre por dois tipos, como (1) fácies sísmicas que se sobrepõem a partir da superfície S4, com feições de corte e preenchimento bem evidentes e (2) outros tipos de fácies encontradas geralmente mais



dispersas e com pouca ou nenhuma feição de corte e preenchimento, que ocorrem com maior frequência nos dados (52% do total de paleocanais identificados).

A presença da fácies do tipo 2 em uma maior quantidade de dados torna possível inferir que o preenchimento dos canais fluviais ocorreu preferencialmente sob a influência de elevação lenta do nível de base. Neste tipo de variação, os sedimentos são espalhados lateralmente devido à pouca geração de espaço de acomodação, ocorrendo a formação de canais mais amalgamados e o desenvolvimento de sistemas transgressivos, como estuários. A formação da fácies do tipo 1 reflete provavelmente uma subida do nível de base mais rápida que permitiu a melhor preservação dos vales incisivos, com sucessões de sedimentos finos. A relação das características dessas fácies com as variações de nível de base já foi descrita nos trabalhos de Catuneanu (2007) e Shanley; McCabe (1994)

A partir da análise da presença das fácies do tipo 1 e tipo 2 em cada superfície regressiva, percebe-se que na superfície S4 a fácies do tipo 2, relacionada a subida lenta do nível de base, são predominantes (59% do total). Já na superfície S5, mais recente, esta relação com o tipo de fácies mais recorrente se inverte, tendo maior número de paleocanais com estruturas de corte e preenchimento e estando desta forma, relacionada a fácies do tipo 1 (novamente, 59% do total).

Tal resultado está de acordo com o encontrado por Lopes (2015) para os paleocanais da porção sul da Bacia de Campos. De acordo com a autora, a transgressão ocorrida entre 140 ka e 120 ka possibilitou maior ação fluvial e registro de ambientes mais hidrodinâmicos nos paleocanais da superfície S4, tendo relação com o aumento mais lento do nível do mar. Já na superfície S5 a autora considera que de fato ocorreu elevação do nível de base a uma taxa mais rápida, considerando que a transgressão iniciada em ~18 ka favoreceu menor ação fluvial e registrou ambientes com hidrodinâmica mais suave.

Para os paleocanais identificados na superfície S4', a autora sugere que estes foram preenchidos por um afogamento mais rápido, com uma transgressão que remete a condições ambientais de menor energia que favoreceram uma sedimentação mais uniforme. De fato, os paleocanais identificados na superfície S4' apresentaram uma ligeira predominância para tipo 1 (52% do total) e assim podem ser relacionados a transgressão iniciada em ~60 ka associada a oscilações eustáticas de menor amplitude e duração, de cerca de ~6 ka.

A geração dos paleocanais da porção sul da Bacia de Campos na superfície S4 está vinculada quase que exclusivamente à paleodrenagem do rio Paraíba do Sul

(MARANGONI, 2012e TEIXEIRA, 2013). A partir das superfícies S4' e S5 as paleodrenagens são conectadas provavelmente às quatro drenagens principais dos rios Una, São João, Macaé e Paraíba do Sul (LOPES, 2015). Na drenagem identificada na superfície S4' os canais foram implantados na porção sul da bacia de Campos entre o MIS5e, há ~ 126 ka e o MIS4, há ~60 ka, quando a descida foi de 100 m abaixo do atual, e na superfície S5 os canais foram esculpidos pela regressão entre o MIS4 e o MIS2 (~18 ka), com a descida de até - 140 m abaixo do nível atual.

Neste trabalho também foi possível analisar a fisiografia dos paleocanais identificados nas superfícies e sua relação com as estruturas fluviais atuais. Os paleocanais em todas as superfícies possuem direção de propagação preferencial NO – SE (observe a sobreposição das drenagens na Figura 74) e devem estar, provavelmente, conectados à drenagem ao norte do Cabo de São Tomé (Figura 75), correspondendo a braços do rio Itabapoana. As drenagens possuem, principalmente as mais recentes, várias canalizações relacionadas a formação de vários braços de canal ou ao meandramento de um canal principal.

Pela análise da migração desses paleocanais também é possível observar que há uma ligeira migração das canalizações para sul. Para a região sul da bacia de Campos, ao longo dos últimos 140 ka a paleodrenagem do Paraíba do Sul parece ter se deslocado de sul para norte. Desta forma, parece haver na região uma tendência de as drenagens continentais migrarem em direção à frente do Cabo Frio. Tal tendência está relacionada provavelmente a feição erosiva em forma de golfo estreito e alongado da borda de plataforma, já associada a paleodesembocadura do sistema fluvial do Paleoparaíba do Sul por Lopes (2015).

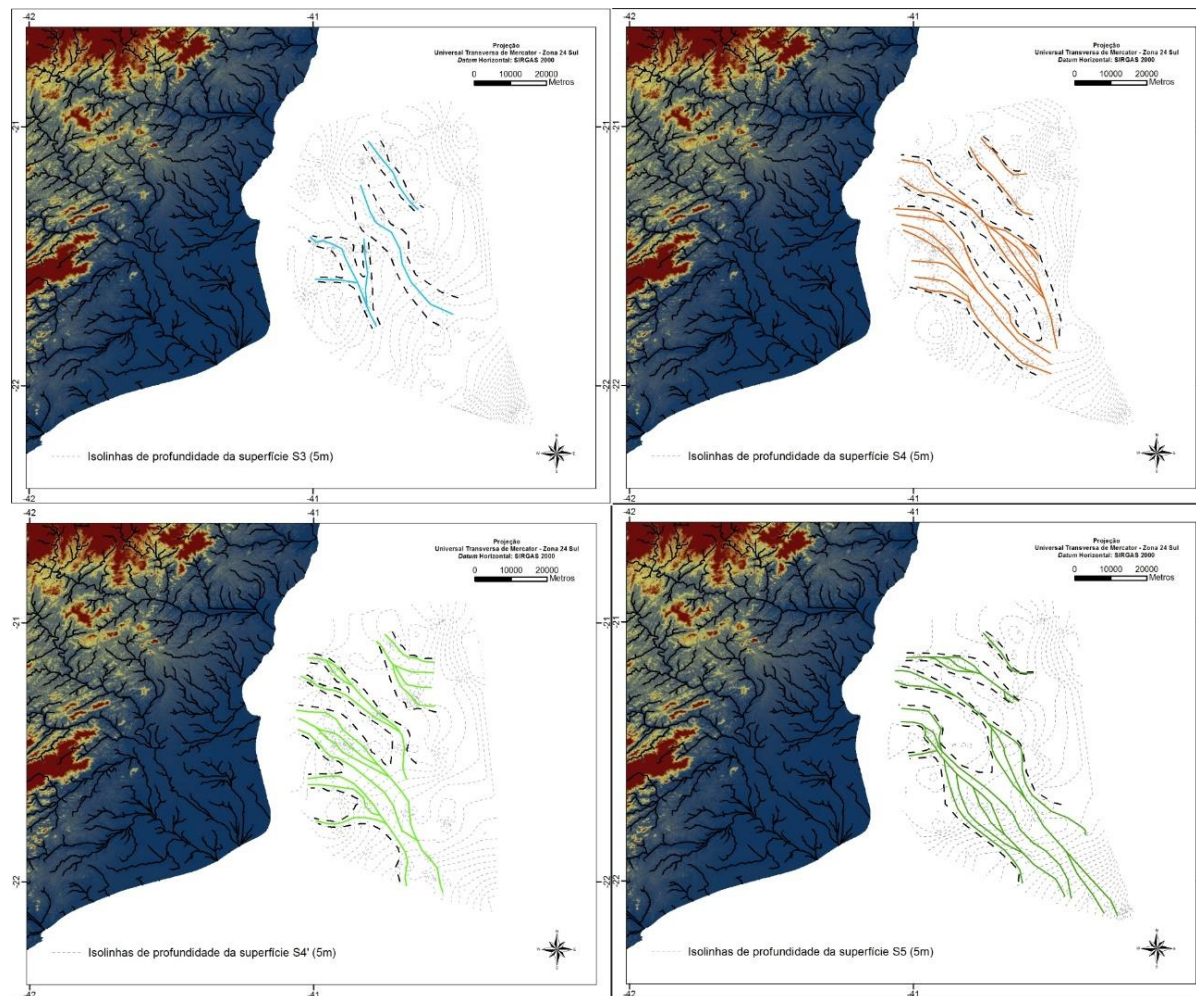


Figura 74: Sobreposição dos paleocanais a morfologia de fundo das superfícies erosivas ao qual eles se desenvolveram. Da esquerda para a direita, de cima para baixo, temos a paleodrenagem da superfície S3, superfície S4, superfície S4' e superfície S5.

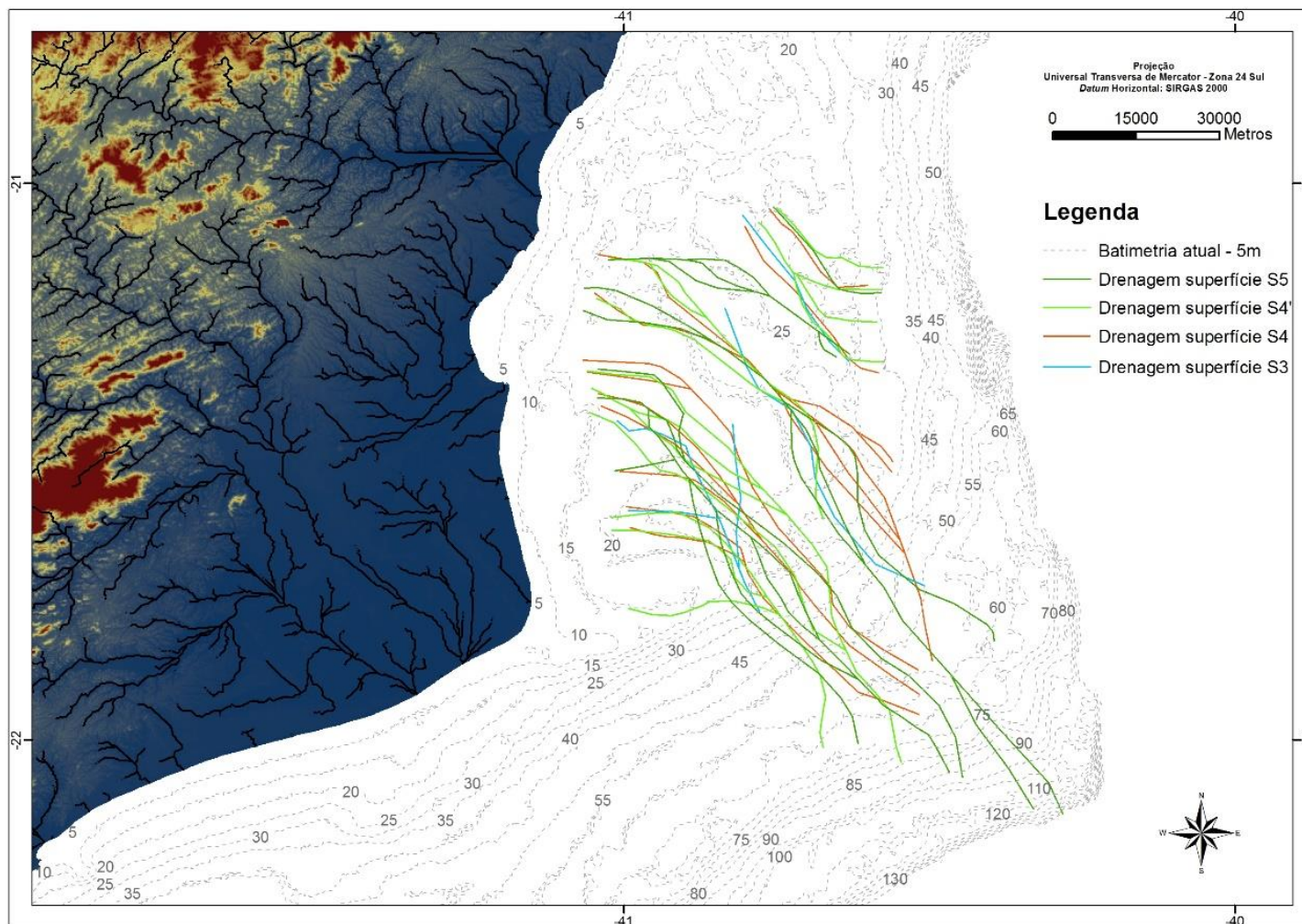


Figura 75: Sobreposição das paleodrenagens encontradas nas quatro superfícies e batimetria atual da porção norte da Bacia de Campos

## 7. CONCLUSÃO

A análise dos 648 km de linhas sísmicas obtidas na porção norte da Bacia de Campos permitiu trazer novos conhecimento sobre a deposição das sequências sedimentares nos últimos 500 ka nessa região nessa região. As principais conclusões da pesquisa podem ser resumidas assim:

- As principais sequências sedimentares reconhecidas em trabalhos anteriores por Marangoni (2012) e Lopes (2015) para a porção ao sul do Cabo de São Tomé da Bacia de Campos foram também reconhecidas na porção ao norte, sendo possível inferir que os processos deposicionais geradores dessas sequências atuam de forma parecida em toda a extensão desta bacia sedimentar;
- A análise dos dados também permitiu o reconhecimento e mapeamento das redes de paleodrenagem desenvolvidas nos ciclos regressivos desenvolvidos na área. Os paleocanais nessa região parecem ter se desenvolvido no sentido preferencial de NO – SE, estando relacionados com a atual drenagem do rio Itabapoana;
- Através do mapeamento da rede de drenagem e da deposição sedimentar ocorrida no período nesta região da Bacia de Campos foi possível trazer novas contribuições sobre o desenvolvimento da plataforma continental desta bacia.
- A partir deste estudo verificou-se a necessidade de maior exploração dos resultados encontrados, a fim de associar a deposição sedimentar ao longo do tempo geológico com a atual geomorfologia da região.

## 8. REFERÊNCIAS

- ALBINO, J.; GIRARDI, G.; NASCIMENTO, K. A. do. Espírito Santo. In: MUEHE, D. (Ed.). **Erosão E Progradação Do Litoral Brasileiro**. [s.l.: s.n.].p. 229–264.
- ALMEIDA, A. G.; KOWSMANN, R. O. Caracterização Geomorfológica Do Fundo Marinho Do Talude Continental Da Bacia De Campo, RJ. In: XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário ABEQUA III Encontro do Quaternário Sulamericano XIII ABEQUA Congress - The South American Quaternary: Challenges and Perspectives, **Anais...**2011.
- ALMEIDA, A. G. de; KOWSMANN, R. O. Geomorfologia do talude continental e do platô de São Paulo. **Geologia e Geomorfologia**, n. November, p. 33–66, 2015.
- ALVES, E. C.; GORINI, M. A.; RODRIGUES, P. C. H.; SILVA, C. G. Estudo da sedimentação Quaternária na região entre Rio Doce e Cabo Frio. **Proceedings of the XXXI Cong. Bras. Geologia**, p. 515–529, 1980.
- ALVES, E. da C.; MAIA, M.; SICHEL, S. E.; CAMPOS, C. M. P. de. Zona de fratura de Vitória-Trindade no Oceano Atlântico sudeste e suas implicações tectônicas. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 24, n. 1, p. 117–127, 2006.
- ANP, Boletim da Produção de Petróleo e Gás Natural, Agosto 2016. Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis.
- ANGULO, R. J.; LESSA, G. C.; SOUZA, M. C. De. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. **Quaternary Science Reviews**, v. 25, n. 5–6, p. 486–506, 2006.
- ARTUSI, L. **Geologia, geomorfologia e sismoestratigrafia rasa da plataforma continental ao largo da laguna de Araruama–RJ**. 2004. Universidade Federal Fluminense, 2004.
- ASSIREU, A. T.; STEVENSON, M. R.; STECH, J. L. Surface circulation and kinetic energy in the SW Atlantic obtained by drifters. **Continental Shelf Research**, v. 23, n. 2, p. 145–157, 2003.
- BASTOS, A. C.; SILVA, C. G. Caracterização morfodinâmica do litoral Norte Fluminense, RJ, Brasil. **Revista brasileira de oceanografia**, v. 48, n. 1, p. 41–60, 2000.
- BASTOS, A. C.; SILVA, C. G. Coastal morphodynamic and geomorphological compartments along the northeast littoral of Rio de Janeiro state, Brazil. **Journal of Coastal Research**, n. 35, p. 309–317, 2003.
- BERGER, A.; LOUTRE, M. F. Modeling the 100-kyr glacial-interglacial cycles. **Global and Planetary Change**, v. 72, n. 4, p. 275–281, 2010.
- BERGER, A.; MÉLICE, J. L.; LOUTRE, M. F. On the origin of the 100-kyr cycles in the astronomical forcing. **Paleoceanography**, v. 20, n. 4, 2005.
- BERNARDO, G. A. **Estratigrafia sísmica dos sistemas de plataforma rasa entre Macaé e Cabo de São Tomé (RJ)**. 2012. Universidade Federal Fluminense, 2012.
- BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG**. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2003.
- BOGAART, P. W.; VAN BALEN, R. T.; VANDENBERGHE, J.; KASSE, C. Process-based modelling of the climatic forcing of fluvial sediment flux: some examples and a discussion of optimal model complexity. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 191, n. 1, p. 187–198, 2002.

- BOGGS JR., S. **Principles of Sedimentology and Stratigraphy**. 4. ed. [s.l: s.n.]
- BOSENCE, D. A genetic classification of carbonate platforms based on their basinal and tectonic settings in the Cenozoic. **Sedimentary Geology**, v. 175, n. 1–4 SPEC. ISS., p. 49–72, 2005.
- BOYD, R.; DALRYMPLE, R.; ZAITLIN, B. A. Classification of clastic coastal depositional environments. **Sedimentary Geology**, v. 80, n. 3–4, p. 139–150, 1992.
- BRADLEY, R. S. **Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary**. Edition, 5 ed. [s.l: s.n.]v. 53
- BREHME, I. **Vales submarinos entre o banco de Abrolhos e Cabo Frio, Rio de Janeiro** Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, inédito. 116pp, , 1984. .
- BRIDGLAND, D.; WESTAWAY, R. Climatically controlled river terrace staircases: A worldwide Quaternary phenomenon. **Geomorphology**, v. 98, n. 3–4, p. 285–315, 2008.
- CAINELLI, C.; MOHRIAK, W. U. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the eastern Brazilian continental margin. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 206–216, 1999.
- CALADO, L.; DA SILVEIRA, I. C. A.; GANGOPADHYAY, A.; DE CASTRO, B. M. Eddy-induced upwelling off Cape São Tomé (22 S, Brazil). **Continental Shelf Research**, v. 30, n. 10, p. 1181–1188, 2010.
- CAPUTO, R. Sea-level curves: Perplexities of an end-user in morphotectonic applications. **Global and Planetary Change**, v. 57, n. 3–4, p. 417–423, 2007.
- CATTANEO, A.; STEEL, R. J. Transgressive deposits: A review of their variability. **Earth-Science Reviews**, v. 62, n. 3–4, p. 187–228, 2003.
- CATUNEANU, O. **Principles of sequence stratigraphy**. [s.l: s.n.]v. 44
- CATUNEANU, O.; ABREU, V.; BHATTACHARYA, J. P. P.; BLUM, M. D. D.; DALRYMPLE, R. W. W.; ERIKSSON, P. G. G.; FIELDING, C. R. R.; FISHER, W. L. L.; GALLOWAY, W. E. E.; GIBLING, M. R. R.; GILES, K. a. a; HOLBROOK, J. M. M.; JORDAN, R.; KENDALL, C. G. S. C. G. S. C.; MACURDA, B.; MARTINSEN, O. J. J.; MIALL, a. D. D.; NEAL, J. E. E.; NUMMEDAL, D.; POMAR, L.; POSAMENTIER, H. W. W.; PRATT, B. R. R.; SARG, J. F. F.; SHANLEY, K. W. W.; STEEL, R. J. J.; STRASSER, A.; TUCKER, M. E. E.; WINKER, C. Towards the standardization of sequence stratigraphy. **Earth Science Reviews**, v. 94, n. 1–4, p. 98–100, 2009.
- CHANG, H. K.; KOWSMANN, R. O.; FIGUEIREDO, A. M. F.; BENDER, A. A. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. **Tectonophysics**, v. 213, n. 1–2, p. 97–138, 1992.
- CHAUMILLON, E.; PROUST, J. N.; MENIER, D.; WEBER, N. Incised-valley morphologies and sedimentary-fills within the inner shelf of the Bay of Biscay (France): A synthesis. **Journal of Marine Systems**, v. 72, n. 1–4, p. 383–396, 2008.
- CHURCH, M. Bed material transport and the morphology of alluvial river channels. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 34, n. 1, p. 325–354, 2006.
- CLARK, P. U.; ARCHER, D.; POLLARD, D.; BLUM, J. D.; RIAL, J. A.; BROVKIN, V.; MIX, A. C.; PISIAS, N. G.; ROY, M. The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO<sub>2</sub>. **Quaternary Science Reviews**, v. 25, n. 23–24, p. 3150–3184, 2006.
- COE, A. L. The sedimentary record of sea-level change. p. 279, 2003.
- DELLA GIUSTINA, I. D. **Sedimentação carbonática de algas vermelhas coralíneas da plataforma continental da bacia de Campos: um modelo**

**carbonático análogo para o Terciário.** 2006. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2006.

DEPTUCK, M. E.; SYLVESTER, Z.; PIRMEZ, C.; O'BYRNE, C. Migration-aggradation history and 3-D seismic geomorphology of submarine channels in the Pleistocene Benin-major Canyon, western Niger Delta slope. **Marine and Petroleum Geology**, v. 24, n. 6–9, p. 406–433, 2007.

DIAS, G. T. M.; KJERFVE, B. Barrier and beach ridge systems of the Rio de Janeiro coast. In: **Lecture Notes in Earth Sciences**. [s.l.: s.n.]107p. 225–252.

DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L. Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba Do Sul (RJ). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 11, n. 4, p. 227–237, 1981.

DOMINGUEZ, J. M. L.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. Sea-level history and Quaternary evolution of river mouth-associated beach-ridge plains along the east-southeast Brazilian coast: a summary. In: **Sea-Level Fluctuations and Coastal Evolution**. [s.l.: s.n.]p. 115–127.

EMBRY, A. F. Transgressive-Regressive (T-R) Sequence Stratigraphy. **Sequence Stratigraphic Models for Exploration and Production: Evolving Methodology, Emerging Models, and Application Histories: 22nd Annual**, n. January 2002, p. 151–172, 2002.

EMERY, D.; MYERS, K. **Sequence Stratigraphy**. [s.l.] Blackwell Publishing, 1996. v. 23

FAIRBANKS, R. G. **A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation**Nature, 1989. .

FIGUEIREDO, A. G. de; PACHECO, C. E. P.; VASCONCELOS, S. C. de; SILVA, F. T. da. **Geomorfologia e sedimentologia da plataforma continental**. [s.l.] Elsevier Editora Ltda., 2015.

FIGUEIREDO JR., A. G.; SILVA, F. T.; PACHECO, C. E. P.; VASCONCELOS, S. C.; KOWSMANN, R. O. Sedimentologia da plataforma continental da Bacia de Campos. In: XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário ABEQUA III Encontro do Quaternário Sulamericano XIII ABEQUA Congress - The South American Quaternary: Challenges and Perspectives, **Anais...**2011.

FIGUEIREDO JR, A. G.; MADUREIRA, L. S. P. **Topografia, composição, refletividade do substrato marinho e identificação de províncias sedimentares na Região Sudeste-Sul do Brasil**. [s.l.: s.n.]

FIGUEIREDO JR, A. G.; TESSLER MOISÉS, G. **Topografia e composição do substrato marinho da região Sudeste-Sul do Brasil**. [s.l.: s.n.]

FOYLE, A. M.; OERTEL, G. F. Transgressive systems tract development and incised-valley fills within a quaternary estuary-shelf system: Virginia inner shelf, USA. **Marine Geology**, v. 137, n. 3–4, p. 227–249, 1997.

FROSTICK, L. E.; JONES, S. J. Impact of periodicity on sediment flux in alluvial systems: grain to basin scale. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 191, n. 1, p. 81–95, 2002.

GRADSTEIN, F. M.; OGG, J. G.; SCHMITZ, M. D.; OGG, G. M. **The Geologic Time Scale 2012**. [s.l.: s.n.]v. 1

HATUSHIKA, R. S. **Evolução da planície costeira do Rio Doce (ES) com base nos conceitos de estratigrafia de seqüências**. 2008. Universidade Federal Fluminense,



2008.

HELLAND-HANSEN, W.; STEEL, R. J.; SOMME, T. O. Shelf genesis revisited. **Journal of Sedimentary Research**, v. 82, n. 3, p. 133–148, 2012.

HIGGINSON, M. J. Geochemical Proxies (Non-Isotopic). In: **Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments**. [s.l: s.n.]p. 341–354.

HOVIUS, N.; LEEDER, M. Clastic Sediment Supply to Basins. **Basin Research**, v. 10, p. 1–5, 1998.

IMBRIE, J.; BERGER, A.; BOYLE, E. A.; CLEMENS, S. C.; DUFFY, A.; HOWARD, W. R.; KUKLA, G.; KUTZBACH, J.; MARTINSON, D. G.; MCINTYRE, A. On the structure and origin of major glaciation cycles 2. The 100,000-year cycle. **Paleoceanography**, v. 8, n. 6, p. 699–735, 1993.

IMBRIE, J.; HAYS, J. D.; MARTINSON, D. G.; MCINTYRE, A.; MIX, A. C.; MORLEY, J. J.; PISIAS, N. G.; PRELL, W. L.; SHACKLETON, N. J. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine d18O record. **Milankovitch and Climate: Understanding the Response to Astronomical Forcing**, n. November 2015, p. 269–305, 1984.

IMBRIE, J.; IMBRIE, J. Z. Modeling the climatic response to orbital variations. **Science**, v. 207, n. 4434, p. 943–953, 1980.

JERVEY, M. T. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. **Sea-Level Changes**, v. 42, n. 42, p. 47–69, 1988.

KENNETT, J. P. **Marine Geology**, 813 pp Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, , 1982. .

KOSS, J. E.; ETHRIDGE, F. G.; SCHUMM, S. A. An experimental study of the effects of base-level change on fluvial, coastal plain and shelf systems. **Journal of Sedimentary Research**, v. B64, n. 2, p. 90–98, 1994.

KOWSMANN, R. O.; COSTA, M. P. de A.; VICALVI, M. A.; COUTINHO, M. G. da N.; GAMBÔA, L. A. P. Modelo da sedimentação holocênica na plataforma continental sul brasileira. In: [s.l.] [sn], 1977.

KOWSMANN, R.; VICALVI, M.; COSTA, M. Considerações sobre a sedimentação quaternária na plataforma continental entre Cabo Frio eo rio Itabapoana. **Notícia Geomorfológica**, v. 19, n. 37–38, p. 41–58, 1979.

LAMEGO, A. R. Ciclo evolutivo das lagoas fluminenses. **Boletim DNPM**, v. 118, 1955.

LOPES, A. L. M. **Análise da evolução sedimentar quaternária da plataforma continental sul da Bacia de Campos com base em estratigrafia sísmica e sonografia**. 2004. Universidade Federal Fluminense, 2004.

LOPES, M. C. **Ciclicidade deposicional e Paleodrenagem Pleistoceno Superior-Holoceno da plataforma norte fluminense, bacia de Campos**. 2015. Universidade Federal Fluminense, 2015.

LORD, M.L., GERMANOSKI, D., ALLMENDINGER, N, E. Fluvial geomorphology: Monitoring stream systems in response to a changing environment. **The Geological Society of America**, n. 4, p. 69–103, 2009.

MACHADO, L. C. R.; KOWSMANN, R. O.; ALMEIDA JR., W. de; MURAKAMI, C. Y.; SCHREINER, S.; MILLER, D. J.; PIAUILINO, P. O. V. Geometria da porção proximal do sistema deposicional turbidítico moderno da Formação Carapebus, Bacia de Campos; modelo para heterogeneidades de reservatório. **Boletim de Geociências da Petrobras**, n. December 2015, p. 287–315, 2004.

MAHIQUES, M. M. de; COARACY WAINER, I. K.; BURONE, L.; NAGAI, R.; DE MELLO

- E SOUSA, S. H.; LOPES FIGUEIRA, R. C.; ALMEIDA DA SILVEIRA, I. C.; BÍCEGO, M. C.; VICENTE ALVES, D. P.; HAMMER, Ø. A high-resolution Holocene record on the Southern Brazilian shelf: Paleoenvironmental implications. **Quaternary International**, v. 206, n. 1–2, p. 52–61, 2009.
- MAHIQUES, M. M. de; TESSLER, M. G.; MARIA CIOTTI, A.; DA SILVEIRA, I. C. A.; E SOUSA, S. H. D. M.; FIGUEIRA, R. C. L.; TASSINARI, C. C. G.; FURTADO, V. V.; PASSOS, R. F. Hydrodynamically driven patterns of recent sedimentation in the shelf and upper slope off Southeast Brazil. **Continental Shelf Research**, v. 24, n. 15, p. 1685–1697, 2004.
- MAIA, R. M. da C.; DOS REIS, A. T.; ALVES, E. da C.; SILVA, C. G.; GUERRA, J. V.; GORINI, C.; SILVA, A.; ARANTES-OLIVEIRA, R. Architecture and stratigraphic framework of shelf sedimentary systems off Rio de Janeiro State, Northern Santos Basin-Brazil. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 58, n. SPEC. ISSUE 1, p. 15–29, 2010.
- MARANGONI, M. B. **Arcabouço estratigráfico e ciclicidade deposicional dos sistemas sedimentares quaernários da plataforma sul da Bacia de Campos (RJ)**. 2012. Univerdidade do Estado do Rio de Janeiro, 2012.
- MARANGONI, M. B.; REIS, A. T. Dos; SILVA, C. G.; MAIA, R. M. D. C.; RABINEAU, M.; GUERRA, J. V.; GORINI, C.; OLIVEIRA, R. A.; PASSOS, M. M.; BERNARDO, G. D. A. Arcabouço estratigráfico e ciclicidade deposicional dos sistemas sedimentares do Pleistoceno Médio-Holoceno da plataforma sul da Bacia de Campos, Brasil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n. 2, p. 285–330, 2013.
- MARTIN, L.; DE JANEIRO, R.; SUGUIO, K.; PAULO, S. O.; FLEXOR, J.-M. Evolução da planície costeira do rio Paraíba do Sul (RJ) durante o Quaternário: influência das flutuações do nível do mar. In: Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: 1984.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. As flutuações de nível do mar durante o quaternário superior e a evolução geológica de “deltas” brasileiros. **Boletim IG-USP. Publicação Especial**, p. 1–186, 1993.
- MEDINA-ELIZALDE, M.; LEA, D. W. The mid-Pleistocene transition in the tropical Pacific. **Science (New York, N.Y.)**, v. 310, n. 5750, p. 1009–1012, 2005.
- MIALL, A. D. **The geology of stratigraphic sequences: Second edition**. [s.l: s.n.]
- MILANI, E. J.; BRANDÃO, J. A. S. L.; ZALÁN, P. V.; GAMBOA, L. A. P. Petróleo na margem continental Brasileira: Geologia, exploração, resultados e perspectivas. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 18, n. 3, p. 351–396, 2000.
- MODICA, C. J.; BRUSH, E. R. Postrift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil. **AAPG Bulletin**, v. 88, n. 7, p. 923–945, 2004.
- MOHRIAK, W. U. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (Ed.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, 2003. p. 87–94.
- MUEHE, D.; LIMA, C. F.; BARROS, F. M. L. de; QMB, C.; KAWAMOTO, U. G. O.; CRÍTICA, A.; SISTEMA, D. O. Rio de Janeiro. In: MUEHE, D. (Ed.). **Erosão E Progradação Do Litoral Brasileiro**. [s.l: s.n.]
- NITTROUER, C. a; AUSTIN, J. a; FIELD, M. E.; KRAVITZ, J. H.; SYVITSKI, J. P. M.; WIBERG, P. L. Writing a Rosetta stone: insights into continental-margin sedimentary processes and strata. **Continental Margin Sedimentation**, p. 1–48, 2007.

NORDFJORD, S.; GOFF, J. A.; AUSTIN, J. A.; SOMMERFIELD, C. K. Seismic geomorphology of buried channel systems on the New Jersey outer shelf: Assessing past environmental conditions. **Marine Geology**, v. 214, n. 4, p. 339–364, 2005.

PALÓCZY, A.; SILVEIRA, I. C. A.; CASTRO, B. M.; CALADO, L. Coastal upwelling off Cape São Tomé (22° S, Brazil): The supporting role of deep ocean processes. **Continental Shelf Research**, v. 89, p. 38–50, 2014.

PERES, W. E. **Shelf-fed turbidite system model and its application to the Oligocene deposits of the Campos Basin, Brazil** American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 1993. .

PIANCA, C.; MAZZINI, P. L. F.; SIEGLE, E. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 58, n. 1, p. 53–70, 2010.

POLLA, D. L. **Foraminíferos bentônicos recentes aplicados a caracterização ambiental da plataforma continental adjacente a foz do rio Paraíba do Sul (RJ)**. 2016. Universidade Federal de Santa Catarina, 2016.

POSAMENTIER, H. W.; VAIL, P. R. Eustatic controls on clastic deposition II—sequence and systems tract models. 1988.

RABINEAU, M.; BERNÉ, S.; OLIVET, J. L.; ASLANIAN, D.; GUILLOCHEAU, F.; JOSEPH, P. Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500.000 yr). **Earth and Planetary Science Letters**, v. 252, n. 1–2, p. 119–137, 2006.

REIS, A. T.; MAIA, R. M. C.; SILVA, C. G.; RABINEAU, M.; GUERRA, J. V.; GORINI, C.; AYRES, A.; ARANTES-OLIVEIRA, R.; BENABDELLOUAHED, M.; SIMÕES, I.; TARDIN, R. Origin of step-like and lobate seafloor features along the continental shelf off Rio de Janeiro State, Santos basin-Brazil. **Geomorphology**, v. 203, p. 25–45, 2013.

RIBEIRO, M. G.; GOMES, T. B.; BULHÕES, E. M. R. Respostas morfodinâmicas e fisiográficas da zona costeira ao norte da Bacia de Campos frente à eventos de tempestade. **Revista Tamoios**, v. 12, n. 2, p. 91–111, 2016.

RICHARDS, K. Drainage basin structure, sediment delivery and the response to environmental change. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 191, n. 1, p. 149–160, 2002.

ROSGEN, D. L. A geomorphological approach to restoration of incised rivers. In: Proceedings of the Conference on Management of Landscapes Disturbed by Channel Incision, 1997, 1948, **Anais...**1997.

RUDDIMAN, W. F. **Earth's Climate Past and Future**. 2. ed. [s.l.] W. H. Freeman and Company, 2008.

SCHLAGER, W. **Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy**. [s.l.: s.n.]

SCHLAGER, W.; REIJMER, J. J. G.; DROXLER, A. Highstand Shedding of Carbonate Platforms. **Journal of Sedimentary Research**, v. B64, n. 3, p. 270–281, 1994.

SCHREINER, S.; DE SOUZA, M. B. F. M.; MIGLIORELLI, J. P. R. Modelo digital da geomorfologia do fundo oceânico do centro-sul da Bacia do Espírito Santo e norte da Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 17, n. 2, p. 365–369, 2009.

SCHREINER, S.; MENDONÇA DE SOUZA, M. B. F.; ROBALO MIGLIORELLI, J. P.; DE FIGUEIREDO, A. G.; PACHÉCO, C. E. P.; DE VASCONCELOS, S. C.; DA SILVA, F. T. Mapa Batimétrico Da Bacia De Campos. **Geologia e Geomorfologia**, n. September 2016, p. 67–70, 2015.

SHACKLETON, N. J. The 100.000-year ice-age cycle identified and found to lag

temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. **Science**, v. 289, n. 5486, p. 1897–1902, 2000.

SHACKLETON, N. J.; OPDYKE, N. D. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 year and 106 year scale. **Quaternary Research**, v. 3, n. 1, p. 39–55, 1973.

SHANLEY, K. W.; MCCABE, P. J. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 78, n. 4, p. 544–568, 1994.

SILVA, C. G. **Estudo da evolução geológica e geomorfológica da região da Lagoa Feia, RJ**. 1987. Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1987.

SILVA, C. G. Estudo da evolução geológica e geomorfológica da região da Lagoa Feia. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 16, p. 84, 1993.

SILVEIRA, I. C. A. Da; SCHMIDT, A. C. K.; CAMPOS, E. J. D.; GODOI, S. S. De; IKEDA, Y. A corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 48, n. 2, p. 171–183, 2000.

SOMMERFIELD, C. K.; OGSTON, A. S.; MULLENBACH, B. L.; DRAKE, D. E.; ALEXANDER, C. R.; NITTROUER, C. a; JEFFRY, C.; WHEATCROFT, R. a; LEITHOLD, E. L. Oceanic dispersal and accumulation of river sediment. **Continental Margin Sedimentation: From Sediment Transport to Sequence Stratigraphy**, p. 157–212, 2007.

SOUZA, L. A. P. de. **Revisão crítica da aplicabilidade dos métodos geofísicos na investigação de áreas submersas rasas**. 2006. Universidade de São Paulo, 2006.

SOUZA, T. A. De; BULHÕES, E.; AMORIM, S. Ondas de tempestade na costa Norte Fluminense. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 6, p. 10–17, 2015.

STRAMMA, L. Geostrophic transport of the South Equatorial Current in the Atlantic. **Journal of Marine Research**, v. 49, n. 2, p. 281–294, 1991.

SWIFT, D. J. P.; OERTEL, G. F.; TILLMANN, R. W.; THORNE, J. a. **Shelf sand and sandstone bodies**. [s.l: s.n.]

TEIXEIRA, L. V. J. **Arquitetura Sísmica de Borda de Plataforma como um Diagnóstico de Variações Eustáticas Pleistocênicas na Porção Sul da Bacia de Campos** **Arquitetura Sísmica de Borda de Plataforma como um Diagnóstico de Variações Eustáticas Pleistocênicas na Porção Sul da B**. 2013. Universidade Federal Fluminense, 2013.

TESSLER, M. G.; GOYA, S. C. y. Processos costeiros condicionantes do litoral brasileiro. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 17, p. 11–23, 2005.

TIMÁR, G. Controls on channel sinuosity changes: A case study of the Tisza River, the Great Hungarian Plain. **Quaternary Science Reviews**, v. 22, n. 20, p. 2199–2207, 2003.

VAIL, P. R. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy: Part 1: Seismic stratigraphy interpretation procedure. p. 1–10, 1987.

VEEKEN, P. C. H. **Seismic Stratigraphy, Basin Analysis, and Reservoir Characterization**. [s.l: s.n.]

VIANA, A. R.; FAUGÈRES, J. C.; KOWSMANN, R. O.; LIMA, J. A. M.; CADDAH, L. F. G.; RIZZO, J. G. Hydrology, morphology and sedimentology of the Campos continental margin, offshore Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 115, p. 133–157, 1998.

WALKER, R. G. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER, R. G.; JAMES, N. P. (Ed.). **Facies Models and Response to Sea-level Change**. [s.l:

s.n.]p. 1–14.

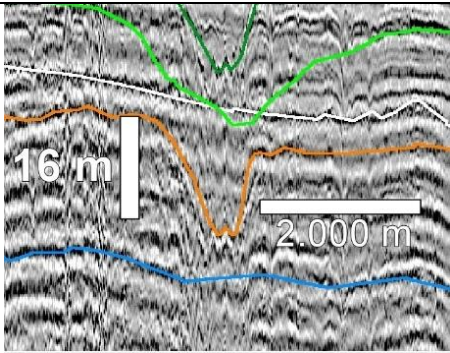
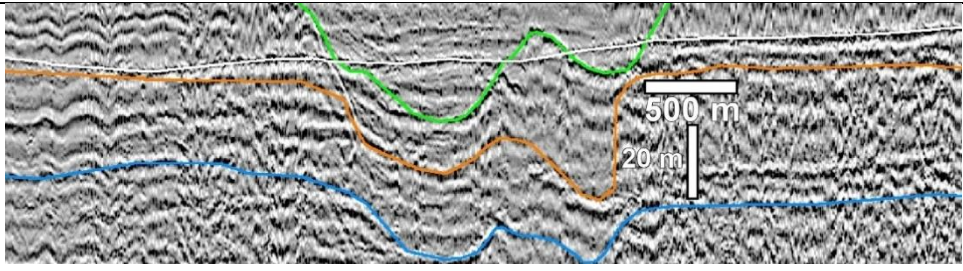
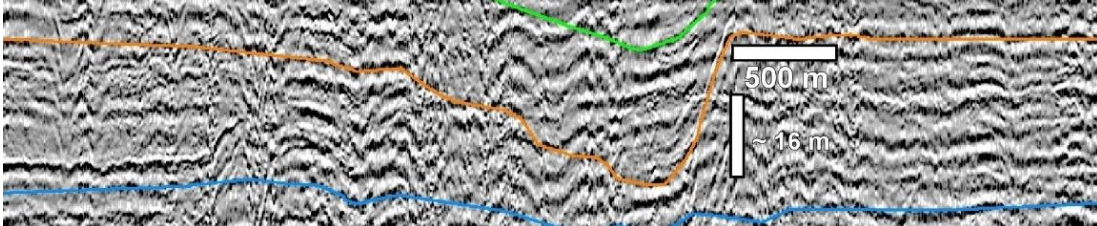
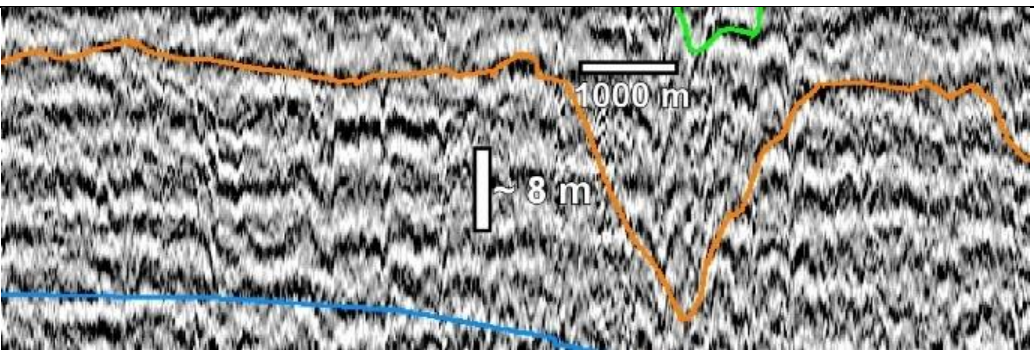
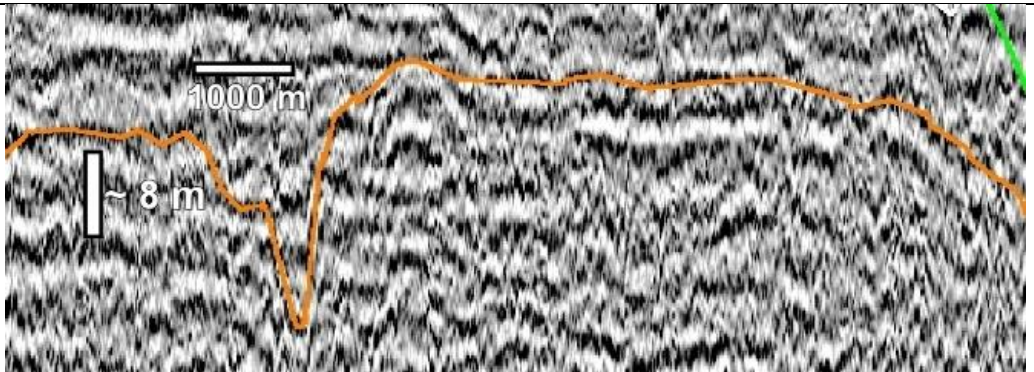
WINTER, W. R.; JAHNERT, R. J.; FRANÇA, A. B. Bacia de Campos. **Bacias Sedimentares Brasileiras – Cartas Estratigráficas.**, v. 15, n. 2, p. 511–529, 2007.

ZACHOS, J.; PAGANI, M.; SLOAN, L.; THOMAS, E.; BILLUPS, K. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. **Source: Science, New Series**, v. 292, n. 5517, p. 686–693, 2001.

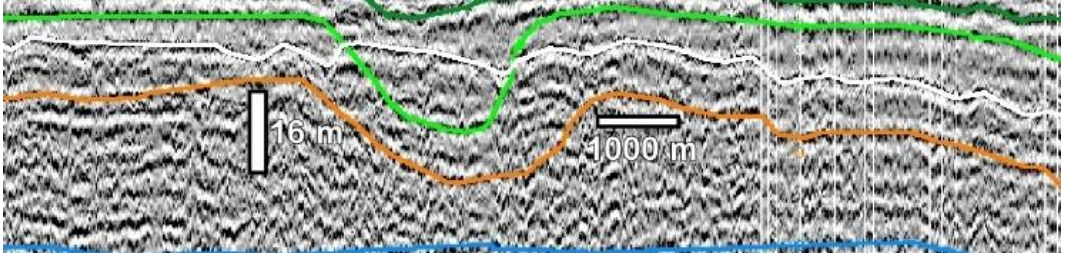
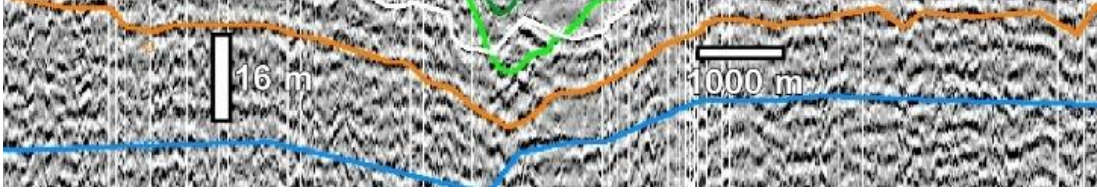
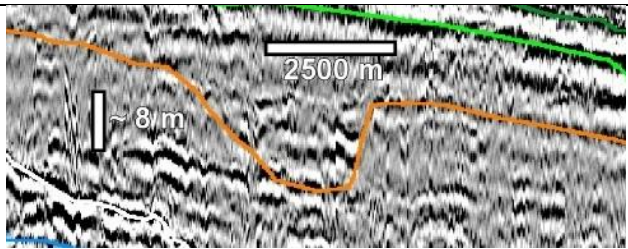
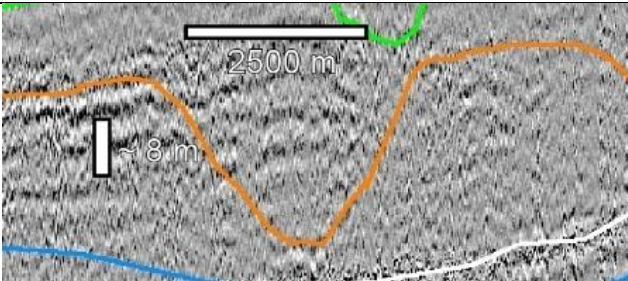
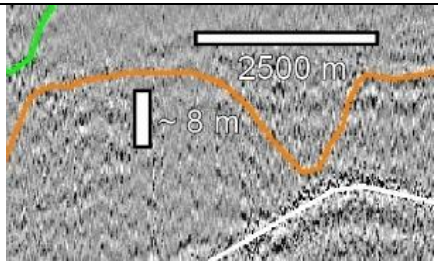
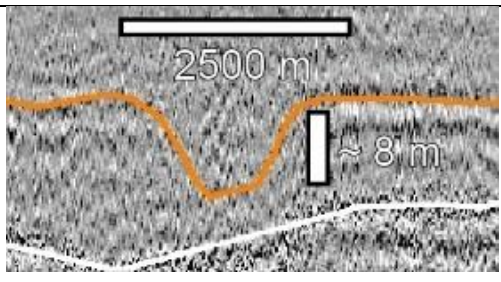
ZEMBRUSKI, S. G. Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. **Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das áreas oceânicas adjacentes.** Rio de Janeiro, PETROBRAS. CENPES. DINTEP (Série Projeto REMAC NUM. 7), 1979.

## **ANEXO I**

**Paleocanais esculpidos na superfície S4 e preenchidos pela sequência Sq4A**

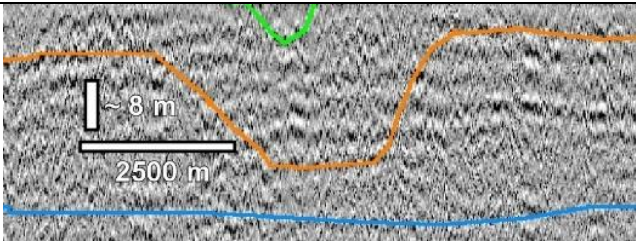
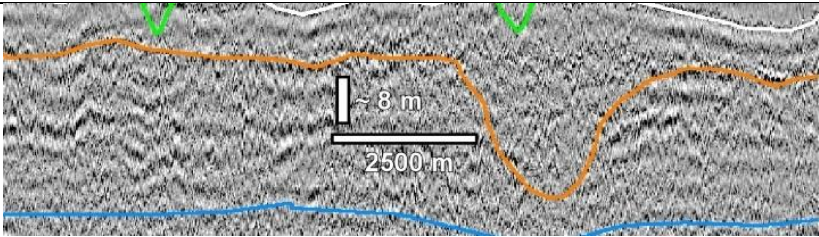
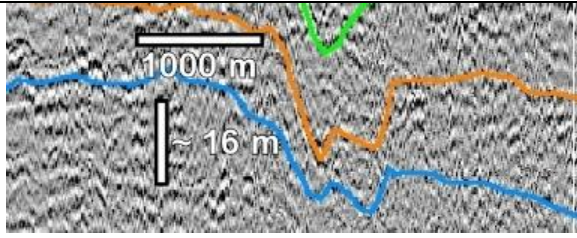
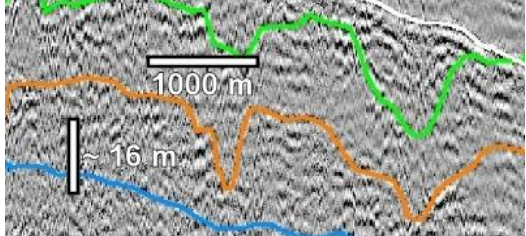
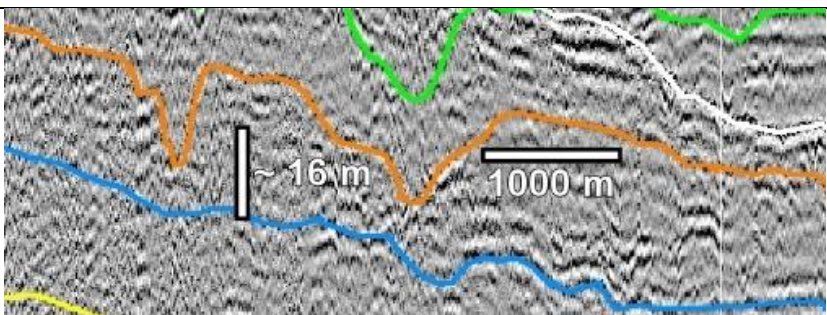
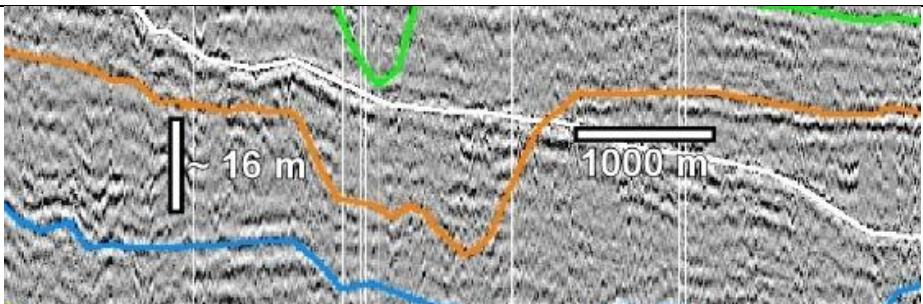
PC	Parâmetros (m)		Linha com interpretação do paleocanal
	$(\rho)$		
1	$(\rho)$	28,8	
	$(\rho_{\text{máx}})$	76	
	$(e)$	14,4	
	$(l)$	763	
2	$(\rho)$	29,6	
	$(\rho_{\text{máx}})$	93,6	
	$(e)$	27,2	
	$(l)$	1289	
3	$(\rho)$	24	
	$(\rho_{\text{máx}})$	87,2	
	$(e)$	28,8	
	$(l)$	2178	
4	$(\rho)$	20,8	
	$(\rho_{\text{máx}})$	83,2	
	$(e)$	24	
	$(l)$	2312	
5	$(\rho)$	22,4	
	$(\rho_{\text{máx}})$	78,4	
	$(e)$	19,2	
	$(l)$	1080	

**Paleocanais esculpidos na superfície S4 e preenchidos pela sequência Sq4A**

PC	Parâmetros (m)		Linha com interpretação do paleocanal
	$(\rho)$		
6	$(\rho)$	23,2	
	$(\rho_{\text{máx}})$	72	
	$(e)$	17,6	
	$(l)$	2929	
7	$(\rho)$	32,8	
	$(\rho_{\text{máx}})$	82,4	
	$(e)$	18,4	
	$(l)$	4300	
8	$(\rho)$	49,6	
	$(\rho_{\text{máx}})$	88	
	$(e)$	12,8	
	$(l)$	2632	
9	$(\rho)$	70,4	
	$(\rho_{\text{máx}})$	133,6	
	$(e)$	24	
	$(l)$	3500	
10	$(\rho)$	63,2	
	$(\rho_{\text{máx}})$	120	
	$(e)$	13,6	
	$(l)$	1770	
11	$(\rho)$	63,2	
	$(\rho_{\text{máx}})$	116,8	
	$(e)$	10,4	
	$(l)$	1665	



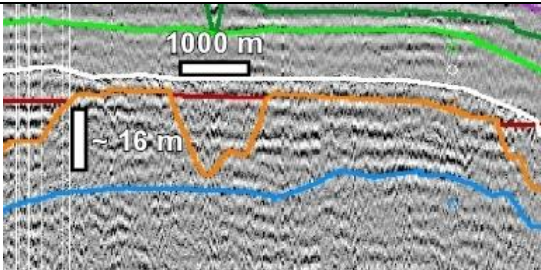
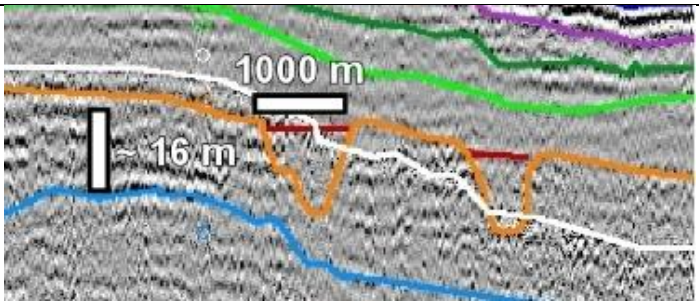
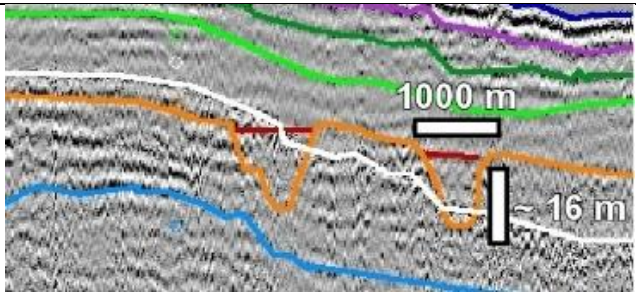
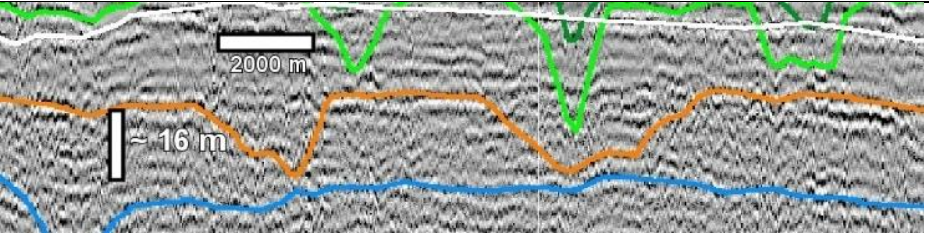
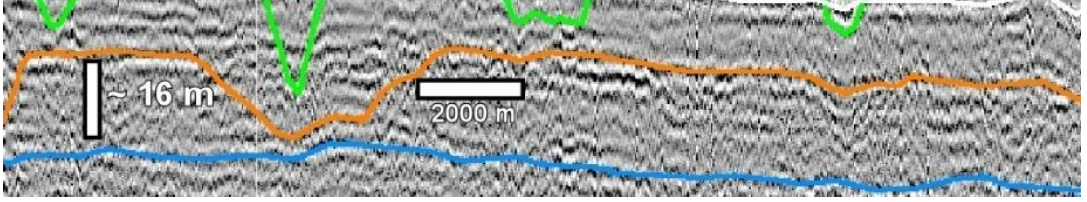
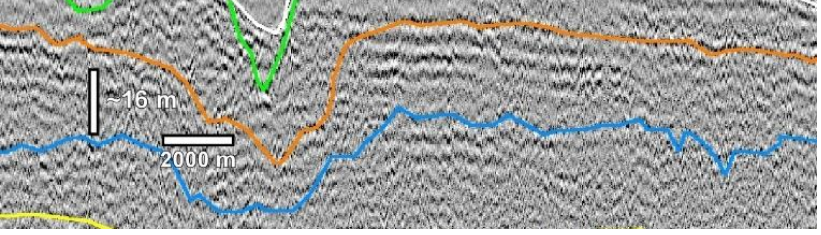
**Paleocanais esculpidos na superfície S4 e preenchidos pela sequência Sq4A**

PC	Parâmetros (m)		Linha com interpretação do paleocanal
12	( $\rho$ )	30,4	
	( $\rho_{\text{máx}}$ )	92	
	( $e$ )	19,2	
	( $l$ )	4139	
13	( $\rho$ )	30,4	
	( $\rho_{\text{máx}}$ )	95,2	
	( $e$ )	22,4	
	( $l$ )	2839	
14	( $\rho$ )	25,6	
	( $\rho_{\text{máx}}$ )	99,2	
	( $e$ )	19,2	
	( $l$ )	2997	
15	( $\rho$ )	29,6	
	( $\rho_{\text{máx}}$ )	106,4	
	( $e$ )	17,6	
	( $l$ )	2067	
16	( $\rho$ )	36	
	( $\rho_{\text{máx}}$ )	113,6	
	( $e$ )	18,4	
	( $l$ )	5477	
17	( $\rho$ )	54,4	
	( $\rho_{\text{máx}}$ )	132,8	
	( $e$ )	23,2	
	( $l$ )	7252	

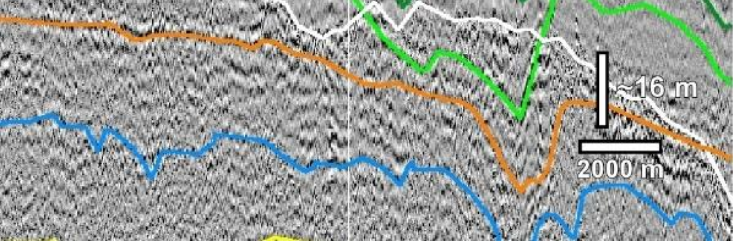
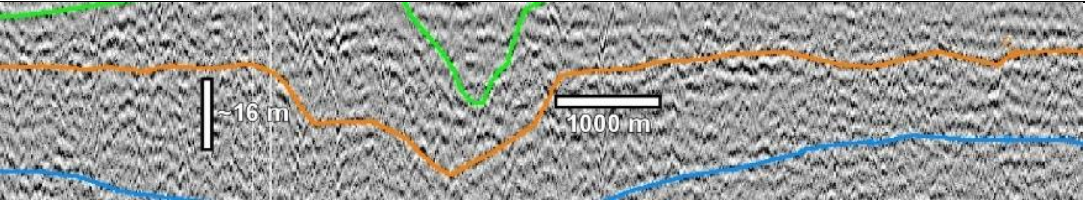
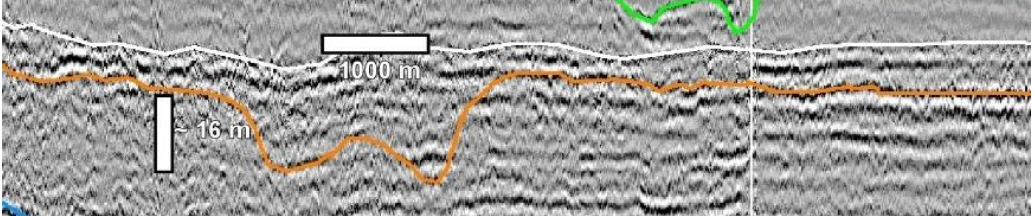
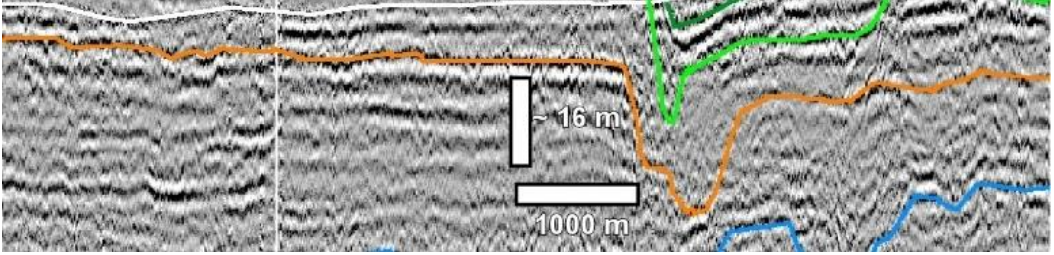
**Paleocanais esculpidos na superfície S4 e preenchidos pela sequência Sq4A**

PC	Parâmetros (m)		Linha com interpretação do paleocanal
	$(\rho)$		
18	$(\rho)$	21,6	
	$(\rho_{\text{máx}})$	105,6	
	$(e)$	44,8	
	$(l)$	2988	
19	$(\rho)$	24	
	$(\rho_{\text{máx}})$	100,8	
	$(e)$	40	
	$(l)$	3201	
20	$(\rho)$	24	
	$(\rho_{\text{máx}})$	85,6	
	$(e)$	22,4	
	$(l)$	2348	
21	$(\rho)$	29,6	
	$(\rho_{\text{máx}})$	102,4	
	$(e)$	25,6	
	$(l)$	4721	
22	$(\rho)$	31,2	
	$(\rho_{\text{máx}})$	93,6	
	$(e)$	24	
	$(l)$	1641	

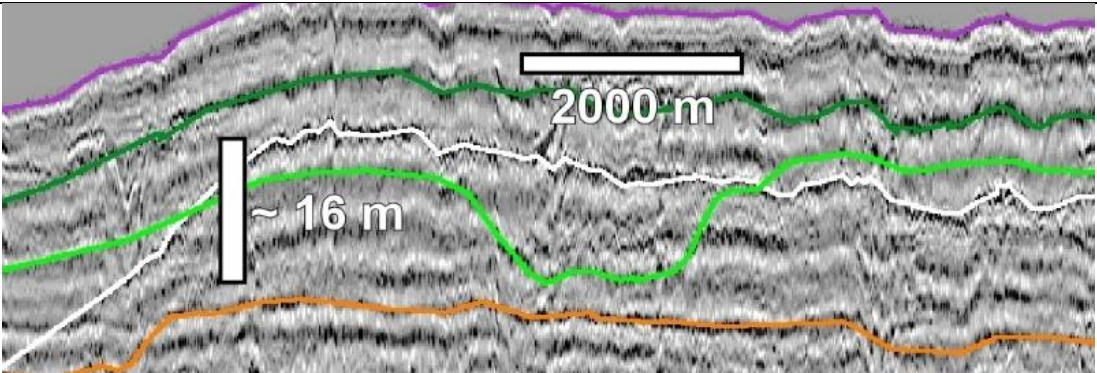
**Paleocanais esculpidos na superfície S4 e preenchidos pela sequência Sq4A**

PC	Parâmetros (m)		Linha com interpretação do paleocanal
	( $\rho$ )		
23	( $\rho$ )	32	
	( $\rho_{\text{máx}}$ )	89,6	
	( $e$ )	21,6	
	( $l$ )	1330	
24	( $\rho$ )	36,8	
	( $\rho_{\text{máx}}$ )	93,6	
	( $e$ )	18,4	
	( $l$ )	813	
25	( $\rho$ )	46,4	
	( $\rho_{\text{máx}}$ )	97,6	
	( $e$ )	16,8	
	( $l$ )	930	
26	( $\rho$ )	20	
	( $\rho_{\text{máx}}$ )	80,8	
	( $e$ )	17,6	
	( $l$ )	1719	
27	( $\rho$ )	21,6	
	( $\rho_{\text{máx}}$ )	79,2	
	( $e$ )	17,6	
	( $l$ )	3031	
28	( $\rho$ )	35,2	
	( $\rho_{\text{máx}}$ )	104	
	( $e$ )	30,4	
	( $l$ )	4069	

**Paleocanais esculpidos na superfície S4 e preenchidos pela sequência Sq4A**

PC	Parâmetros (m)		Linha com interpretação do paleocanal
	$(\rho)$		
29	$(\rho)$	35,2	
	$(\rho_{\text{máx}})$	108,8	
	$(e)$	18,4	
	$(l)$	1262	
30	$(\rho)$	24,8	
	$(\rho_{\text{máx}})$	93,6	
	$(e)$	20,8	
	$(l)$	2286	
31	$(\rho)$	33,6	
	$(\rho_{\text{máx}})$	97,6	
	$(e)$	20,8	
	$(l)$	2074	
32	$(\rho)$	32,8	
	$(\rho_{\text{máx}})$	105,6	
	$(e)$	22,4	
	$(l)$	831	

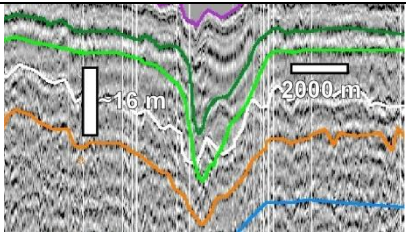
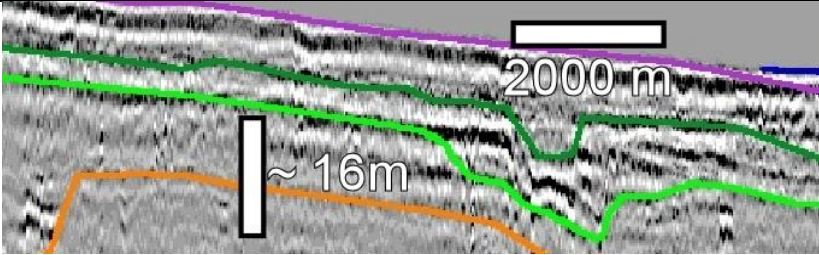
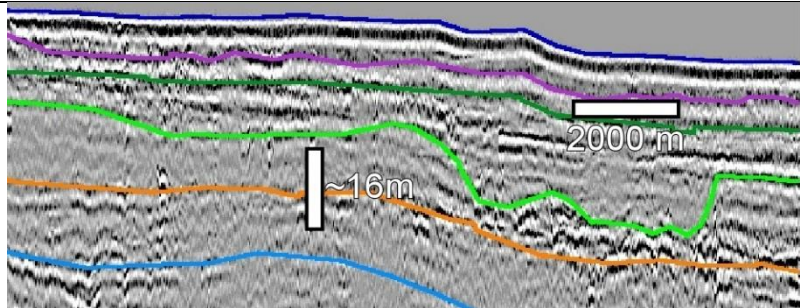
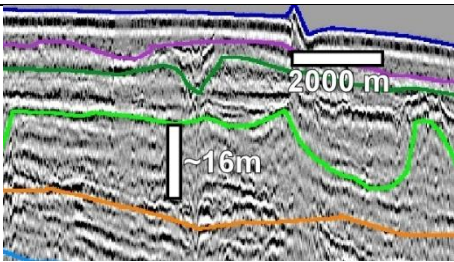
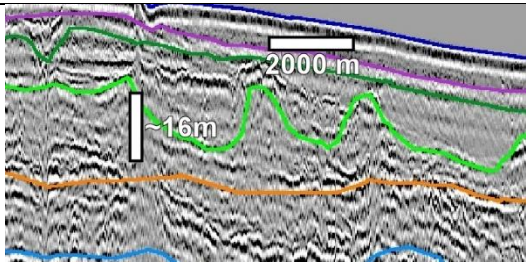
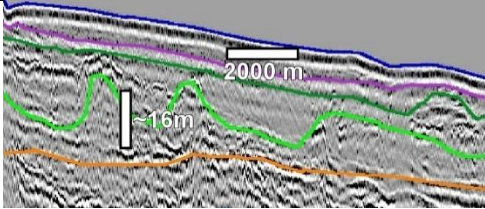
**Paleocanais esculpidos na superfície S4' e preenchidos pela sequência Sq4B**

PC	Parâmetros (m)		Linha com interp. do paleocanal
	$(\rho)$		
1	$(\rho)$	17,6	
	$(\rho_{\text{máx}})$	49,6	
	$(e)$	13,6	
	$(l)$	2400	
2	$(\rho)$	27,2	

**Paleocanais esculpidos na superfície S4' e preenchidos pela sequência Sq4B**

PC	Parâmetros (m)		Linha com interp. do paleocanal
	( $\rho_{\text{máx}}$ )	57,6	
	( $e$ )	14,4	
	( $l$ )	2129	
3	( $\rho$ )	32,8	
	( $\rho_{\text{máx}}$ )	74,4	
	( $e$ )	28,8	
	( $l$ )	1777	
4	( $\rho$ )	24	
	( $\rho_{\text{máx}}$ )	66,4	
	( $e$ )	25,6	
	( $l$ )	2137	
5	( $\rho$ )	20,8	
	( $\rho_{\text{máx}}$ )	47,2	
	( $e$ )	11,2	
	( $l$ )	2863	
6	( $\rho$ )	20	
	( $\rho_{\text{máx}}$ )	57,6	
	( $e$ )	20	
	( $l$ )	2544	
7	( $\rho$ )	24	
	( $\rho_{\text{máx}}$ )	62,4	
	( $e$ )	23,2	
	( $l$ )	2187	

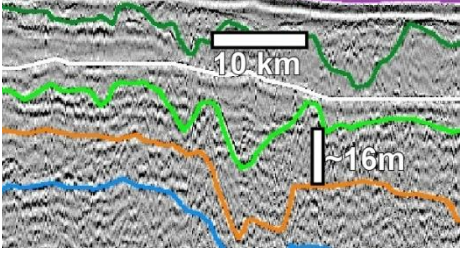
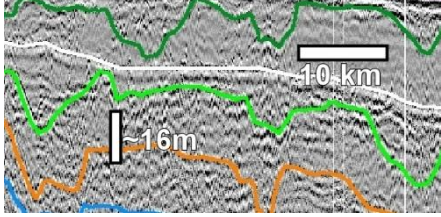
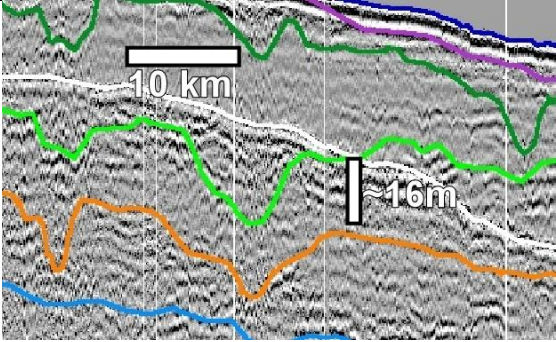
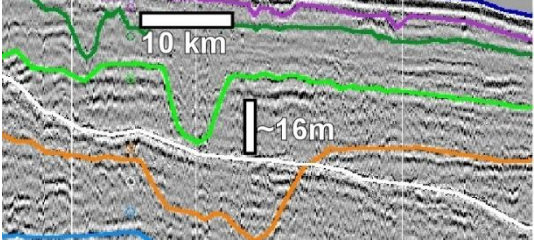
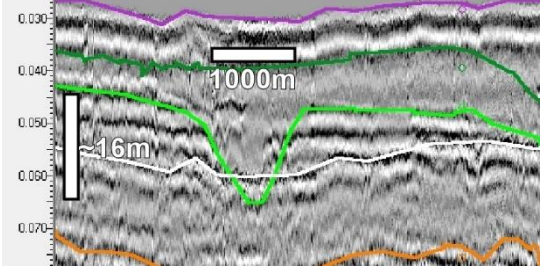
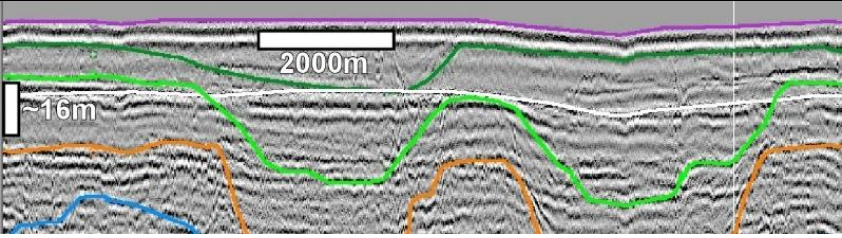
**Paleocanais esculpidos na superfície S4' e preenchidos pela sequência Sq4B**

PC	Parâmetros (m)		Linha com interp. do paleocanal
	$(\rho)$		
8	$(\rho)$	32	
	$(\rho_{\text{máx}})$	72	
	$(e)$	30,4	
	$(l)$	3547	
9	$(\rho)$	60	
	$(\rho_{\text{máx}})$	84,8	
	$(e)$	10,4	
	$(l)$	2579	
10	$(\rho)$	72,8	
	$(\rho_{\text{máx}})$	109,6	
	$(e)$	14,4	
	$(l)$	4985	
11	$(\rho)$	78,4	
	$(\rho_{\text{máx}})$	114,4	
	$(e)$	16,8	
	$(l)$	2922	
12	$(\rho)$	82,4	
	$(\rho_{\text{máx}})$	113,6	
	$(e)$	14,4	
	$(l)$	2161	
13	$(\rho)$	89,6	
	$(\rho_{\text{máx}})$	119,2	
	$(e)$	12,8	
	$(l)$	3787	

**Paleocanais esculpidos na superfície S4' e preenchidos pela sequência Sq4B**

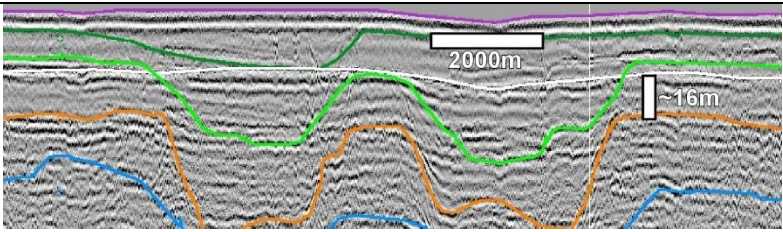
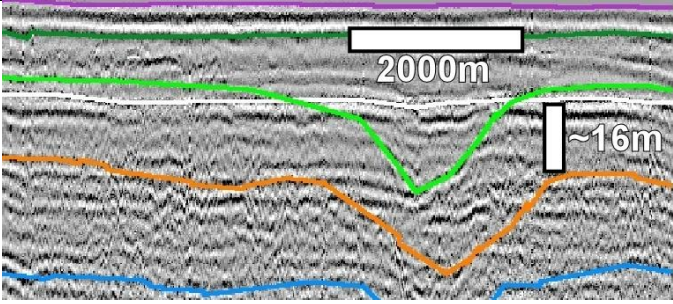
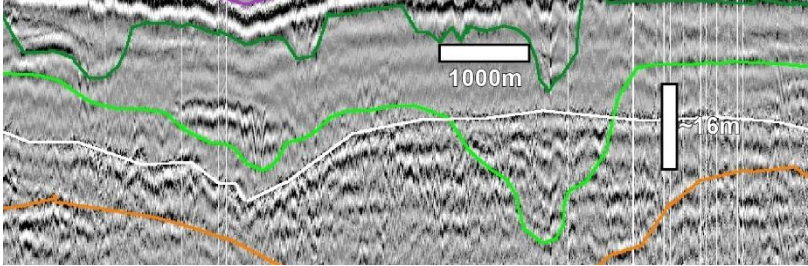
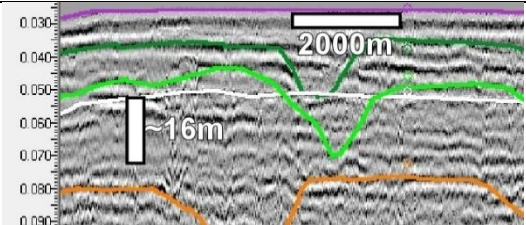
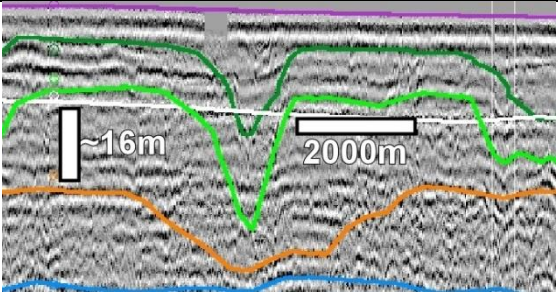
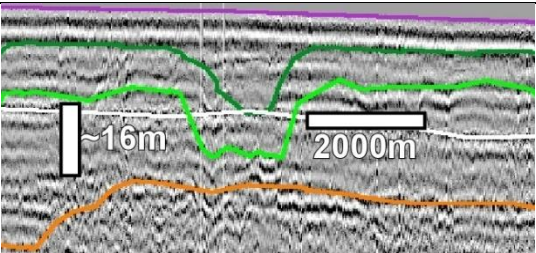
PC	Parâmetros (m)		Linha com interp. do paleocanal
	$(\rho)$		
14	$(\rho)$	68,8	
	$(\rho_{\text{máx}})$	108,8	
	$(e)$	16	
	$(l)$	1728	
15	$(\rho)$	30,4	
	$(\rho_{\text{máx}})$	71,2	
	$(e)$	20,8	
	$(l)$	2549	
16	$(\rho)$	31,2	
	$(\rho_{\text{máx}})$	66,4	
	$(e)$	14,4	
	$(l)$	979	
17	$(\rho)$	30,4	
	$(\rho_{\text{máx}})$	65,6	
	$(e)$	14,4	
	$(l)$	1064	
18	$(\rho)$	32	
	$(\rho_{\text{máx}})$	64,8	
	$(e)$	14,4	
	$(l)$	1218	
19	$(\rho)$	24	
	$(\rho_{\text{máx}})$	68	
	$(e)$	8,8	
	$(l)$	1101	

**Paleocanais esculpidos na superfície S4' e preenchidos pela sequência Sq4B**

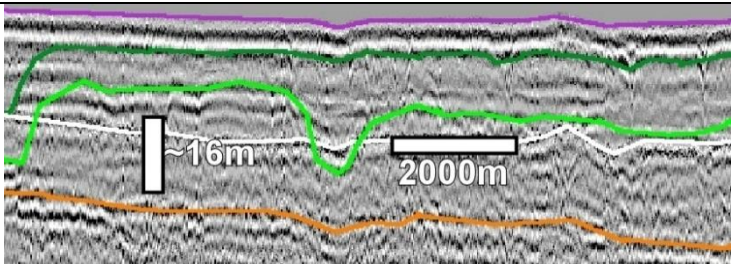
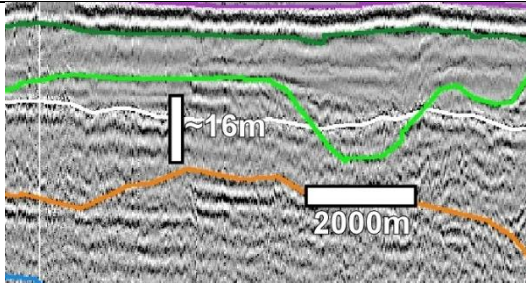
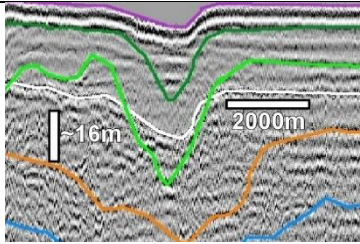
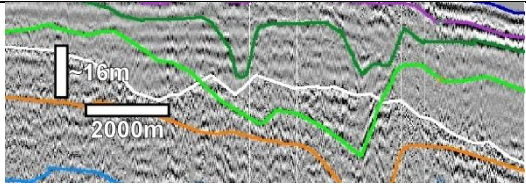
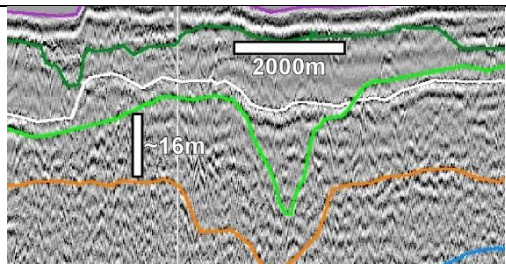
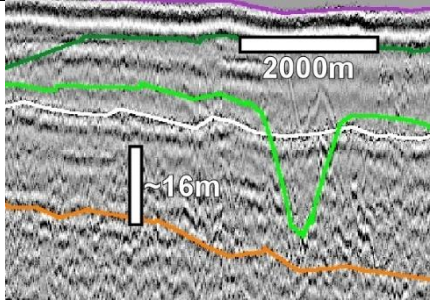
PC	Parâmetros (m)		Linha com interp. do paleocanal
	$(\rho)$		
20	$(\rho)$	26,4	
	$(\rho_{\text{máx}})$	79,2	
	$(e)$	20	
	$(l)$	3456	
21	$(\rho)$	29,6	
	$(\rho_{\text{máx}})$	79,2	
	$(e)$	12	
	$(l)$	1661	
22	$(\rho)$	34,4	
	$(\rho_{\text{máx}})$	95,2	
	$(e)$	20,8	
	$(l)$	3834	
23	$(\rho)$	52	
	$(\rho_{\text{máx}})$	104	
	$(e)$	23,2	
	$(l)$	2712	
24	$(\rho)$	24	
	$(\rho_{\text{máx}})$	52,8	
	$(e)$	15,2	
	$(l)$	1972	
25	$(\rho)$	21,6	
	$(\rho_{\text{máx}})$	70,4	
	$(e)$	26,4	
	$(l)$	3273	



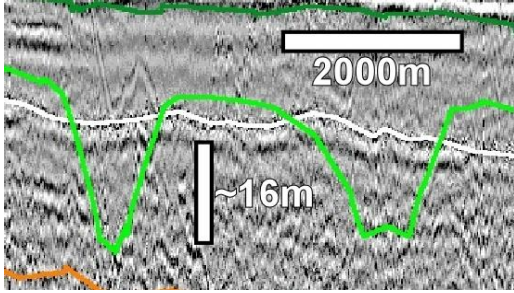
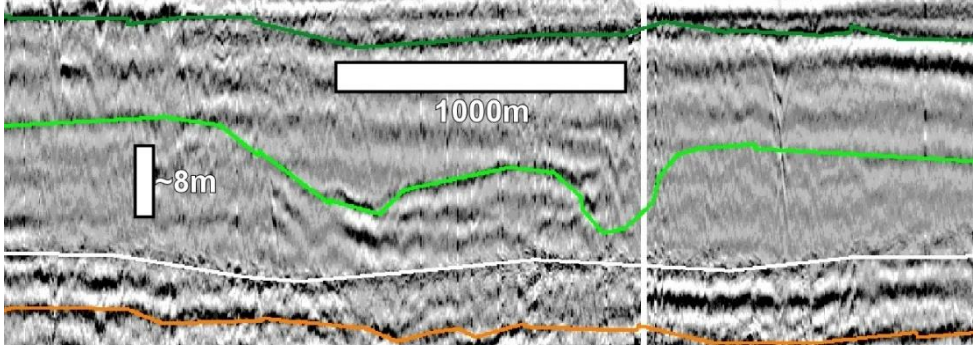
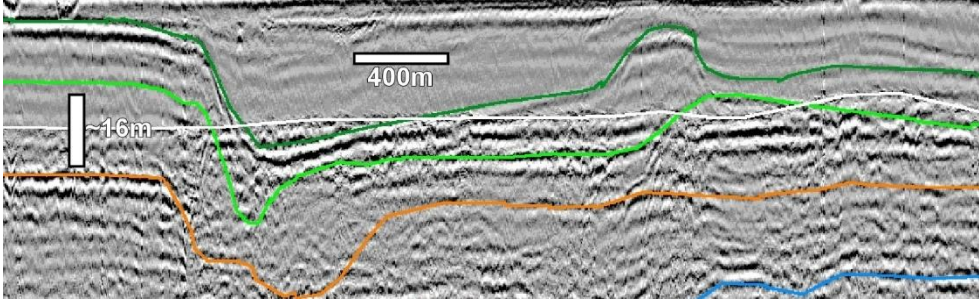
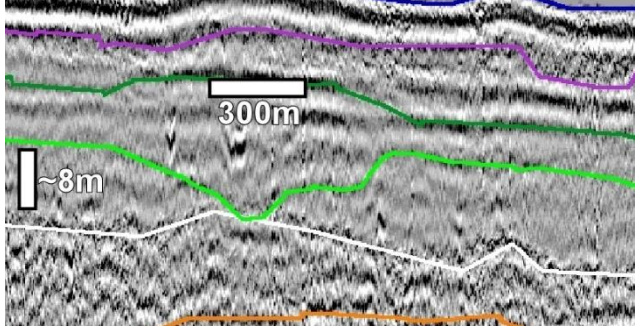
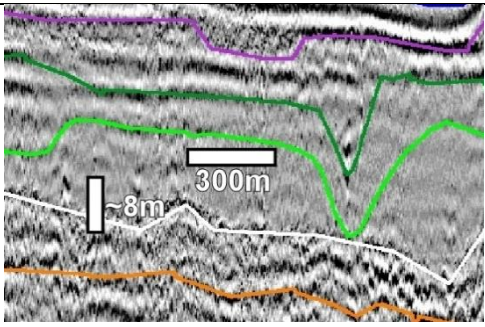
**Paleocanais esculpidos na superfície S4' e preenchidos pela sequência Sq4B**

PC	Parâmetros (m)		Linha com interp. do paleocanal
	$(\rho)$		
26	$(\rho)$	24,8	
	$(\rho_{\text{máx}})$	76,8	
	$(e)$	33,6	
	$(l)$	3310	
27	$(\rho)$	22,4	
	$(\rho_{\text{máx}})$	67,2	
	$(e)$	25,6	
	$(l)$	2757	
28	$(\rho)$	28,8	
	$(\rho_{\text{máx}})$	81,6	
	$(e)$	31,2	
	$(l)$	4968	
29	$(\rho)$	20	
	$(\rho_{\text{máx}})$	56,8	
	$(e)$	18,4	
	$(l)$	1079	
30	$(\rho)$	20,8	
	$(\rho_{\text{máx}})$	70,4	
	$(e)$	29,6	
	$(l)$	1147	
31	$(\rho)$	22,4	
	$(\rho_{\text{máx}})$	55,2	
	$(e)$	15,2	
	$(l)$	1694	

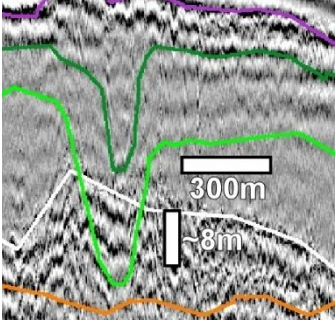
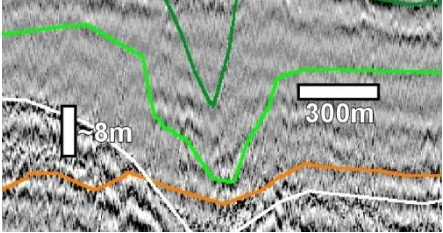
**Paleocanais esculpidos na superfície S4' e preenchidos pela sequência Sq4B**

PC	Parâmetros (m)		Linha com interp. do paleocanal
	$(\rho)$		
32	$(\rho)$	25,6	
	$(\rho_{\text{máx}})$	57,6	
	$(e)$	17,6	
	$(l)$	1331	
33	$(\rho)$	27,2	
	$(\rho_{\text{máx}})$	65,6	
	$(e)$	20,8	
	$(l)$	2986	
34	$(\rho)$	33,6	
	$(\rho_{\text{máx}})$	85,6	
	$(e)$	40	
	$(l)$	2033	
35	$(\rho)$	35,2	
	$(\rho_{\text{máx}})$	93,6	
	$(e)$	29,6	
	$(l)$	4250	
36	$(\rho)$	24	
	$(\rho_{\text{máx}})$	78,4	
	$(e)$	32,8	
	$(l)$	2100	
37	$(\rho)$	26,4	
	$(\rho_{\text{máx}})$	72	
	$(e)$	26,4	
	$(l)$	1011	

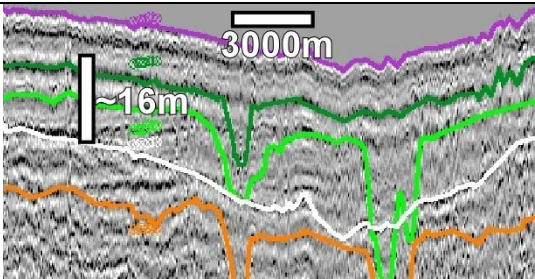
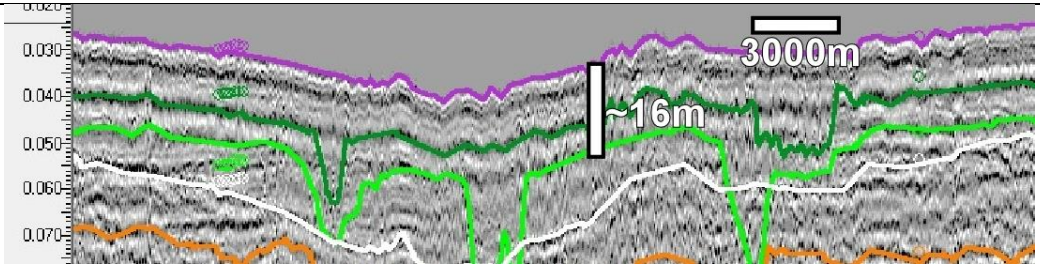
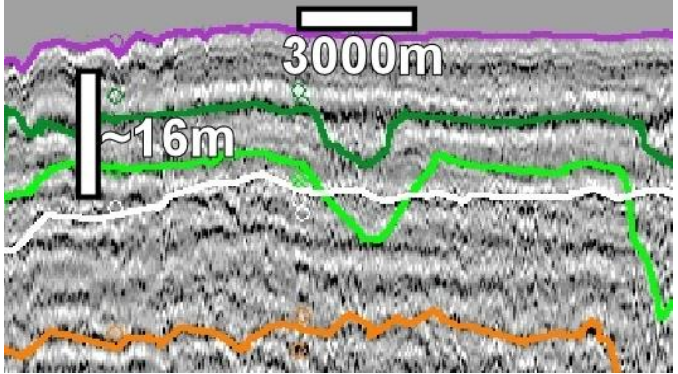
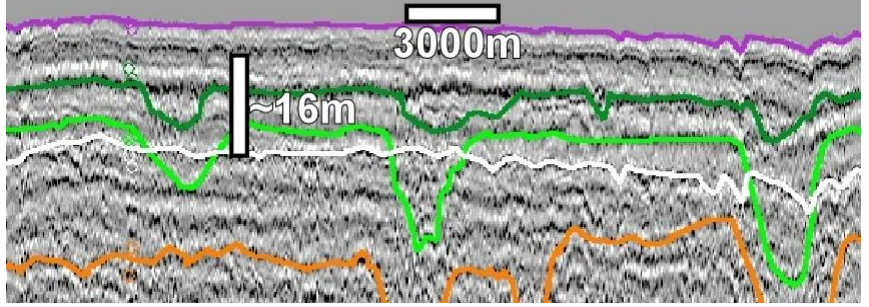
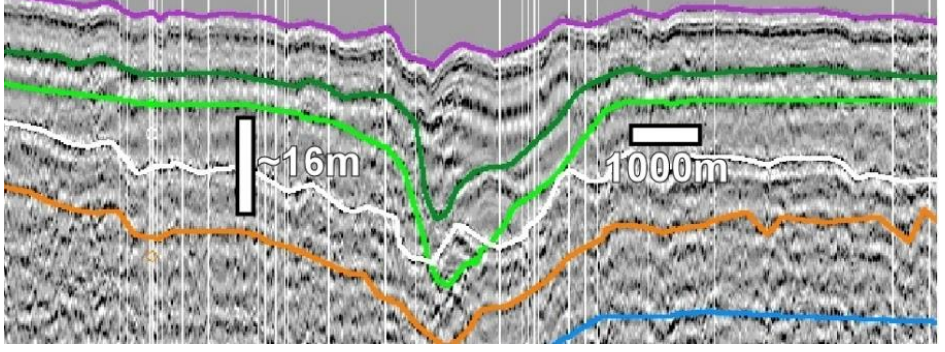
**Paleocanais esculpidos na superfície S4' e preenchidos pela sequência Sq4B**

PC	Parâmetros (m)		Linha com interp. do paleocanal
	$(\rho)$		
38	$(\rho)$	25,6	
	$(\rho_{\text{máx}})$	70,4	
	$(e)$	22,4	
	$(l)$	1456	
39	$(\rho)$	34,4	
	$(\rho_{\text{máx}})$	66,4	
	$(e)$	12	
	$(l)$	1369	
40	$(\rho)$	33,6	
	$(\rho_{\text{máx}})$	89,6	
	$(e)$	28,8	
	$(l)$	3146	
41	$(\rho)$	32	
	$(\rho_{\text{máx}})$	66,4	
	$(e)$	10,4	
	$(l)$	1384	
42	$(\rho)$	36,8	
	$(\rho_{\text{máx}})$	74,4	
	$(e)$	14,4	
	$(l)$	803	

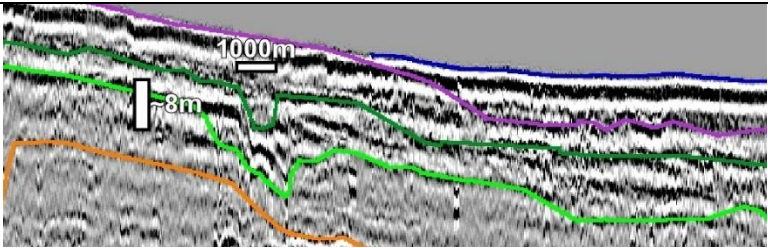
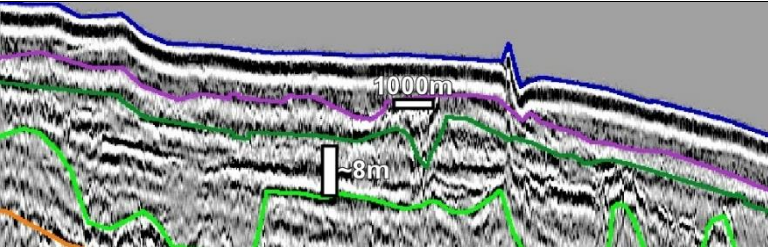
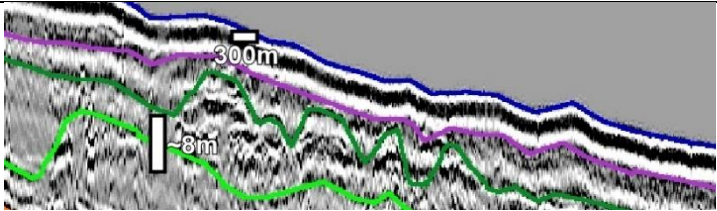
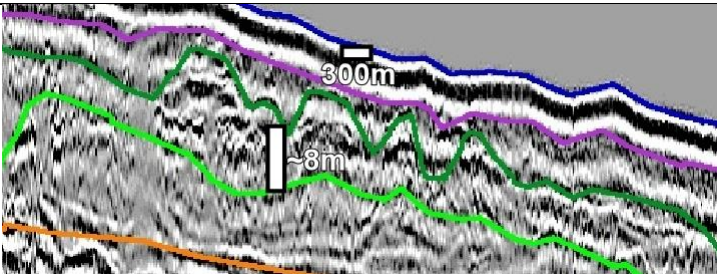
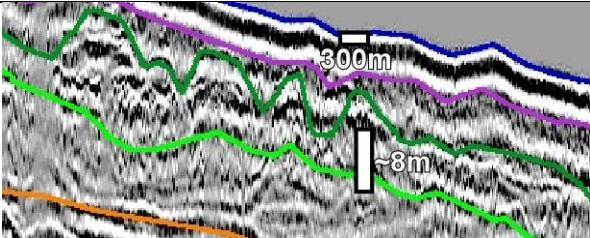
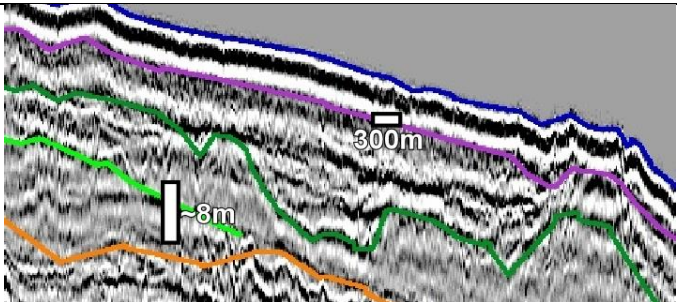
**Paleocanais esculpidos na superfície S4' e preenchidos pela sequência Sq4B**

PC	Parâmetros (m)		Linha com interp. do paleocanal
43	( $\rho$ )	35,2	
	( $\rho_{\text{máx}}$ )	86,4	
	( $e$ )	24	
	( $l$ )	572	
44	( $\rho$ )	46,4	
	( $\rho_{\text{máx}}$ )	88,8	
	( $e$ )	18,4	
	( $l$ )	763	

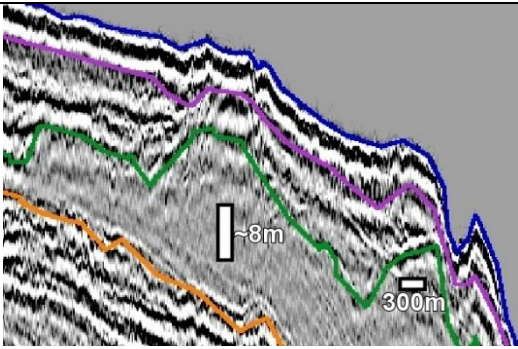
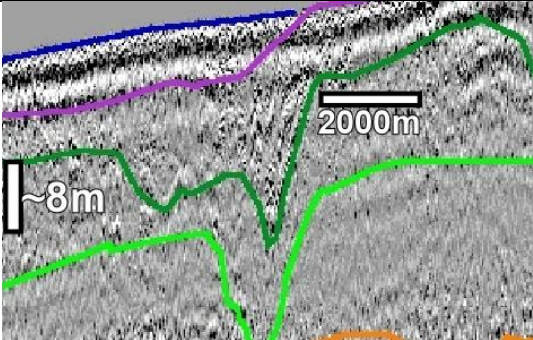
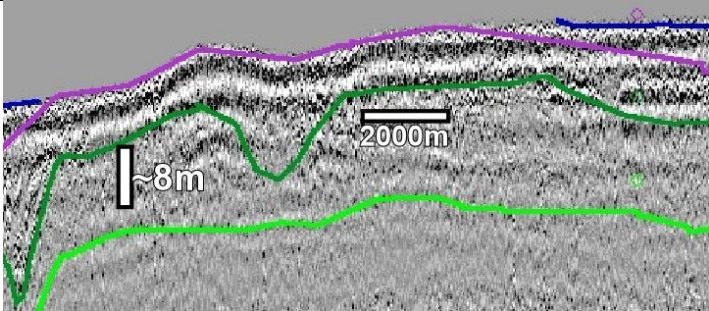
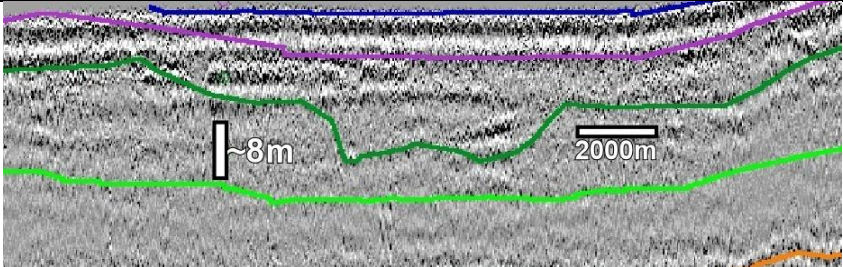
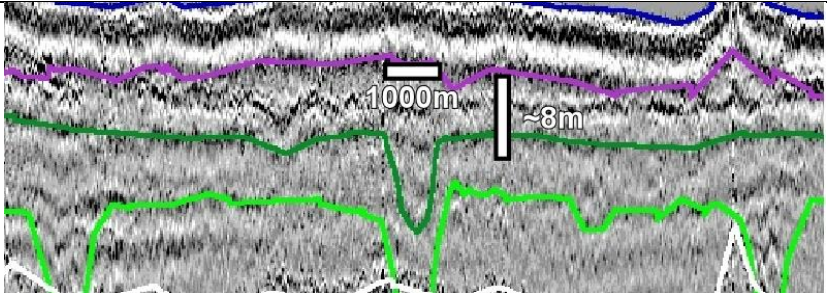
**Paleocanais esculpidos na superfície S5 e preenchidos pela sequência Sq5**

PC	Parâmetros (m)		Linha com interp. do paleocanal
	( $\rho$ )	( $\rho_{\text{máx}}$ )	
1	( $\rho$ )	24	
	( $\rho_{\text{máx}}$ )	41,6	
	( $e$ )	10,4	
	( $l$ )	2368	
2	( $\rho$ )	20	
	( $\rho_{\text{máx}}$ )	36,8	
	( $e$ )	6,4	
	( $l$ )	1886	
3	( $\rho$ )	20,8	
	( $\rho_{\text{máx}}$ )	37,6	
	( $e$ )	7,2	
	( $l$ )	3155	
4	( $\rho$ )	22,4	
	( $\rho_{\text{máx}}$ )	40	
	( $e$ )	8	
	( $l$ )	1667	
5	( $\rho$ )	30,4	
	( $\rho_{\text{máx}}$ )	60	
	( $e$ )	22,4	
	( $l$ )	2649	

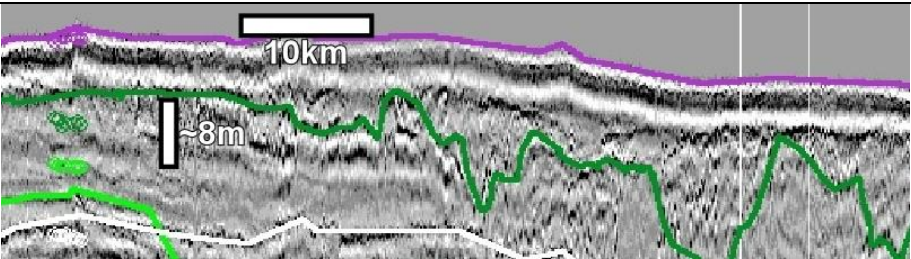
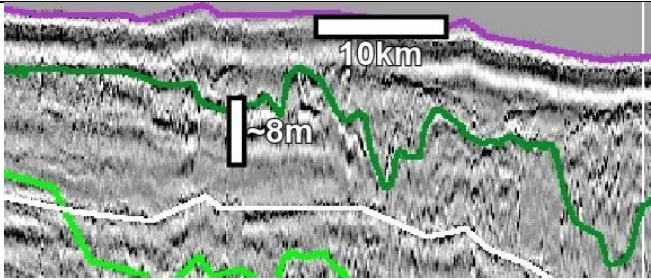
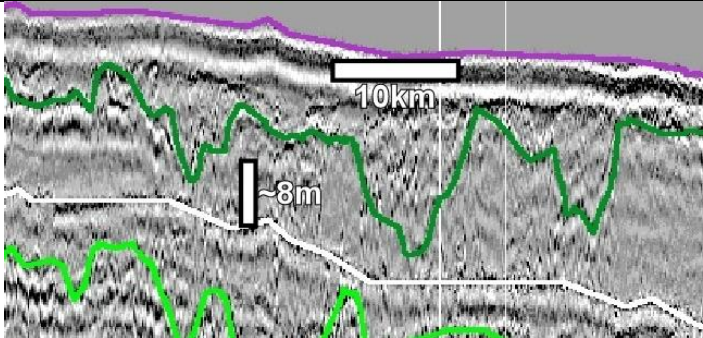
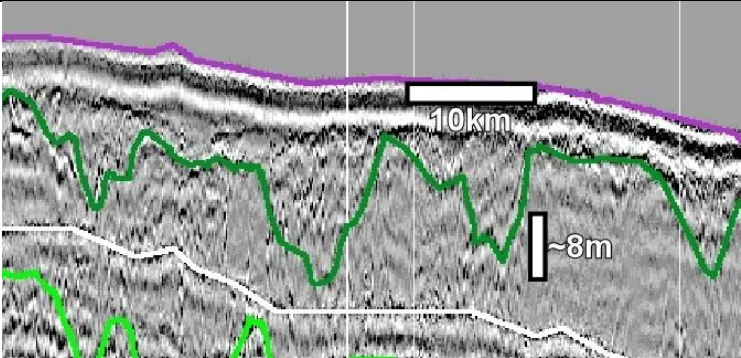
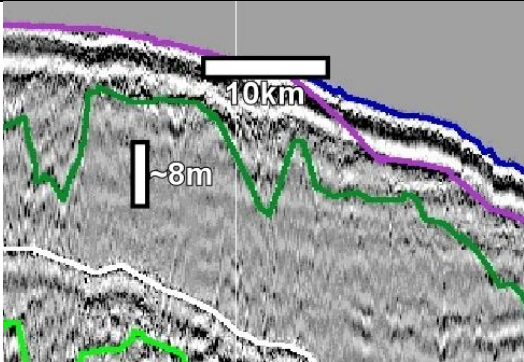
**Paleocanais esculpidos na superfície S5 e preenchidos pela sequência Sq5**

PC	Parâmetros (m)		Linha com interp. do paleocanal
	$(\rho)$		
6	$(\rho)$	58,4	
	$(\rho_{\text{máx}})$	74,4	
	$(e)$	7,2	
	$(l)$	877	
7	$(\rho)$	74,4	
	$(\rho_{\text{máx}})$	93,6	
	$(e)$	8,8	
	$(l)$	1154	
8	$(\rho)$	99,2	
	$(\rho_{\text{máx}})$	114,4	
	$(e)$	6,4	
	$(l)$	1606	
9	$(\rho)$	103,2	
	$(\rho_{\text{máx}})$	116,8	
	$(e)$	5,6	
	$(l)$	821	
10	$(\rho)$	104,8	
	$(\rho_{\text{máx}})$	120	
	$(e)$	7,2	
	$(l)$	981	
11	$(\rho)$	123,2	
	$(\rho_{\text{máx}})$	145,6	
	$(e)$	14,4	
	$(l)$	7006	

**Paleocanais esculpidos na superfície S5 e preenchidos pela sequência Sq5**

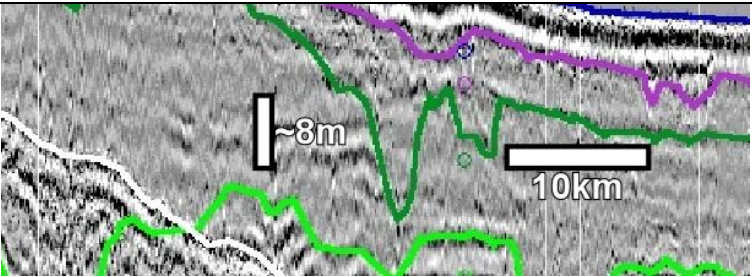
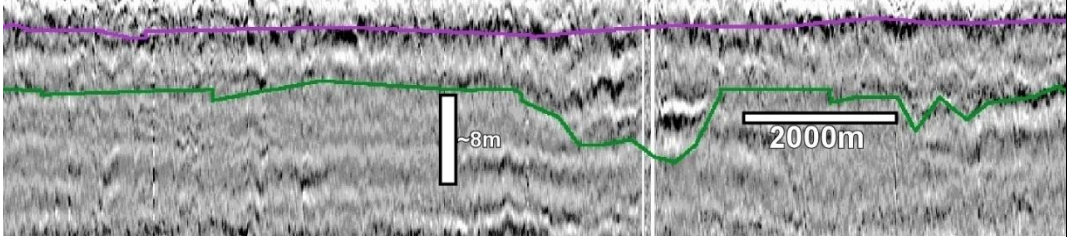
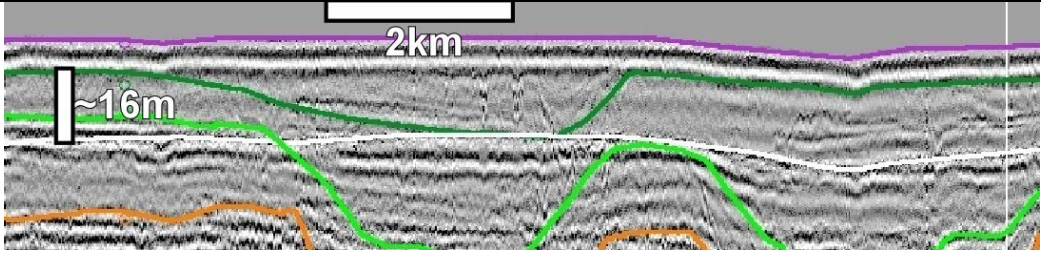
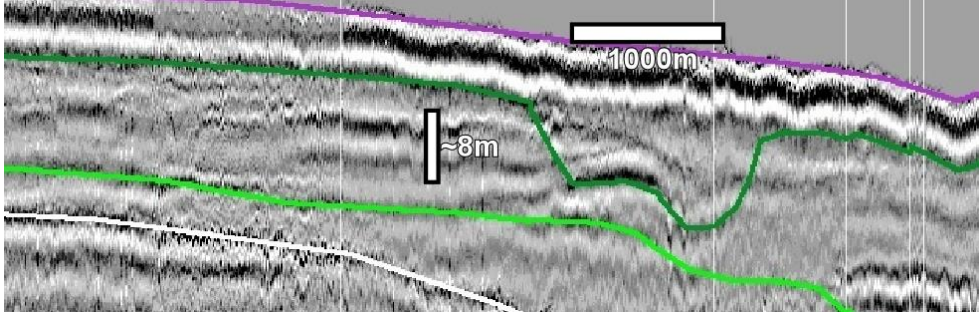
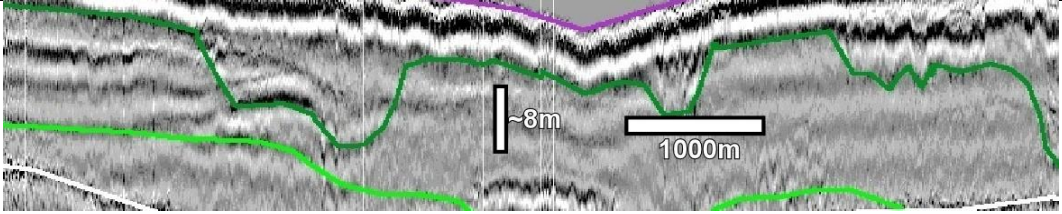
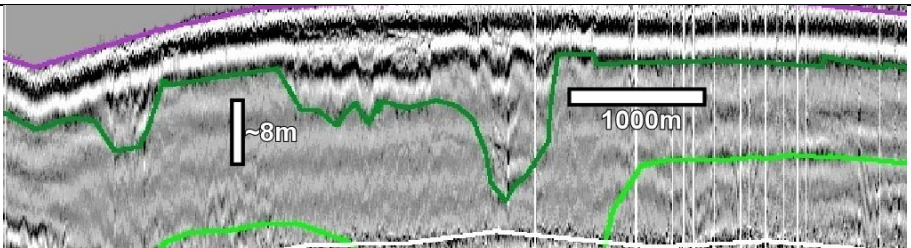
PC	Parâmetros (m)		Linha com interp. do paleocanal
	$(\rho)$	$(\rho_{\text{máx}})$	
12	$(\rho)$	138,4	
	$(\rho_{\text{máx}})$	163,2	
	$(e)$	13,6	
	$(l)$	4266	
13	$(\rho)$	68,8	
	$(\rho_{\text{máx}})$	95,2	
	$(e)$	17,6	
	$(l)$	4336	
14	$(\rho)$	63,2	
	$(\rho_{\text{máx}})$	80	
	$(e)$	11,2	
	$(l)$	2999	
15	$(\rho)$	58,4	
	$(\rho_{\text{máx}})$	80,8	
	$(e)$	12,8	
	$(l)$	11316	
16	$(\rho)$	30,4	
	$(\rho_{\text{máx}})$	54,4	
	$(e)$	10,4	
	$(l)$	812	

**Paleocanais esculpidos na superfície S5 e preenchidos pela sequência Sq5**

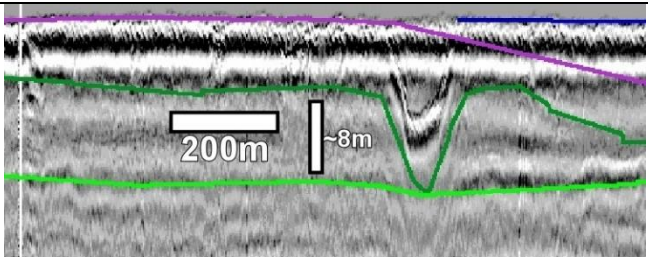
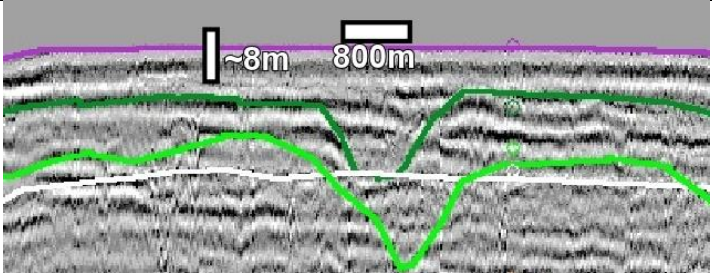
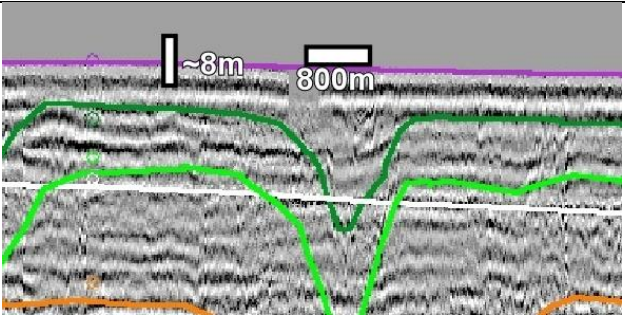
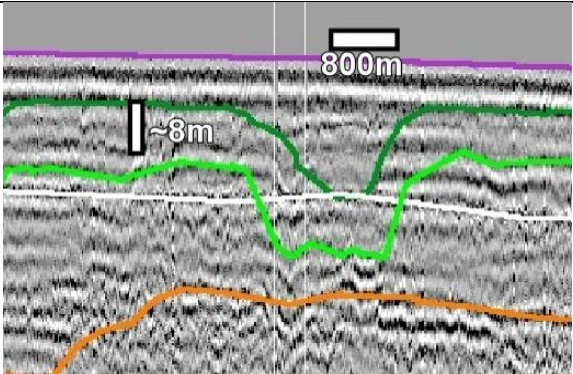
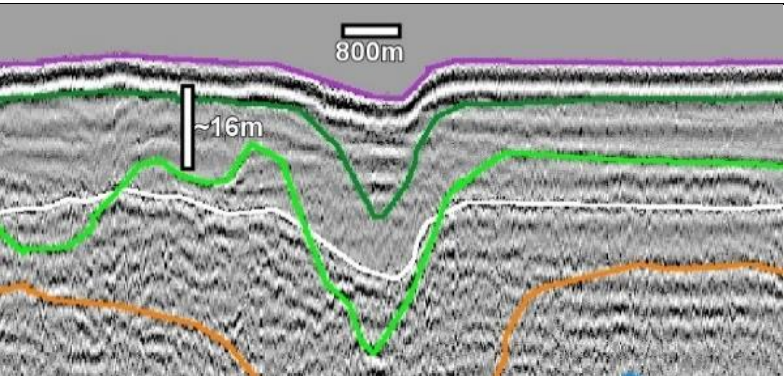
PC	Parâmetros (m)		Linha com interp. do paleocanal
	$(\rho)$		
17	$(\rho)$	24	
	$(\rho_{\text{máx}})$	36,8	
	$(e)$	5,6	
	$(l)$	4700	
18	$(\rho)$	24,8	
	$(\rho_{\text{máx}})$	45,6	
	$(e)$	12	
	$(l)$	3159	
19	$(\rho)$	29,6	
	$(\rho_{\text{máx}})$	55,2	
	$(e)$	16,8	
	$(l)$	3655	
20	$(\rho)$	29,6	
	$(\rho_{\text{máx}})$	52	
	$(e)$	15,2	
	$(l)$	3626	
21	$(\rho)$	35,2	
	$(\rho_{\text{máx}})$	53,6	
	$(e)$	10,4	
	$(l)$	2328	



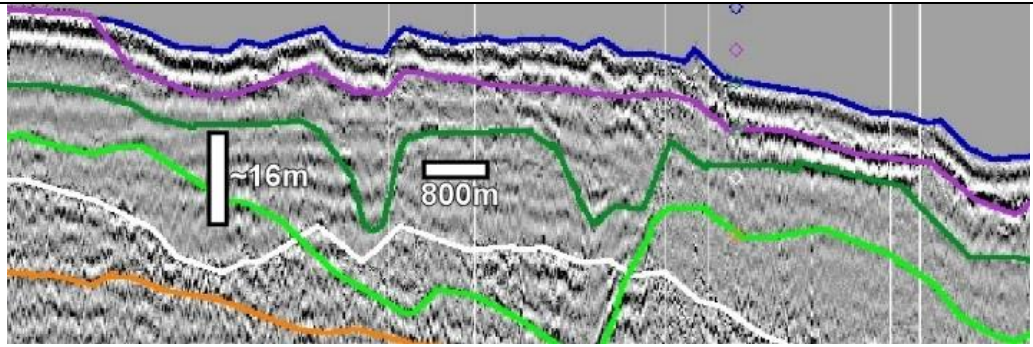
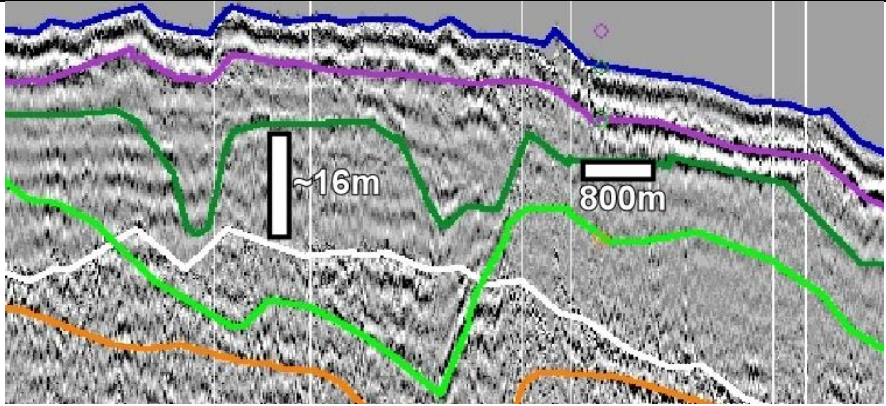
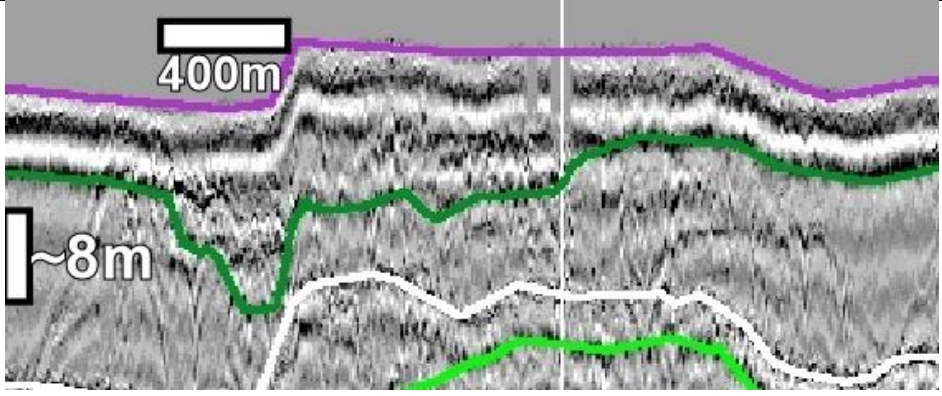
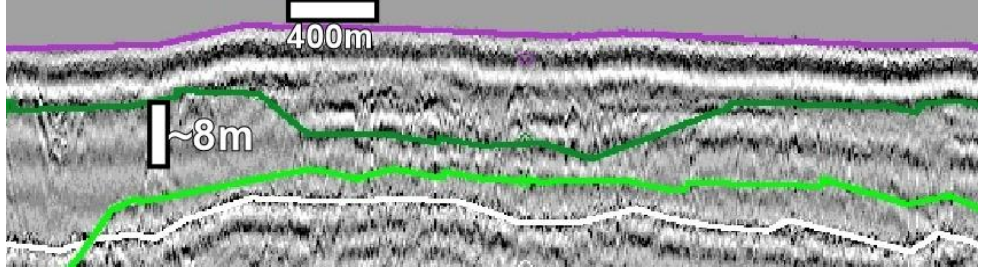
Paleocanais esculpidos na superfície S5 e preenchidos pela sequência Sq5

PC	Parâmetros (m)		Linha com interp. do paleocanal
	$(\rho)$		
22	$(\rho)$	48,8	
	$(\rho_{\text{máx}})$	77,6	
	$(e)$	17,6	
	$(l)$	5613	
23	$(\rho)$	66,4	
	$(\rho_{\text{máx}})$	84,8	
	$(e)$	7,2	
	$(l)$	335	
24	$(\rho)$	20,8	
	$(\rho_{\text{máx}})$	43,2	
	$(e)$	14,4	
	$(l)$	4557	
25	$(\rho)$	31,2	
	$(\rho_{\text{máx}})$	51,2	
	$(e)$	12	
	$(l)$	1422	
26	$(\rho)$	33,6	
	$(\rho_{\text{máx}})$	48	
	$(e)$	7,2	
	$(l)$	482	
27	$(\rho)$	28,8	
	$(\rho_{\text{máx}})$	52,8	
	$(e)$	17,6	
	$(l)$	1825	

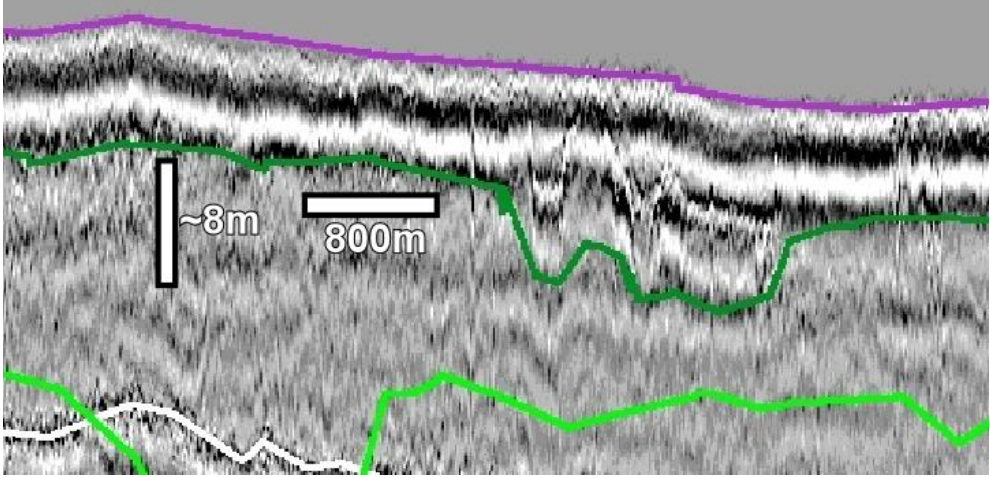
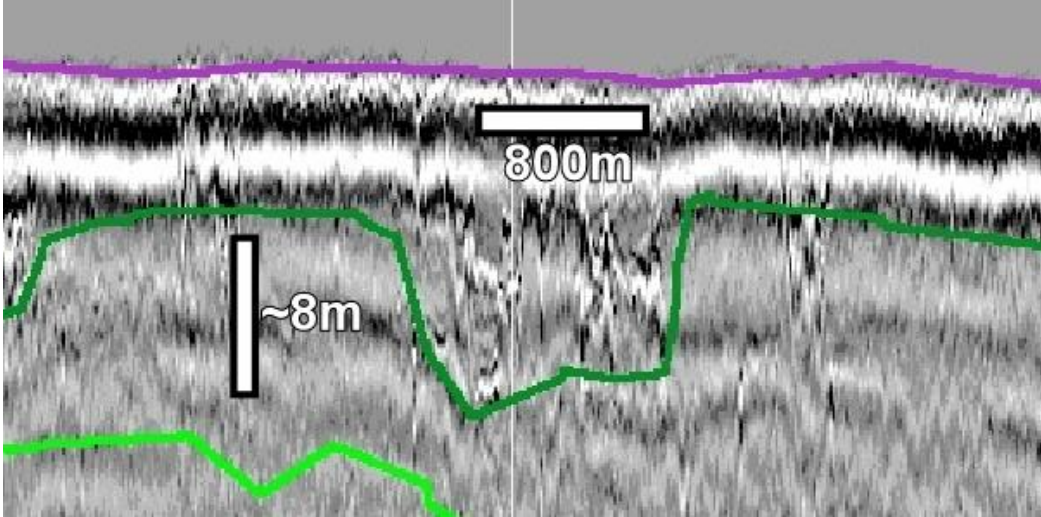
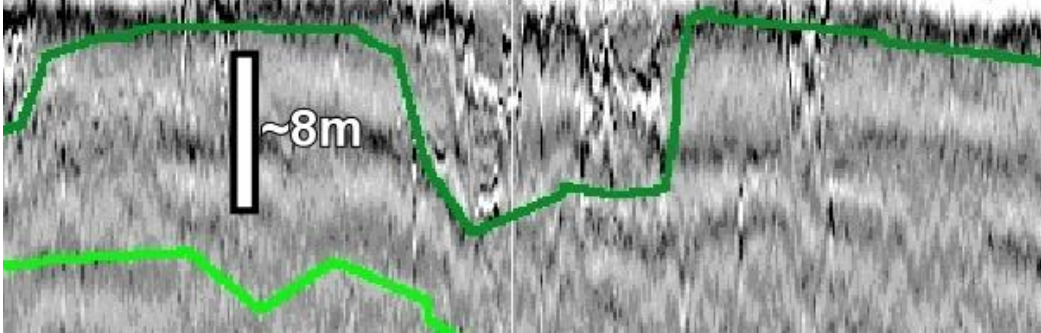
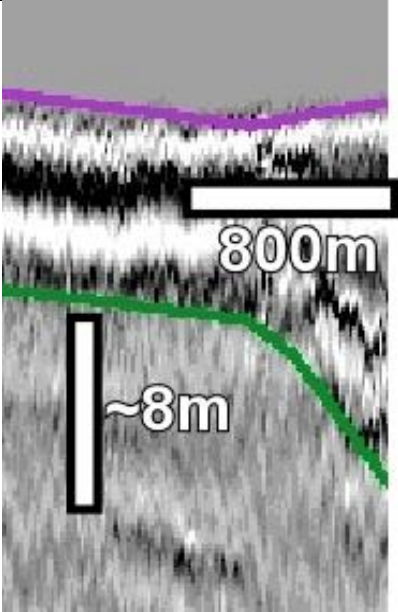
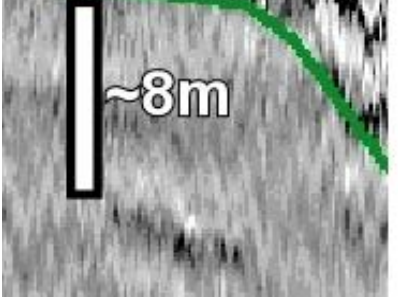
**Paleocanais esculpidos na superfície S5 e preenchidos pela sequência Sq5**

PC	Parâmetros (m)		Linha com interp. do paleocanal
	$(\rho)$		
28	$(\rho)$	31,2	
	$(\rho_{\text{máx}})$	51,2	
	$(e)$	12	
	$(l)$	278	
29	$(\rho)$	20,8	
	$(\rho_{\text{máx}})$	41,6	
	$(e)$	12,8	
	$(l)$	1084	
30	$(\rho)$	21,6	
	$(\rho_{\text{máx}})$	48,8	
	$(e)$	19,2	
	$(l)$	980	
31	$(\rho)$	22,4	
	$(\rho_{\text{máx}})$	46,4	
	$(e)$	16	
	$(l)$	1430	
32	$(\rho)$	34,4	
	$(\rho_{\text{máx}})$	58,4	
	$(e)$	20,8	
	$(l)$	1087	

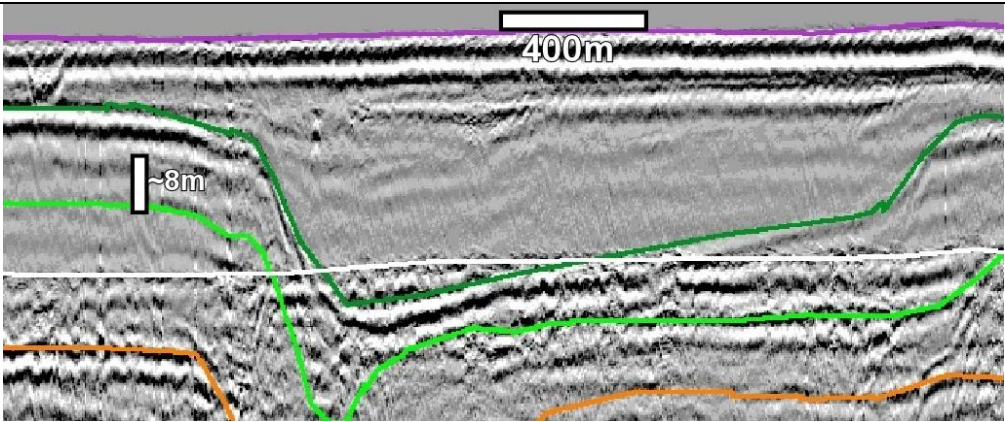
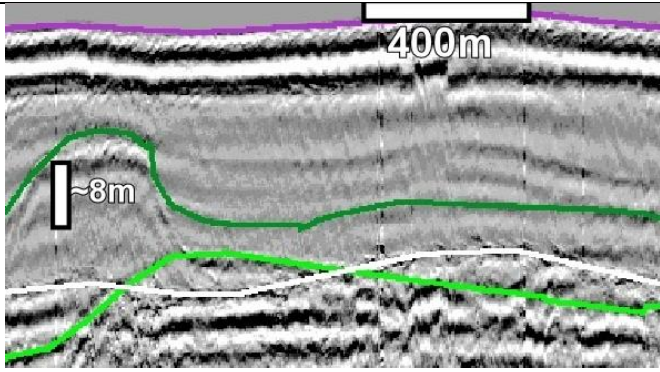
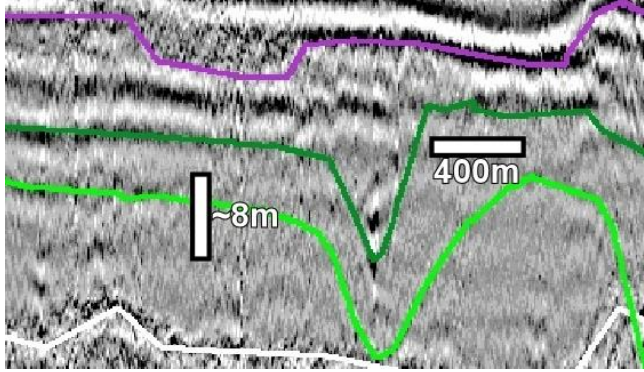
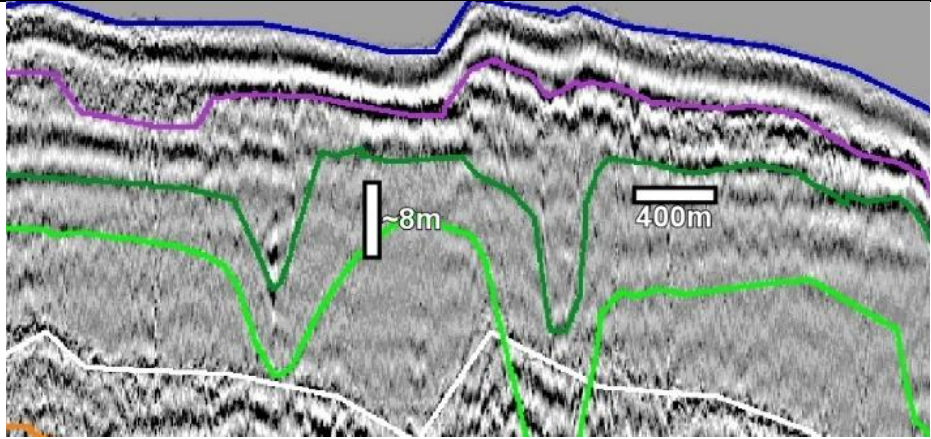
**Paleocanais esculpidos na superfície S5 e preenchidos pela sequência Sq5**

PC	Parâmetros (m)		Linha com interp. do paleocanal
33	( $\rho$ )	36,8	
	( $\rho_{\text{máx}}$ )	68	
	( $e$ )	17,6	
	( $l$ )	765	
34	( $\rho$ )	36	
	( $\rho_{\text{máx}}$ )	66,4	
	( $e$ )	14,4	
	( $l$ )	1058	
35	( $\rho$ )	26,4	
	( $\rho_{\text{máx}}$ )	44,8	
	( $e$ )	12,8	
	( $l$ )	2591	
36	( $\rho$ )	22,4	
	( $\rho_{\text{máx}}$ )	38,4	
	( $e$ )	8,8	
	( $l$ )	3808	
37	( $\rho$ )	29,6	
	( $\rho_{\text{máx}}$ )	43,2	
	( $e$ )	5,6	

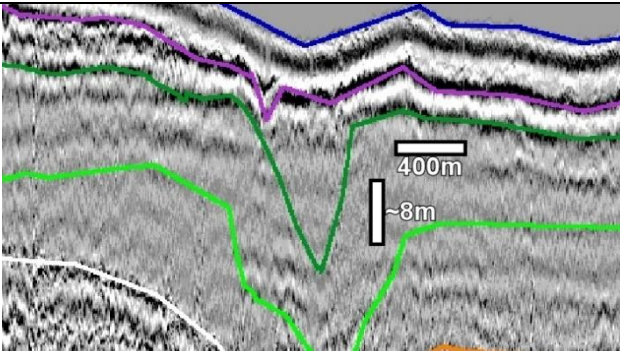
Paleocanais esculpidos na superfície S5 e preenchidos pela sequência Sq5

PC	Parâmetros (m)		Linha com interp. do paleocanal
	(l)	1826	
38	(p)	30,4	
	(p <sub>máx</sub> )	48,8	
	(e)	11,2	
	(l)	2269	
39	(p)	31,2	
	(p <sub>máx</sub> )	47,2	
	(e)	8,8	
	(l)	1302	

Paleocanais esculpidos na superfície S5 e preenchidos pela sequência Sq5

PC	Parâmetros (m)		Linha com interp. do paleocanal
	$(\rho)$		
40	$(\rho)$	33,6	
	$(\rho_{\text{máx}})$	72	
	$(e)$	25,6	
	$(l)$	1755	
41	$(\rho)$	32	
	$(\rho_{\text{máx}})$	56,8	
	$(e)$	10,4	
	$(l)$	1108	
42	$(\rho)$	36,8	
	$(\rho_{\text{máx}})$	64,8	
	$(e)$	14,4	
	$(l)$	2165	
43	$(\rho)$	35,2	
	$(\rho_{\text{máx}})$	68,8	
	$(e)$	18,4	
	$(l)$	586	

**Paleocanais esculpidos na superfície S5 e preenchidos pela sequência Sq5**

PC	Parâmetros (m)		Linha com interp. do paleocanal
44	( $\rho$ )	48	
	( $\rho_{\text{máx}}$ )	76,8	
	( $e$ )	19,2	
	( $l$ )	433	