Université Pierre et Marie Curie

Ecole doctorale Geosciences, Ressources Naturelles et Environnement

Institut des Sciences de la Terre Paris (ISTEP) / Laboratoire Evolution et Modélisation des Bassins Sédimentaires

Universidade Federal Fluminense

Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha / Laboratório de Geologia Marinha (LAGEMAR)

Evolução Estratigráfica Cenozóica da Porção Norte da Bacia de Santos: Quantificação do Fluxo Sedimentar e da Subsidência através de Análise Sísmica e de Modelagem Estratigráfica.

Par Renata MOREIRA DA COSTA MAIA

Thèse de doctorat en cotutelle en Géologie et Géophysique Marine

Dirigée par Antonio Tadeu dos REIS et Christian GORINI

Présentée et soutenue publiquement le 21 Mars 2014

Devant un jury composé de :

SIFEDDINE Abdelfettah	Chercheur à Universidade Federal Fluminense	Rapporteur
MOULIN Maryline	Chercheuse au IFREMER	Rapporteur
ALBERTÃO Gilberto A.	Docteur, Petrobrás	Examinateur
GUIZAN SILVA Cleverson	Professeur à Universidade Federal Fluminense	Examinateur
MENEZES FREIRE Antonio Fernando	Docteur, Petrobrás	Examinateur
GRANJEON Didier	Docteur, IFP Energies Nouvelles	Co-encadrant
RABINEAU Marina	Docteur, Université de Bretagne Occidentale	Co-encadrante
REIS Antonio Tadeu	Professeur à Universidade do Estado do Rio de Janeiro	Directeur de thèse
GORINI Christian	Professeur à Université Pierre et Marie Curie	Directeur de thèse

Agradecimentos

Primeiramente gostaria de agradecer a banca pelo aceite do convite de *jury* do meu doutorado (Dr. Gilberto, Dr. Fernando e Dr. Cleverson). Aos relatores Dra. Maryline e Dr. Abdel por terem se prestado a ler a minha tese para aprovação antes da sua apresentação, mesmo estando em uma língua que não é a de suas origens. Agradeço principalmente os meus orientadores, que, sem eles, eu não teria finalizado o meu doutorado. Ao professor Tadeu que sempre me indicou os melhores caminhos a seguir, me abriu portas que jamais outra pessoa abriu. A ele devo todo o meu conhecimento científico. Ao professor Christian, que me recebeu de braços abertos na França, me auxiliando não somente academicamente, mas também pessoalmente, sempre dizendo o que eu precisava ouvir na hora certa. A professora Marina Rabineau, da *Université de Bretagne Occidentale*, pelas esclarecedoras discussões sobre Variações Climáticas e o Quaternário. Ao Dr. Didier Granjeon, do *IFP Energies Nouvelles*, por me conduzir no aprendizado da modelagem estratigráfica e por me fornecer os recursos necessários para que os meus modelos pudessem ser desenvolvidos.

A minha família e ao meu namorado eu devo todo o incentivo de estudo e todo o suporte emocional necessário para a finalização da tese. Aos amigos do laboratório sempre presentes pra me ajudar e me descontrair quando necessário. Ao Beto e ao Rodrigo agradeço toda a ajuda com o MATLAB e GMT e todas as longas discussões lógicas e ilógicas. A Raiane, Vinicius e Marcela por terem estado sempre ao meu lado e sempre que precisei estarem preparados para me ajudar. Agradeço também à Estelle Leroux, por toda ajuda fornecida, pelo fornecimento de dados e ensinamento necessários para o desenvolvimento da tese. Aos meus amigos de Paris, que fizeram da minha estadia muito mais agradável. Eles, que sempre me ajudaram tanto cientificamente quanto emocionalmente. Às minhas *roommates* eu agradeço pela paciência em co-habitar com uma doutoranda com fortes abalos emocionais.

Finalmente agradeço a todas as entidades que me deram suporte para a realização deste doutorado. Primeiramente gostaria de agradecer às universidades nas quais estou inscrita, Universidade Federal Fluminense e *Université Pierre et Marie Curie – Paris VI*, que me deram todo o suporte de conhecimento, pessoal, financeiro para que o meu doutorado pudesse ser concluído com sucesso. Á Universidade do Estado do Rio de janeiro eu agradeço pela minha excelente formação em Oceanografia, base do meu conhecimento científico, e também por fornecer um local adequado para o desenvolvimento do meu trabalho. A CAPES eu gostaria de agradecer o financiamento da minha bolsa no Brasil e também a minha estadia pelo período *sandwich* realizado na França, necessário para a realização de algumas etapas do meu doutorado e também por ter me dado a possibilidade de viver a cultura de outro país. A Agência Nacional do Petróleo, por ter financiado a minha bolsa nos meus últimos anos de doutorado.

Resumo

O presente estudo visa à compreensão e quantificação experimental dos principais fatores que condicionaram a evolução geomorfológica e estratigráfica da sucessão sedimentar cenozóica dos últimos 49.5 Ma da porção norte da bacia de Santos. Para tal foi utilizada uma abordagem metodológica que compreende a análise de linhas de sísmica profunda (~7-8 s de penetração), de sísmica de alta resolução *sparker* (~400 ms de penetração), de dados cronoestratigráficos e litológicos de 19 poços exploratórios disponíveis, e a construção de modelos estratigráficos nas dimensões 2D e 3D no programa *Dionisos*. Primeiramente, a simulação de modelos 3D, em conjunto com a análise das linhas de sísmica profunda, permitiu a compreensão de como os principais parâmetros controladores (por exemplo, taxas de subsidência, configuração de fontes de aporte sedimentar e suas taxas) interagiram na escala regional da porção norte da bacia do Eoceno ao Presente (últimos 49,5 Ma). Numa segunda etapa, novas baterias de simulações objetivaram a compreensão em maior detalhe de intervalos estratigráficos específicos, escolhidos por suas características de notável progradação na sucessão estratigráfica cenozóica: modelos 2D foram simulados para o intervalo Eoceno, com o objetivo de melhor conhecer os fatores que influenciaram a construção da marcante feição progradante observada na porção mais à leste da bacia; enquanto modelos estratigráficos 2D do intervalo Plio-Quaternário, juntamente com as análises de linhas sísmicas de alta resolução, objetivaram um melhor entendimento de um intervalo estratigráfico que se desenvolve durante fase térmica já madura da bacia, sob influência dominante das periódicas glaciações características deste período. Os resultados deste trabalho permitiram a redefinição de ciclicidade deposicional envolvendo os últimos 49,5 Ma da porção norte da bacia de Santos, assim como trouxeram uma série de novas informações e esclarecimentos sobre complexas e dinâmicas formas de associação entre os principais parâmetros controladores da arquitetura da bacia. A análise de todos os resultados na escala temporal do Cenozóico permitiu a identificação de nove sequências principais e seu reagrupamento em três megassequências principais (Megassequências A, B e C): (i) a Megassequência A, dominantemente progradacional, está relacionada à feição progradante desenvolvida na região plataforma/talude entre a Baía de Guanabara e a cidade Cabo frio sobre a morfologia em forma de rampa existente na área. A sobrecarga resultante da formação desta feição induz ainda a expulsão syn-deposicional do nível evaporítico em direção à bacia. A fonte sedimentar que alimenta a feição progradante foi interpretada como sendo o proto-rio Paraíba do Sul. Dois importantes eventos marcam o fim da Megassequência A. O primeiro diz respeito à grande queda eustática do Oligoceno Inferior, que marca a transição do *Greenhouse* para o *Icehouse* Oligocênico. O segundo está relacionado ao desvio estrutural do proto-rio Paraíba do Sul, em função da reativação da Serra do Mar, que reduziu o aporte sedimentar para a bacia de Santos (principalmente de sedimentos arenosos); (ii) a Megassequência B é marcada por uma grande tendência de retrogradação de seus sistemas sedimentares de até 78 km entre

os *offlap breaks* das superfícies que se desenvolvem em 30 e 21 Ma. Esta arquitetura parece ser resposta a uma grande criação de espaço de acomodação relacionada à atuação da subsidência por um longo período de tempo, sem a presença de importantes quedas de nível de mar que pudessem destruir as camadas sedimentares. Esta megassequência é também marcada pela implantação dos depósitos contorníticos relacionados à abertura das passagens de Drake e da Tasmânia, ocorridas entre aproximadamente 37 e 28 Ma. Os sistemas deposicionais passaram assim a se desenvolver proximalmente até o fim da megassequência, quando ocorre a significativa regressão marinha do Tortoniano; (iii) a Megassequência C é dominantemente progradacional, caracterizando um avanço das paleolinhas de costas por aproximadamente 70 km bacia adentro, nos últimos 10.5 Ma. O surgimento da tendência progradacional explica-se como resposta ao aumento do aporte sedimentar e diminuição da taxa de subsidência no início do desenvolvimento da megassequência, intensificada ao final dela pelas características espectrais e de amplitude do sinal glacio-estático que caracteriza o Quaternário (últimos 2,6 Ma). O detalhamento da arquitetura sedimentar do Quaternário indica ainda a forte influência da relação entre a periodicidade, amplitude e frequência do sinal glacio-eustático na geometria e ciclicidade da arquitetura deposicional observada na margem, principalmente nos últimos 0.63 Ma, implantada sob o domínio da periodicidade orbital de 100 ky de duração.

Résumé

Le principal objectif de cette étude est de mieux comprendre et de quantifier les paramètres et les processus de contrôle de la morphologie et de l'évolution stratigraphique du bassin de Santos et de sa marge pour les 49,5 derniers millions d'années. Il s'agit de déconvoluer le signal climatique et tectonique dans l'enregistrement sédimentaire de ces marges de l'atlantique sud. Les outils utilisés pour parvenir à ces objectifs sont l'analyse en stratigraphie sismique d'une base de donnée composée de profils sismiques à diverses résolutions (e.g. sismique de ~7-8 s pénétration et sismique haute résolution de ~400 ms penetration). Nous complétons cette analyse de stratigraphie sismique par l'analyse lithologique et le calage chrono stratigraphique des limites de séquence majeures, à partir de 19 forages industriels. La modélisation stratigraphique par *Dionisos* combinée à nos observations issues des analyses précédentes nous a permis de quantifier les paramètres majeurs qui vont contrôler l'architecture sédimentaire de cette marge à différentes échelles de temps et d'espace : les paléo morphologies initiales contrôlées par la tectonique, les flux contrôlés par la tectonique locale et le climat, la subsidence globale à la fois fonction des flux et de la tectonique. L'analyse des profils de sismique marine de faible résolution mais plus pénétrante nous a permis d'étudier l'évolution post-rift de la marge de Santos à l'échelle du bassin Cenozoique. Une modélisation stratigraphiques 3D des séquences sédimentaires depuis 49,5 millions d'années nous as permis de mieux quantifier le rapport flux/accommodation et de contraindre les grands processus à l'origine du remplissage sédimentaire du bassin de Santos. La sismique haute résolution nous permet d'avoir une meilleure connaissance de l'architecture des dépôts sédimentaires à l'échelle du Quaternaire. Les simulations 2D ont été conduites pour l'étude de détail de certains intervalles stratigraphiques, en particulier l'Eocène et le Plio-Quaternaire, ces deux intervalles de temps ayant comme caractéristique commune le shift des paleo-bordures de plateforme vers le bassin (progradation). La modélisation 2D de l'Eocène a été conduite pour permettre de comprendre l'architecture de progradation/aggradation (sigmoides) lié à un flux important caractérisant cette période, cependant compensé par la subsidence. La modélisation haute résolution du Plio-Quaternaire nous permet de préciser les architectures d'un intervalle stratigraphique mis en place à un stage avancé de l'évolution thermique du bassin, et sous l'influence prédominante des oscillations glacio-eustatiques du niveau marin relatif. 9 séquences stratigraphiques sont ainsi identifiées et regroupées en 3 mégaséquences (Mégaséquences A, B et C): (i) La Mégaséquence A est caractérisée par des clinoformes progradants développés au droit d'une dépression localisée entre la baie de Guanabara et Cabo Frio. Ce système progradant vient remplir l'espace d'accommodation créé par le fluage du sel vers le bassin lié à une problable reactivation de la zone de failles de Cabo Frio (tectonique salifère post rift). Le flux sédimentaire qui nourrit cette marge éocène est mis en relation avec le paléo fleuve du *Paraíba do Sul*. Deux importants évènements viennent clore cette méga séquence de dépôt: La chute eustatique de troisième

ordre de la base de l'oligocène (30 Ma a partir de la courbe de Haq) marquant le passage d'une époque de *Greenhouse* vers un climat global plus froid (*icehouse*) ; et la reactivation des chaines côtières et la migration de la paléo rivière Paraiba do sul qui se déplace alors vers l'est constituant un tributaire majeur du bassin de Campos comme aussi deduit par des anciens travails. Les flux du bassin de Santos se trouvent alors drastiquement réduits particulièrement en ce qui concerne les apports en sables**.** (ii) La Mégasequence B est caractérisée par la rétrogradation de tous les systèmes sédimentaires et le déplacement des *offlap-break* des clinoformes de 78 km vers le continent en 10 millions d'années (de 30 Ma à 21 Ma). Nous interprétons cette configuration comme une réponse directe à la diminution des flux sédimentaires, non compensé par des chutes importantes du niveau marin absolu; Cette megasequence est aussi caracterisée par l'implantation des depots contouritiques entre 30 et 21 Ma, problablement liés à des changements dans la circulation oceanique dû a l'ouverture de la passage de Drake et de la Tasmanie (entre 37 et 28 Ma). Le sommet de cette séquence est une limite de séquence de troisième ordre en relation avec la chute du niveau eustatique tortonien (iii) La Mégasequence C est caractérisée à nouveau par une progradation et le déplacement des paléobordures de plateforme (offlap break) de 70 km vers l'océan, depuis les derniers 10.5 millions d'années. La configuration dominante de progradation de cette séquence est interprétée comme la réponse de l'augmentation de flux sédimentaire qui caractérise le passage à des cycles glacio-eustatiques marqués depuis 2.6 millions d'années. Dans le détail l'architecture sédimentaire plio-quaternaire de la bordure de plate-forme indique une prédominance de la préservation des régressions forcées par les chutes glacio-eustatiques du niveau de base, liées aux cycles climatiques de 100 000 ans. L'amplitude de ces variations glacio-eustatiques est de 120 m, et l'on les enregistre extrêmement bien sur la bordure de la plateforme externe de la marge du bassin de Santos depuis 0.63 Ma, lorsque le signal climatique est clairement dominé par les variations de l'excentricité.

Abstract

The main objective of this study is to better understand and to quantify experimentally the main parameters that control the geomorphological and stratigraphic evolution of the Cenozoic sedimentary succession of the northeast Santos basin, Brazil, in the last 49.5 my. For this purpose, a variety of combining methologies were used, such as: seismic analysis of a dataset composed of different resolution levels (e.g., ~7-8 s penetration and high-resolution seismic profiles of ~400 ms penetration), chronostratigraphic and lithological data from 19 exploratory wells and stratigraphic modeling. Stratigraphic models provided the estimation of some important basin parameters that acted during the Cenozoic, like subsidence rates and position, configuration and rates of sediment influxes. Simulations of 3D stratigraphic modelling coupled with deep seismic data analysis were applied to the Cenozoic stratigraphic succession comprising the last 49.5 Ma (Eocene to Recent). These methods allowed the comprehension of the main factors controlling basin deposition and architecture at the regional scale of northern Santos basin. Simulations of 2D stratigraphic modelling were also applied to detail some particular stratigraphic intervals, like the Eocene and the Plio-Quaternary. The Eocene 2D modelling were conducted in order to understand the interplay of several basin parameters and an extremely-high siliciclastic sediment flux funnelled to the extreme eastern basin, that led to the development of a remarkable progradational feature. In its turn, 2D simulations of Plio-Quaternary models were coupled with high-resolution seismic data analysis were conducted in order to understanding the development of a stratigraphic interval taking place at an old thermal stage of the basin, and under strong influence of periodic glacial-induced sea-level oscillations. Results of this work allowed better age constraints of different stratigraphic events that led to redefinition of depositional cyclicity concerning variable stratigraphic intervals for the last 49,5 My. As well as that, results brought about further understanding of variable and more complex interactions of main parameters controlling basin architecture and evolution than previously considered in the basin. Seismic analysis and stratigraphic modelling led to the identification of 9 main stratigraphic sequences that could be grouped into 3 megasequences (Megasequences A, B and C): (i) Megasequence A is characterized by dominant progradational systems and is related to a progradational features developed into a ramp feature located between Guanabara Bay and Cabo Frio. The formation of this feature resulted in a sedimentary overcharge that induced the basinward salt migration. The sedimentary input that feeds this progradational feature was interpreted as related to an ancient Paraíba do Sul River. As well as that, two important events occurred at the end of Megasequence A deposition. The first one is the Lower Oligocene eustatic fall that reflects the transition of a Greenhouse to an Icehouse climate period. The second major event is the structural-induced diversion of the ancient Paraíba do Sul river toward Campos basin, that dramatically reduce the sedimentary influxes into Santos basin, particularly of the sand nature; (ii) Megasequence B is

characterized by the retrogradational trend of sedimentary systems that offset offlap break of surfaces developed at 30 and 21 Ma about 78 km landward. This architectural configuration seems to be a direct response to a large amount of space accommodation creation; such accommodation space is mainly related to the long-term action of a subsidence process itself, without the occurrence of significant sea-level falls able to erode the top of the sedimentary systems. This megasequence is also characterized by the beginning of conturites deposition related to the changes of oceanic circulation due to the opening of Drake and Tasmanian passages. The depositional systems of this megasequence developed as proximal prograding prisms, partially eroded at the end of the sequence by the high-amplitude and globally expressed Tortonian sea-level fall; (iii) Megasequence C is characterized by progradational systems that resulted in the coastline shift about 70 km oceanwards, in the last 10.5 my. The dominant progradational trend of this sequence is interpreted as a response of an increase in the sedimentary influx rate and decrease in the subsidence rate at the beginning of the megasequence development, but later intensified by the spectral characteristics and amplitude of the glacial-induced eustatic signal that characterizes the Quaternary period (last 2.6 my). Details of the Quaternary sedimentary architecture indicates as well a strong influence of the relation between periodicity, amplitude and frequency of the glacial-induced eustatic signal on the geometry and cyclicity of its depositional architectures (mainly for the last 0.63 Ma, when the eustatic signal is dominated by the orbital-induced periodicity of 100 ky of duration).

Sumário

1. INTRODUÇÃO 32
2. ÁREA DE ESTUDO E CONTEXTO GEOLÓGICO 36
2.1) ÁREA DE ESTUDO 36
2.2) EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR DA BACIA DE SANTOS 38
2.3) EVOLUÇÃO SEDIMENTAR QUATERNÁRIA DA BACIA DE SANTOS 44
2.3.1) Análise Pretérita dos Dados de Sísmica de Alta Resolução 45
2.3.2) Geomorfologia da Plataforma Continental da Bacia de Santos 51
3. VARIAÇÕES CLIMÁTICAS E EUSTÁTICAS NO CENOZÓICO 53
3.1) VARIAÇÕES DE NÍVEL DE MAR 54
3.2) CICLICIDADE E VARIAÇÕES CLIMÁTICAS GLOBAIS 54
3.2.1) Ciclos de 1ª e 2ª Ordens e a Influência da Tectônica de placas 55
3.2.2) Ciclos de 3ª ordem e suas Origens Controversas 57
3.2.3) Ciclos de 4ª e 5ª Ordem, Forças Orbitais e os Ciclos de Milanckovitch 58
3.2.4) Teoria Orbital 58
3.2.5) Tectônica de Placas versus Variação Eustática e Clima 61
3.3) INDICADORES DE VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR E MUDANÇAS CLIMÁTICAS 62
3.3.1) Indicadores Diretos de Variações de Nível de Mar 62
3.3.2) Indicadores de Mudanças Climáticas 63
3.3.2.1) Significado da Variação do Índice $\delta^{18}O$ 64
3.4) HISTÓRICO DAS VARIAÇÕES CLIMÁTICAS NO CENOZÓICO 66
3.4.1) O Paleoceno, o Eoceno e o Oligoceno 67
3.4.1.1) Colisões Arabia-Eurasia e India-Asia, o Fechamento do Mar de Tethys e as Glaciações (*Icehouse*) 70
3.4.1.2) Aberturas da Passagem de Drake e da Tasmânia e a Primeira Glaciação na Antártica 72
3.4.2) O Mioceno e o Plioceno e o Padrão de Circulação Oceânica Atual 73
3.4.2.1) Fechamento do Istmos do Panamá (*Isthmus of Panamá*) e Intensificação da Glaciação no Hemisfério Norte 74
3.4.2.2) Outras Aberturas e Fechamentos de Passagens e Estreitos 76
3.4.3) O Quaternário 77
3.4.3.1) Intensificação da Glaciação no Hemisfério Norte, Anúncio do Início do Quaternário 77
3.4.3.2) Intensificação da Circulação de Walker 78
3.4.3.3) Ciclos Glacial-Interglacial 79
3.4.3.4) A Revolução do Pleistoceno Médio 80
4. ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS 83
4.1) PARÂMETROS CONDICIONANTES DA ARQUITETURA SEDIMENTAR DAS MARGENS 85
4.1.1) Espaço de Acomodação 89
4.1.1.1) Nível de Base 89
4.1.2) Espaço de Acomodação versus Sedimentação 89
4.1.3) Caracterização dos Deslocamentos de Linha de Costa 90
4.1.3.1) Trajetória Transgressiva de Linha de Costa 92
4.1.3.2) Trajetórias Regressivas de Linha de Costa 95
Tipos de regressão 95
4.2) SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS 98
4.3) TRATOS DE SISTEMAS 102
4.3.1) Trato de Sistemas Transgressivo (Transgressive System Tract – TST) 103
4.3.1.1) Formação dos Depósitos do Trato de Sistemas Transgressivos 103
4.3.1.2) Arquitetura dos Depósitos Transgressivos *versus* Aporte Sedimentar 106
4.3.1.3) Gradiente da Topografia da Base 107
4.3.2) Trato de Sistemas de Mar Alto (Highstand System Tract – HSST) 107
4.3.3) Trato de Sistemas de Mar Descendente (Falling Stage System Tract – FSST) 110
4.3.4) Trato de Sistemas de Mar Baixo (Lowstand System Tract - LSST) 112
4.4) HIERARQUIA EM ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS 115
4.4.1) Hierarquia Baseada na Duração do Ciclo 117
4.4.2) Hierarquia Baseada na Magnitude das Variações do Nível de Base 117

5. MODELAGEM ESTRATIGRÁFICA DE PLATAFORMA CONTINENTAL SILICICLÁSTICA DE MARGEM PASSIVA.. 119
5.1) CRIAÇÃO E DESTRUIÇÃO DE ESPAÇO DE ACOMODAÇÃO 121
5.1.1) Eustatismo e Subsidência 122
5.1.2) Compactação 122
5.2) O APORTE SEDIMENTAR 124
5.3) EROSÃO *VERSUS* DENUDAÇÃO *VERSUS* EXUMAÇÃO 127
5.4) TRANSPORTE DE SEDIMENTOS 129
6. BASE DE DADOS E MÉTODOS 132
6.1) BASE DE DADOS 132
6.1.1) Sismica de Reflexão 133
Linhas de sísmica rasa monocanal das Comissões Geomar (Linhas sísmicas de alta resolução) 133
Linhas de sísmica profunda 2D 134
6.1.2) Poços Exploratórios 134
6.1.3) Curvas de Variação Eustática 135
6.2) MÉTODOS 139
6.2.1) Análise Sísmica 139
6.2.2) Estimativa da Ciclicidade Deposicional das Principais Sequências Sísmicas a partir das Discordâncias Interpretadas na Análise Sísmica 139
6.2.3) Análise espectral e de Amplitude das Curvas de Variação Eustática 140
6.2.4) Conversão Tempo-Profundidade (Depth conversion) e Análise de Velocidade Sísmica 141
6.2.4.1) Conversão Tempo-Profundidade dos Horizontes Sísmicos Interpretados nas Linhas Sísmicas Profundas 142
6.2.4.2) Conversão Tempo-Profundidade dos Horizontes Sísmicos Interpretados nas Linhas Sísmicas de Alta Resolução 144
6.2.5) Confecção de Mapas de Isópacas e Paleobatimétricos 145
6.2.6) Quantificação de Volume Sedimentar e Descompactação 145
6.2.6.1) Descompactação do Volume Sedimentar 146
6.2.7) Análise Litológica 146
6.2.8) Modelagem Estratigráfica de uma Plataforma Continental Siliciclástica de Margem Passiva 147
6.2.8.1) Escolha da Área de Estudo e Inserção dos Dados Batimétricos 147
Parâmetros da bacia 147
6.2.8.2) Quantificação da Variação Relativa do Nível do Mar e dos Movimentos Verticais 148
A. Correção paleobatimétrica e cálculo de espaço de acomodação 148
B. Cálculo do espaço de acomodação total criado estimado através da descompactação das camadas sedimentares 149
C. Compactação 150
Cálculo das profundidades das superficies das sequências descompactadas 150
D. Correção eustática 152
E. Embasamento inicial 152
F. Estimativa de subsidência a partir da linha sísmica 153
6.2.8.3) Quantificação de Aporte Sedimentar e Descarga Fluvial 154
6.2.8.4) Quantificação de Erosão 154
6.2.8.5) Cálculo de Transporte de Sedimentos 155
6.2.8.6) Simulações Estratigráficas 155
7. RESULTADOS 157
7.1) ANÁLISE SÍSMICA E DE DADOS DE POÇOS EXPLORATÓRIOS 158
7.1.1) Análise das Linhas de Sísmica Profunda 159
7.1.1.1) Arquitetura Sísmica da Sequência SC1 e suas Superfícies Limitantes (H1-base e H2-topo) 169
7.1.1.2) Arquitetura Sísmica da Sequência SC2 e sua Superfície-Topo H3 175
7.1.1.3) Arquitetura Sísmica da Sequência SC3 e sua Superfície-Topo H4 179
7.1.1.4) Arquitetura Sísmica da Sequência SC4 e sua Superfície-Topo H5 182
7.1.1.5) Arquitetura Sísmica da Sequência SC5 e sua Superfície-Topo H6 185
7.1.1.6) Arquitetura Sísmica da Sequência SC6 e sua Superfície-Topo H7 187
7.1.1.7) Arquitetura Sísmica da Sequência SC7 e sua Superfície-Topo H8 190
7.1.1.8) Arquitetura Sísmica da Sequência SC8 e da sua Superfície Topo S1 192
7.1.1.9) Arquitetura Sísmica da Sequência SC9 e o Fundo Marinho Atual 195

Morfologia atual 196
7.1.2) Análise das Linhas de Sísmica de Alta Resolução 198
7.1.2.1) Análise da Trajetória do *Offlap Break* e Espessura Sedimentar das Subsequências que Compõem a Sequência SC9 201
7.1.3) Análise de Dados Cronoestratigráficos e Definição de Idade das Superfícies Estratigráficas Identificadas 203
7.1.3.1) Modelo de Idade através da Correlação entre as Superfícies Identificadas com Curvas de Variação Eustática 208
A. Escolha das curvas de variação eustática a serem correlacionadas com as sequências interpretadas 209
B. Modelo de idade de desenvolvimento das superfícies H1, H2, H3 e H4 211
C. Modelo de idade de desenvolvimento das superfícies H5, H6 e H7 213
D. Hipóteses de idades de formação das superfícies H8 e S1 214
Hipótese de idade para a formação da superfície H8 214
Hipóteses de idade de desenvolvimento da superfície S1 217
E. Análise espectral da série de dados eustáticos plio-quaternários e cenozóicos 217
7.1.4) Caracterização da Natureza e Quantificação do Volume Sedimentar Depositado na Área de Estudo 219
7.1.4.1) Análise Litológica 219
7.1.4.2) Cálculo do Volume Sedimentar Compactado 223
7.1.4.3) Cálculo do Volume Sedimentar Descompactado 224
7.1.4.4) Cálculo das Taxas de Sedimentação 226
7.1.4.5) Interpretação das Principais Posições de Fontes Sedimentares a partir dos Dados Disponíveis 227
A. Entre 49.5 e 42.5 Ma (sequência SC1) 228
B. Entre 42.5 e 39.5 Ma (sequência SC2) 228
C. Entre 39.5 e 30 Ma (sequência SC3) 228
D. Entre 30 e 21 Ma (sequência SC4) 232
E. Entre 21 e 15.5 Ma (sequência SC5) 232
F. Entre 15.5 e 10.5 Ma (sequência SC6) 235
G. Entre 10.5 e 3.2/2.4 Ma (sequência SC7) 235
H. Entre 3.2/2.4 e 0.63/0.44 Ma (sequência SC8) 235
I. Entre 0.63/0.44 Ma ao Recente (sequência SC9) 236
7.2) MODELAGEM ESTRATIGRÁFICA 240
7.2.1) Estimativas e Cálculos dos Dados de Entrada nos Modelos Estratigráficos 240
7.2.1.1) Composição Sedimentológica e de Aporte Sedimentar das Sequências Sedimentares Interpretadas 241
7.2.1.2) Estimativas de Descarga Fluvial e Área de Drenagem 242
7.2.1.3) Estimativas de Taxa de Erosão 244
7.2.1.4) Estimativas e Cálculos de Aporte Sedimentar e Espaço de Acomodação para a Realização do Modelo Estratigráfico do Cenozóico 245
A. Estimativa de espaço de acomodação (eustasia e subsidência) para o modelo estratigráfico cenozóico 245
B. Estimativas de aporte sedimentar para o modelo estratigráfico cenozóico 246
C. Embasamento inicial do modelo estratigráfico cenozóico 247
7.2.1.5) Estimativas e Cálculos de Aporte Sedimentar e Espaço de Acomodação para a Realização do Modelo Estratigráfico do Feição Progradante Eocênica 248
A. Estimativas de aporte sedimentar para o modelo estratigráfico 2D da feição progradante eocênica 248
B. Estimativas de espaço de acomodação e embasamento inicial do modelo para o modelo estratigráfico 2D da feição progradante eocênica 250
Correlação paleobatimétrica e o embasamento inicial do modelo estratigráfico da feição progradante eocênica 250
Determinação do espaço de acomodação criado pela compactação das sequências sedimentares que formam a feição progradante eocênica 251
Correção eustática dos *offlap breaks* e cálculo de subsidência das sequências sedimentares que compõem a feição progradante eocênica 252
C. Cálculos de inclinação da plataforma e talude para estimativas de transporte sedimentar para o modelo estratigráfico da feição progradante eocênica 254
7.2.1.6) Estimativas e Cálculos de Aporte Sedimentar e Espaço de Acomodação para a Realização do Modelo Estratigráfico do Plio-Quaternário 254

A. Estimativas de aporte sedimentar para o modelo estratigráfico 2D do Plio-Quaternário 254
B. Estimativas de espaço de acomodação e embasamento inicial do modelo para a simulação estratigráfica 2D do Plio-Quaternário 255
Embasamento inicial do modelo do Plio-Quaternário 256
Correção eustática dos *offlap breaks* e cálculo de subsidência das sequências sedimentares do Plio-Quaternário 257
C. Cálculo da inclinação da plataforma e talude para cálculo de transporte sedimentar para o modelo estratigráfico do Plio-Quaternário 258
7.2.2) Resultados das Simulações Estratigráficas para o Intervalo Cenozóico 258
7.2.2.1) Modelo Estratigráfico Final 3D Cenozóico 259
7.2.2.2) Variação da Taxa de Aporte Sedimentar Durante o Cenozóico 264
7.2.2.3) Variação da Taxa de Descarga D'água Durante o Cenozóico 266
7.2.2.4) Variação da Taxa de Subsidência Durante o Cenozóico 267
7.2.3) Resultados das Simulações Estratigráficas de Maior Detalhe em Intervalos de Interesse: Eoceno e Plio-Quaternário 269
7.2.3.1) Resultados das Simulações Estratigráficas do Intervalo Eoceno 269
A. Teste de subsidência 270
Simulações estratigráficas utilizando a subsidência calculada para a feição progradante eocênica..270
Simulações estratigráficas testando as subsidências obtidas no trabalho de Contreras et al. (2010)271
B. Teste da curva de variação eustática de Haq 272
C. Modelo estratigráfico final da feição progradante eocênica 272
Variação da taxa de aporte sedimentar ao longo do desenvolvimento da feição progradante eocênica 273
7.2.3.2) Resultados das Simulações Estratigráficas do Intervalo Plio-Quaternário 275
A. Modelo de idade para a superfície H8 275
B. Modelo de idade para a superfície S1 276
C. Modelo estratigráfico final das sequências sedimentares plio-quaternárias 277
Variação da taxa de aporte sedimentar ao longo do desenvolvimento das sequências SC7, SC8 e SC9 278
Variação da taxa de descarga d'água ao longo do desenvolvimento das sequências SC7, SC8 e SC9 279
Variação da taxa de subsidência ao longo do desenvolvimento das sequências SC7, SC8 e SC9 280
8. DISCUSSÕES 281
8.1) Redefinição das Megassequências Cenozóicas 283
8.2) Evolução e Ciclicidade Deposicional da Megassequência A (Sequências SC1, SC2 e SC3): Feição Progradante Eocênica..... 287
8.2.1) Arquitetura Progradacional e a Formação da Feição Progradante Eocênica 288
8.2.2) A Migração do Proto-Rio Paraíba do Sul e sua Influência na Variação da Taxa de Aporte Sedimentar 294
8.2.3) Ciclicidade Deposicional das Sequências Sedimentares da Feição Progradante Eocênica ... 298
8.3) Evolução e Ciclicidade Deposicional da Megassequência B (Sequências SC4, SC5 e SC6)..... 301
8.3.1) Arquitetura Agradacional/Retrogradacional da Megassequência B 302
8.3.2) Ciclicidade Deposicional das Sequências Sedimentares da Megassequência B 307
8.4) Evolução e Ciclicidade Deposicional da Megassequência C (Sequências SC7, SC8 e SC9)..... 307
8.4.1) Arquitetura e Ciclicidade Deposicional da Megassequência C 308
8.5) Arquitetura e Ciclicidade Deposicional das Sequências Plio-Quaternárias no Contexto das Variações Eustáticas 312
9. CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS FUTURAS 319
9.1) Perspectivas Futuras 322
10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 323
11. ANEXOS 340
11.1) Os Gráficos de Velocidade de Onda Sísmica na Plataforma, Talude e Bacia da Área de Estudo 341
11.2) Mapas da Litologia dos Poços em cada uma das Sequências 342
11.3) Constituição Litológica por Sequência e Posição da Margem 347
11.4) Gráficos de Análise Espectral da Curva de Variação de Nível de Mar 351
11.5) Gráficos de Progradação das Sequências Sedimentares Quaternárias 353

Lista de Figuras

Figura 2-1 - Mapa batimétrico regional da bacia de Santos e da porção sul da bacia de Campos. E em destaque, a área de estudo (porção norte da bacia de Santos). Batimetria predita de Smith e Sandwell (1997). *37*

Figura 2-2 - Tabela geológica modificada de Moreira et al. (2007) e informações de tectonismo regional de Modica e Brush (2004). *40*

Figura 2-3 - Mapa batimétrico da porção norte da bacia de Santos e bacia de Campos indicando antigas feições geomorfológicas da bacia (dados batimétricos de Smith e Sandwell, 1997 ; levemente modificado de Maia et al., 2010). *41*

Figura 2-4 - Interpretação de uma linha sísmica da sequência eocênica. Esta linha foi subdividida em três sequências: a primeira representa ciclo de 9 Ma e a segunda e a terceira representam ciclos de 1,5 Ma cada. As três sequências juntas formam uma sequência maior que representa um ciclo com 12 Ma. (A) (levemente modificado de Moreira et al., 2001). *42*

Figura 2-5 - Linha sísmica interpretada por Duarte et Viana (2007) indicando os principais horizontes identificado. Zonas controladas pela erosão da corrente de fundo e o paleo-Canal de Santos (feição marcante dos depósitos contorníticos; Duarte et Viana, 2007). *43*

Figura 2-6 - Interpretação de uma seção sísmica em frente à Araruama, destacando as relações cronoestratigráficas das sequências e discordâncias (Artusi, 2004). *45*

Figura 2-7 - Exemplo de linha sísmica interpretada mostrando as superfícies sísmicas truncando os refletores internos das sequências (terminações indicadas pelas setas brancas), indicando quedas de nível de mar. À esquerda um esquema com a organização das sequências interpretadas por Maia (2009) e Maia et al. (2010) (SqC, SqB, SqA, Sq1, Sq2, Sq3, Sq4 e Sq5) agrupadas em dois conjuntos (Conjunto I e Conjunto II), e as suas superfícies limitantes (SB, AS, S1, S2, S3, S4 e S5). *46*

Figura 2-8 - Modelo esquemático da arquitetura sedimentar resultante de condições de regressão forçada na plataforma da porção norte da bacia de Santos (modificado de Ridente e Trincardi, 2002). A) Deposição dos sistemas sedimentares transgressivos e de mar alto; B) Rebaixamentos sucessivos do nível de base, com a formação de prismas de regressão forçada e erosão subsequente do seu topo a cada rebaixamento do nível marinho; C) Perfil final, com os prismas regressivos truncados acima pela superfície erosiva final de exposição subaérea, formando a superfície considerada como limite de sequência deposicional ("sequence boundary") no sentido de Hunt e Tucker (1993, 1992) e Plint e Nummedal (2000). O detalhe da linha sísmica representa um exemplo de sequência regressiva formada por regressão forçada nas linhas sísmicas interpretadas. *48*

Figura 2-9 - Esquema ilustrando A) a interpretação sísmica das sequências sísmicas e suas superfícies limitantes; B) relação entre as sequências interpretadas e os dados cronoestratigráficos obtidos através dos poços; C) curva com a amplitude máxima das variações de nível do mar, relacionando os

máximos glaciais às superfícies interpretadas nas seções sísmicas e; D) estágios isotópicos relacionados com as variações dos níveis eustáticos (modificado de Maia, 2009 e Maia et al., 2010)..... 49

Figura 2-10 - A a D) Mapas de isópacas de cada sequência deposicional. E) Mapa de isópacas total das cinco sequências sísmicas Sq1-Sq5 que compõem o Conjunto II (para cálculo de espessura foi utilizado valor estimado de velocidade intervalar de 1.600 m/s, segundo Lobo et al., 2005) (Maia, 2009 e Maia et al., 2010). 50

Figura 2-11 - Linha sísmica em posição "strike" posicionada sobre o principal depocentro da área de estudo no período considerado para o desenvolvimento do Conjunto II (posicionamento da linha nos mapas de isópacas, Figura 2-10). 51

Figura 2-12 - Mapa regional da área de estudo, indicando as principais correntes que se deslocam e se deslocaram na área. A área sombreada representa o Sistema Santos Drifte, composto, de acordo com Duarte e Viana (2007), pelos dois maiores contornitos observados na área. (levemente modificado de Duarte e Viana, 2007)..... 52

Figura 3-1 – Tipos de fatores que influenciam na variação de nível de mar e a amplitude de cada um (Miller et al., 2005). 54

Figura 3-2 – Comparação entre duas curvas de variação de nível de mar de 1ª e 2ª ordem de ciclicidade (Walker e James, 1992). 56

Figura 3-3 - Comparação entre duas curvas de variação de nível de mar de 2ª e 3ª ordem de ciclicidade (Walker e James, 1992). 57

Figura 3-4 – Força orbitais e os ciclos de Milankovitch (Zachos et al., 2001). 59

Figura 3-5 – Curvas de variação de amplitude das três forcas orbitais que controlam as variações glacio-eustáticas (excentricidade, obliquidade e precessão). Na base da figura, a representação da curva de variação isotópica ilustrando as múltiplas frequências do sinal eustático composto (modificado de Anderson et al., 2007). 60

Figura 3-6 –Comparações de diferentes curvas eustáticas realizadas neste trabalho baseado em dados de Vail et al (1977) e Haq et al (1987)..... 63

Figura 3-7 – Ciclo do Oxigênio explicando o enriquecimento do isótopo ^{18}O na água do mar durante períodos glaciais (Anderson et al., 2007). 65

Figura 3-8 – Exemplo da curva de variação de isótopo de oxigênio em função do tempo (modificado de Anderson et al., 2007). Fonte dos dados: Centro mundial de dados paleoclimáticos e Programa de Paleoclimatologia NOAA. 66

Figura 3-9 – Compilação dos principais eventos relacionados a variações climáticas no Cenozóico. 68

Figura 3-10 – Comparação entre as curvas de (A) variação eustática baseada em dados isotópicos de Miller et al. (2005) e (B) variação eustática de Haq nos últimos 65 Ma. Os retângulos rosas representam uma possível correlação da importante queda de nível de mar do Oligoceno em ambas as curvas. 69

Figura 3-11 – Mapa mundial indicando o fechamento do mar de Tethys (modificado de Allen e Armstrong, 2008). 71

Figura 3-12 – Mapa mundial ilustrando as principais aberturas e fechamentos de passagens e estreitos entre os oceanos globais (modificado de Potter e Szatmari, 2009). *73*

Figura 3-13 – Esquema ilustrativo dos principais fatores indutores da implantação da glaciação no Ártico (Haug et al., 2004). *76*

Figura 3-14 – Principais eventos ocorridos nos últimos 10 Ma (Maslin, 2009). *78*

Figura 3-15 – Modelo esquemático da Circulação de Walker (Silva et al., 2007). *79*

Figura 3-16 – Curva de variação isotópica de $\delta^{18}O$ dos últimos 2 Ma. Fonte: testemunho ODP 677 (0.42 Ma) e dados SPECMAP (0.4 Ma até Recente) (baseado em Imbrie et al., 1993) (Marshall, 2009). *79*

Figura 3-17 – Sumario dos mecanismos que conduzem as glaciações e deglaciações através da insolação sobre a latitude de 65°N (Maslin, 2009). *80*

Figura 3-18 – Espectro dos maiores ciclos orbitais e de glaciação dos últimos 2 Ma (modificado de Imbrie et al., 1993). *81*

Figura 3-19 – Comparação do particionamento da radiação e as séries de tempo do clima com os seus componentes de periodicidade (precessão, obliquidade e excentricidade). Fonte: Series de radiação de Berger (1978, apud Imbrie et al., 1993); dados de isótopo de $\delta^{18}O$ de (Imbrie et al., 1984). *82*

Figura 4-1 – Evolução das abordagens do termo "sequência estratigráfica" (Catuneanu et al., 2010). *84*

Figura 4-2 – Tratos de sistemas e limites de sequências de cada modelo de sequência (Catuneanu, 2006). *84*

Figura 4-3 - Esquema simplificado dos parâmetros que controlam o registro sedimentar de uma margem passiva (levemente modificado de Homewood et al., 2003). *86*

Figura 4-4 - Modelo de variação na taxa de subsidência ao longo de uma margem continental divergente (Catuneanu, 2006). *86*

Figura 4-5 - Esquemas mostrando a relação entre cada um dos fatores que influenciam na formação dos três tipos de nível de mar (A)(Catuneanu, 2006) e (B) (Posamentier et al., 1988). *87*

Figura 4-6 – Relação da eustasia e da subsidência e de suas taxas de variação correspondentes para a construção da taxa de variação relativa do nível do mar levemente modificado de Posamentier et al. (1988). *88*

Figura 4-7 – Definição do nível de base (linha tracejada) em relação à energia de ondas (modificado de (Catuneanu, 2006). *89*

Figura 4-8 - Diferentes padrões arquiteturais (progradacional, retrogradacional e agradacional) desenvolvidos em função de variações na razão A/S (espaço de acomodação/aporte sedimentar) da bacia (Homewood et al., 2000). *90*

Figura 4-9 - Comparação entre as curvas de variação do nível de base, curva T-R (transgressivo-regressivo) e a taxa de variação de nível de base (Catuneanu, 2006, 2002). *91*

Figura 4-10 – Deslocamento do offlap break indicando, neste caso, uma progradação (ligeiramente modificado de Emery e Myers, 1999). *91*

Figura 4-11 – Classificação da trajetória de offlap break de borda de plataforma proposta por Zecchin e Catuneanu (2013): Transgressiva (entre 0° e 180°); Agradacional (90°); Regressiva ascendente

(regressão normal, entre 0° e 90°); Regressiva com estabilização de nível de mar (0°) e; Regressiva descendente (regressão forcada, entre 0° e -30°). 92

Figura 4-12 – Padrões de estratigrafia relacionados com trajetórias de linha de costa (Catuneanu et al., 2010). 93

Figura 4-13 – Regressões e transgressões e os padrões de deposição associados (Catuneanu, 2006). 94

Figura 4-14 – Tipos de trajetórias transgressivas de linha de costa (Cattaneo e Steel, 2003). 94

Figura 4-15 – Desenvolvimento de uma regressão normal (Catuneanu, 2006). 96

Figura 4-16 – Desenvolvimento de um sistema de regressão forçada e suas superfícies relacionadas (Catuneanu, 2006). 97

Figura 4-17 – Superfícies estratigráficas, contatos entre fácies, trato de sistemas durante um ciclo completo de variação de nível de mar numa plataforma siliciclástica (Zecchin e Catuneanu, 2013). 100

Figura 4-18 – Desenvolvimento de cada trato de sistemas com variações do nível do mar (Catuneanu, 2002). 102

Figura 4-19 – Depósitos costeiros a marinhos num Trato de Sistemas Transgressivos (Catuneanu, 2006). 104

Figura 4-20 – Exemplo de healing-phase em uma linha sísmica (ligeiramente modificado de Catuneanu, 2006). 104

Figura 4-21 – Sistemas deposicionais transgressivos do inicio e fim de uma transgressão (Catuneanu, 2006). 105

Figura 4-22 – Tipos de arquitetura sedimentar baseada em diferentes intensidades de aporte sedimentar (Cattaneo e Steel, 2003; Hatushika, 2008). 106

Figura 4-23 - Relação entre elevação ou descida de nível de base e o gradiente topográfico (Hatushika, 2008). 107

Figura 4-24 – Esquema ilustrativo do desenvolvimento do Trato de Sistemas de Mar Alto (Catuneanu, 2006). 108

Figura 4-25 – Esquema ilustrativo do desenvolvimento do Trato de Sistemas de Mar Alto (HSST) (Catuneanu, 2006). 108

Figura 4-26 – Arquitetura sedimentar do Trato de Sistemas de Mar Alto nos diferentes estágios de desenvolvimento (modificado de Posamentier e Vail, 1988). 109

Figura 4-27 – Arquiteturas estratigráficas dos depósitos de regressão forçada. (a) cunhas com topo suave e conectadas formando uma plataforma de baixo ângulo; (b) cunhas em degraus desconectados formando uma plataforma de baixo ângulo; (c) cunhas em degraus conectadas formando uma plataforma de baixo ângulo; (d) cunhas com topo suave e conectadas formando uma plataforma de alto ângulo; (e) cunhas em degrau conectadas formando uma plataforma em alto ângulo (Posamentier e Morris, 2000). 110

Figura 4-28 – Esquema ilustrativo do desenvolvimento do sistema de regressão forçada (Catuneanu, 2006). . 111

Figura 4-29 – Esquema ilustrativo do desenvolvimento de sistema de incisão fluvial com a descida de nível de mar (Catuneanu, 2006). 112

Figura 4-30 - Detalhes do desenvolvimento do trato de sistemas de mar baixo (LSST) (Catuneanu, 2006). 113

Figura 4-31 – Esquema ilustrativo do desenvolvimento de um Trato de Sistema de Mar Baixo (LSST) (Catuneanu, 2006). *114*

Figura 4-32 – Diferenças na evolução dos padrões de desenvolvimento progradacional entre os Trato de Sistema de Mar Baixo e o Trato de Sistema de Mar Alto (Catuneanu et al., 2011). *114*

Figura 4-33 – Diagrama que representa o conceito de hierarquia na estratigrafia de sequências. As ordens maiores representam sequências mais importantes mas de menor frequências, enquanto as sequências de ordens menores são de maior frequência (Catuneanu et al., 2011). *115*

Figura 4-34 – Exemplo da sobreposição de padrões de trajetória de linha de costa de diferente ordens de ciclicidade. A menor ordem de ciclicidade (3ª ordem neste exemplo) reflete o verdadeiro deslocamento da linha de costa. As ordens maiores de ciclicidade refletem tendências gerais de deslocamento (Catuneanu, 2006). *116*

Figura 4-35 – Hierarquia baseada na magnitude das variações do nível de base que resultam na formação de superfícies limitantes: (A) Esquema com as cinco ordens de limites de sequência; (B) Princípios da determinação da ordem das sequências (modificado de Embry, 1993). *118*

Figura 5-1 – Fatores considerados numa simulação estratigráfica e suas respectivas respostas (Catuneanu, 2006). *120*

Figura 5-2 – Duas relações diferentes para estipular o espaço de acomodação: eustatismo + subsidência e espessura de sedimentos + batimetria (modificado de Granjeon, 1997). *121*

Figura 5-3 - Esquema simplificado dos parâmetros que controlam o registro sedimentar de um margem passiva (levemente modificado de Homewood et al., 2003). *122*

Figura 5-4 – Gráficos de variação de porosidade com a profundidade em três tipos de sedimentos diferentes (Allen e Allen, 2005). *124*

Figura 5-5 – Gráfico de produção sedimentar X área de drenagem baseada na compilação de dados realizada por Didier Granjeon. *125*

Figura 5-6 - Gráfico de descarga sedimentar (Qs) X descarga d'água (water discharge), e descarga sedimentar (Qs) X inclinação do fundo (slope), baseados na compilação de dados realizada por Didier Granjeon. "A" representa a área da bacia de drenagem. *126*

Figura 5-7 – Gráfico com a compilação de informações de descarga d'água (Qw) e área de drenagem (A) mostrando a relação entre área de baixas altitudes, linha em verde clara, e em altas altitudes, linha em verde escuro (Granjeon, 2011). *127*

Figura 5-8 – Imagem ilustrando o nível de máxima denudação para a manutenção de um perfil em equilíbrio (Catuneanu, 2006). *128*

Figura 5-9 – Imagem ilustrando as possíveis trajetórias de sedimento e o respectivo coeficiente de difusão (modificado de Granjeon, 1997). *131*

Figura 6-1 – Mapa de localização da base de dados sísmicos e poços exploratórios utilizados neste estudo. *133*

Figura 6-2 – Curvas de variação eustática de Haq, em verde e preto, e Miller, em vermelho, mostrando a diferença de amplitudes e frequências entre elas. O gráfico verde representa a curva de variação

eustática de Haq original e o gráfico preto representa a curva de variação de Haq corrigida através das idades reais estipuladas por Haq et al. (1987), representadas pelas setas verdes presentes no gráfico original. 136

Figura 6-3 – Curva de variação de $\delta^{18}O$ Lisiecki e Raymo (2005) obtida através de $\delta^{18}O$ de foraminíferos bentônicos globalmente distribuídos (localização das amostragens na Figura 6-4). 137

Figura 6-4 - Localização das amostragens utilizadas na elaboração da curva de variação de $\delta^{18}O$ de Lisiecki e Raymo (2005). Os dados de $\delta^{18}O$ bentônicos foram extraídos dos projetos DSDP (Deep-Sea Drilling Project) e ODP (Ocean Drilling Project). 137

Figura 6-5 - Curva de variação de eustática baseada nos dados de $\delta^{18}O$ bentônicos globalmente distribuídos de Lisiecki e Raymo (2005). A conversão de variações de $\delta^{18}O$ para nível de mar foi realizada por E. Leroux a partir da equação de Fairbanks e adotando o nível de mar do ultima máximo glacial (LGM, 18000 anos) de -120 ou -100 m (localização das amostragens na Figura 6-4). 138

Figura 6-6 – Curvas de variação eustáticas (baseadas na compilação Rabineau et al., 2006). 138

Figura 6-7 – Diagrama mostrando os métodos utilizados e interdependência entre eles. 139

Figura 6-8 – Mapa do posicionamento dos poços exploratórios utilizados para a conversão tempo-profundidade das superfícies interpretadas nas linhas sísmicas tanto na resolução do Cenozóico (linhas sísmicas profundas) como na do Quaternário (linhas sísmicas de alta resolução). 142

Figura 6-9 – Gráfico da correlação tempo-profundidade utilizando os checkshots dos poços exploratórios disponíveis na área de estudo. 143

Figura 6-10 – Exemplo de transformação tempo-profundidade (depth conversion) de superfícies identificadas nas linhas de sísmica profunda. 143

Figura 6-11 – Gráfico da relação das profundidades em metros com as profundidades em segundos obtidos através dos checkshots dos três poços exploratórios disponíveis com informações dentro da janela do Plio-Quaternário (localização dos poços na Figura 6-8). 144

Figura 6-12 - Gráfico com linha de tendência da compilação da variação da velocidade da onda sísmica com a profundidade (em segundos) dos três pocos exploratórios que englobam informações dentro do Plio-Quaternário (Figura 6-11). 145

Figura 6-13 – Exemplo de geometria de bacia a ser inserido na simulação. 147

Figura 6-14 – Esquema explicativo dos componentes que criam ou destroem espaço de acomodação. 148

Figura 6-15 – Interpretação das superfícies erosivas em uma linha sísmica de alta resolução (modificado de Maia, 2009). 149

Figura 6-16 – Cálculo de espaço de acomodação através das medições entre os offlap breaks. 150

Figura 6-17 – Imagem ilustrando o programa/tabela de Dave Waltham da Universidade de Londres de Royal Holloway utilizada para descompactação. As três imagens são as três abas que constituem o programa: a primeira é a aba para inserção de valores, a segunda a aba com o gráfico de descompactação, e a terceira os valores plotados no gráfico. 151

Figura 6-18 - Parâmetros importantes para o cálculo da batimetria inicial que serve de base para a construção das unidades sedimentares a serem modeladas. 152

Figura 6-19 – Metodologia para a correção paleobatimétrica utilizando a hinge point de cada sequência. "HP" é a distância entre o hinge point e o offlap break, e "A" é o espaço de acomodação final. 153

Figura 6-20 – Gráficos da relação descarga sedimentar X descarga d'água, baseados na compilação de dados realizada por Didier Granjeon..... 154

Figura 7-1– Exemplos dos dois tipos de linhas sísmicas utilizadas neste estudo: A) Linha sísmica de alta resolução; B) Linha sísmica profunda..... 158

Figura 7-2 – Mapa de localização do levantamento sísmico (linhas pretas e azuis) e dos poços exploratórios utilizados neste estudo (pontos vermelhos). As linhas vermelhas representam o posicionamento das linhas de sísmica profunda interpretadas nas Figura 7-3, Figura 7-4, Figura 7-5, Figura 7-6, Figura 7-7, Figura 7-8, Figura 7-9, Figura 7-10 e Figura 7-11. O mapa também indica a subdivisão geográfica da área de estudo em três porções (áreas amarelas): Oeste, Central e Leste. 159

Figura 7-3 – Linha sísmica posicionada na porção central da área de estudo, selecionada como exemplo para identificação das sequências e horizontes sísmicos identificados na intepretação das linhas de sísmica profunda. 160

Figura 7-4 – Exemplo de linha dip interpretada dos dados de sísmica profunda, situada no extremo OESTE da área de estudo..... 161

Figura 7-5 - Exemplo de linha dip interpretada dos dados de sísmica profunda, situada na porção CENTRO-OESTE da área de estudo. 162

Figura 7-6 - Exemplo de linha dip interpretada dos dados de sísmica profunda, situada na porção CENTRAL da área de estudo..... 163

Figura 7-7 - Exemplo de linha dip interpretada dos dados de sísmica profunda, situada na porção LESTE da área de estudo..... 164

Figura 7-8 - Exemplo de linha dip interpretada dos dados de sísmica profunda, situada no extremo LESTE da área de estudo..... 165

Figura 7-9 - Exemplo de linha strike interpretada dos dados de sísmica profunda, situada na porção OESTE da área estudo. 166

Figura 7-10 - Exemplo de linha strike interpretada dos dados de sísmica profunda, abrangendo as porções CENTRAL e LESTE da área estudo. 167

Figura 7-11 - Exemplo de linha strike interpretada dos de sísmica profunda, abrangendo as porções CENTRAL e LESTE da área estudo. 168

Figura 7-12 – Mapa morfológico da Superfície H1. Em destaque uma visão 3D da morfologia da superfície e também um zoom na zona de ocorrência de cânions. 169

Figura 7-13 – Mapa de Isópacas da sequência SC1. As linhas pretas representam as isóbatas da morfologia atual. As linhas brancas representam os offlap breaks das superfícies base e topo da sequência

(posições dos offlap breaks obtidos a partir da interpretação sísmica e dos mapas de gradientes de superfície). *172*

Figura 7-14 – Mapa de gradiente da superfície H1 e o posicionamento do respectivo offlap break de borda de plataforma. *173*

Figura 7-15 – Mapa morfológico da Superfície H2. Em destaque uma visão 3D da morfologia da superfície. *174*

Figura 7-16 - Mapa de gradiente da superfície H2 e o posicionamento do respectivo offlap break de borda de plataforma. *174*

Figura 7-17 – Extratos de seções sísmicas evidenciando a presença de depósitos de deslizamentos de massa nas subunidades sísmicas SC2B e SC3A. *176*

Figura 7-18 – Mapa de Isópacas da Sequência SC2. As linhas pretas representam as isóbatas da morfologia atual. As linhas brancas representam os offlap breaks das superfícies base e topo da sequência (posições dos offlap breaks obtidos a partir da interpretação sísmica e dos mapas de gradientes de superfície). *177*

Figura 7-19 – Mapa morfológico da Superfície H3. Em destaque uma visão 3D da morfologia da superfície. *178*

Figura 7-20 - Mapa de gradiente da superfície H3 e o posicionamento do respectivo offlap break de borda de plataforma. *178*

Figura 7-21 - Mapa de Isópacas da Sequência SC3. As linhas pretas representam as isóbatas da morfologia atual. As linhas brancas representam os offlap breaks das superfícies base e topo da sequência (posições dos offlap breaks obtidos a partir da interpretação sísmica e dos mapas de gradientes de superfície. *180*

Figura 7-22 – Mapa morfológico da Superfície H4. Em destaque uma visão 3D da morfologia da superfície. *181*

Figura 7-23 – Mapa de gradiente da superfície H4 e o posicionamento do respectivo offlap break de borda de plataforma e de sistema deposicional de mar alto. *181*

Figura 7-24 - Mapa de Isópacas da Sequência SC4. As linhas pretas representam as isóbatas da morfologia atual. As linhas brancas representam os offlap breaks das superfícies base e topo da sequência (posições dos offlap breaks obtidos a partir da interpretação sísmica e dos mapas de gradientes de superfície. *183*

Figura 7-25 – Mapa morfológico da Superfície H5. Em destaque uma visão 3D da morfologia da superfície. *184*

Figura 7-26 – Mapa de gradiente da superfície H5 e o posicionamento do respectivo offlap break de borda de plataforma. *184*

Figura 7-27 - Mapa de Isópacas da Sequência SC5. As linhas pretas representam as isóbatas da morfologia atual. As linhas brancas representam os offlap breaks das superfícies base e topo da sequência (posições dos offlap breaks obtidos a partir da interpretação sísmica e dos mapas de gradientes de superfície. *186*

Figura 7-28 – Mapa morfológico da Superfície H6. Em destaque uma visão 3D da morfologia da superfície. *186*

Figura 7-29 – Mapa de gradiente da superfície H6 e o posicionamento do respectivo offlap break de borda de plataforma. *187*

Figura 7-30 - Mapa de Isópacas da Sequência SC6. As linhas pretas representam as isóbatas da morfologia atual. As linhas brancas representam os offlap breaks das superfícies base e topo da sequência (posições dos offlap breaks obtidos a partir da interpretação sísmica e dos mapas de gradientes de superfície. 188

Figura 7-31 – Mapa de gradiente da superfície H7 e o posicionamento do respectivo offlap break de borda de plataforma e de sistema deposicional de mar alto. 189

Figura 7-32 – Mapa morfológico da Superfície H7. Em destaque uma visão 3D da morfologia da superfície.... 189

Figura 7-33 – Mapa de Isópacas da Sequência SC7. As linhas pretas representam as isóbatas da morfologia atual. As linhas brancas representam os offlap breaks das superfícies base e topo da sequência (posições dos offlap breaks obtidos a partir da interpretação sísmica e dos mapas de gradientes de superfície. 190

Figura 7-34 - Mapa morfológico da Superfície H8. Em destaque uma visão 3D da morfologia da superfície. ... 191

Figura 7-35 – Mapa de gradiente da superfície H8 e o posicionamento do respectivo offlap break de borda de plataforma..... 192

Figura 7-36 - Mapa de Isópacas da sequência SC8. As linhas pretas representam as isóbatas da morfologia atual. As linhas brancas representam os offlap breaks das superfícies base e topo da sequência (offlap breaks obtidos a partir da interpretação sísmica e dos mapas de gradientes de superfície. 193

Figura 7-37 – Mapa morfológico da superfície S1. Em destaque uma visão 3D da morfologia da superfície..... 194

Figura 7-38 – Mapa de gradiente da superfície S1 e o posicionamento do respectivo offlap break de borda de plataforma..... 194

Figura 7-39 - Mapa de Isópacas da sequência SC9. As linhas pretas representam as isóbatas da morfologia atual. As linhas brancas representam os offlap breaks das superfícies base e topo da sequência (posições dos offlap breaks obtidos a partir da interpretação sísmica e dos mapas de gradientes de superfície. 195

Figura 7-40 – Mapa batimétrico destacando os patamares morfológicos nas porções oeste e leste da área de estudo. As linhas azuis representam as posições dos perfis batimétricos da Figura 7-41..... 196

Figura 7-41 – Perfis batimétricos obtidos através da compilação de folhas de bordo da Marinha do Brasil. Localização de cada perfil na Figura 7-40. 197

Figura 7-42 - Mapa de gradiente do fundo marinho atual e o posicionamento do respectivo offlap break de borda de plataforma. 198

Figura 7-43 – Linha sísmica de alta resolução interpretada, ilustrando os padrões de arquitetura sedimentar para cada sequência reconhecida na área de estudo. 200

Figura 7-44 – (A) Linha sísmica de alta resolução da Comissão Geomar não interpretada; (B) Reinterpretação da linha sísmica, indicando uma sexta subsequência SQ2' observada na sequência SC9..... 200

Figura 7-45 – Análise da quantidade de progradação (km) de cada subsequência para cada linha sísmica de alta resolução, permitindo uma visualização geral da variação da progradação espacial e temporalmente (Maia, 2009). *201*

Figura 7-46 – Quantificação da progradação sedimentar de cada porção da área de estudo em cada subsequência interpretada nas linhas sísmicas de alta resolução. Cada linha colorida representa uma linha sísmica (Quat1 a Quat8). Posicionamento das linhas sísmicas utilizadas na Figura 7-45. ..... *202*

Figura 7-47 – Quantificação da variação vertical dos offlap breaks de cada subsequência sedimentar em cada porção da área de estudo baseado na interpretação das linhas sísmicas de alta resolução Cada linha colorida representa uma linha sísmica (Quat1 a Quat8). Posicionamento das linhas sísmicas utilizadas na Figura 7-45. ..... *202*

Figura 7-48 – Mapa com a localização dos poços exploratórios (fornecidos pela ANP) utilizados para a análise cronoestratigráfica. *203*

Figura 7-49 – Dados cronoestratigráficos plotados sobre linhas de sísmica profunda próximas (até 5 km de distância) com as respectivas superfícies estratigráficas interpretadas. *204*

Figura 7-50 - Dados cronoestratigráficos plotados sobre linhas sísmicas de alta resolução próximas (até 5 km de distância) com as respectivas superfícies estratigráficas interpretadas. *206*

Figura 7-51 - Representação esquemática dos intervalos mais superiores amostrados e datados no poço 2 (poço RJS-001-RJ) e segundo dados de Silva (1992). *207*

Figura 7-52 - Zonação bioestratigráfica levemente modificada de Antunes (1994). *208*

Figura 7-53 – Correlação cronoestratigráfica das superfícies sísmicas interpretadas (H1 a H8 e S1) baseada nas informações obtidas no poços exploratórios, e a correlação com as curvas de variação eustática de Haq et al. (1987) e Miller et al. (2005). *209*

Figura 7-54 – A) Correlação da curva de variação eustática baseada na migração de onlaps costeiros de margens em todo o mundo (Haq et al., 1987), com as superfícies e sequências estratigráficas interpretadas nas linhas de sísmica profundas utilizadas. B) Zoom da correlação da interpretação das sequências SC8 e SC9 e indicações de idades para as superfícies estratigráficas H8 e S1, em função da correlação com a curva de variação eustática baseada nos dados de $\delta^{18}O$ de Lisiecki e Raymo (2005). *212*

Figura 7-55 – Seção sísmica ilustrando a provável interpretação da superfície H1 e da superfície erosiva anterior a ela. De acordo com a interpretação esta superfície inferior estaria relacionada a idade de 54-58 Ma, formada após longos períodos de níveis de mar alto, gerando, assim, uma importante seção condensada, o que explicaria a camada sísmicamente transparente abaixo. *213*

Figura 7-56 – Relação entre o aumento da amplitude da obliquidade entre os períodos de 2.4 e 3.2 Ma (curva superior) e a curva de variação de $\delta^{18}O$ (Haug e Tiedemann, 1998). *215*

Figura 7-57 – (A) Curva de variação eustática, ressaltando as principais mudanças de tendência de queda de nível do mar. (B) Curva das amplitudes das oscilações eustática para os últimos ~5,5 Ma, ilustrando os principais segmentos de mudanças marcantes de amplitude do sinal estáticos (

quadrados em cinza). As oscilações do sinal eustático são baseados em cálculos a partir de informações de $\delta^{18}O$ de Lisiecki e Raymo (2005). 216

Figura 7-58 – Possíveis idades para desenvolvimento das superfícies H8 e S1 utilizando a curva de variação de nível de mar baseada em dados de $\delta^{18}O$ de Lisiecki e Raymo (2005). 216

Figura 7-59 – Densidade espectral das frequências da curva de variação de nível de mar de Miller et al. (2005) dos últimos 65 Ma e de Lisiecki e Raymo (2005) dos últimos 5.3 Ma. 218

Figura 7-60 – Mapa batimétrico do fundo marinho atual, baseado na interpretação das linhas sísmicas, com localização dos poços exploratórios utilizados para a análise litológica (barras em vermelho). 219

Figura 7-61 – Mapa como colunas litológicas simplificadas, indicando a variação do tipo litológico de cada poço exploratório disponível. 220

Figura 7-62 – Tipos litológicos baseados nas descrições de amostras dos poços exploratórios disponíveis nas três porções da área de estudo: Oeste, Central e Leste. 221

Figura 7-63 - Gráficos da variação de tipos litológicos ao longo do desenvolvimento das sequências cenozoicas e em cada porção da margem continental da área de estudo (plataforma, talude e bacia)..... 222

Figura 7-64 – Composição litológica de cada uma das sequências sedimentares e em cada Conjunto compostos por estas sequências. 223

Figura 7-65 – Taxas de sedimentação ao longo do desenvolvimento das sequências sedimentares SC1 a SC9, considerando as hipóteses de idade para os horizontes H8 (3.2 ou 2.4 Ma) e S1 (0.63 ou 0.44 Ma). 227

Figura 7-66 – Mapa de isópacas da sequência SC1 mostrando a possível localização da fonte sedimentar principal, e em destaque seções sísmicas demonstrando sistemas canalizados e o sentido de progradação dos sistemas sedimentares respectivamente. 229

Figura 7-67 – Mapa de isópacas da sequência SC2 mostrando a possível localização da fonte sedimentar principal e em destaque seções sísmicas demonstrando sistemas canalizados e o sentido de progradação dos sistemas sedimentares respectivamente. 230

Figura 7-68 – Mapa de isópacas da sequência SC3 mostrando a possível localização da fonte sedimentar principal e em destaque duas seções sísmicas demonstrando o sentido de progradação dos sistemas sedimentares. 231

Figura 7-69 – Feições interpretadas como um complexo de canais que migram lateralmente, que pode ser indicativo da localização da fonte sedimentar que alimenta o sistema progradacional da sequência SC3. 232

Figura 7-70 - Mapa de isópacas da sequência SC4 mostrando a possível localização da fonte sedimentar principal e em destaque duas seções sísmicas demonstrando o sentido de progradação dos sistemas sedimentares. 233

Figura 7-71 - Mapa de isópacas da sequência SC5 mostrando a possível localização da fonte sedimentar principal e em destaque duas seções sísmicas demonstrando o sentido de progradação dos sistemas sedimentares. 234

Figura 7-72 - Mapa de isópacas da sequência SC6 mostrando a possível localização da fonte sedimentar principal e em destaque uma seção sísmicas demonstrando o sentido de progradação dos sistemas sedimentares. *236*

Figura 7-73 - Mapa de isópacas da sequência SC7 mostrando a possível localização da fonte sedimentar principal e em destaque duas seções sísmicas demonstrando o sentido de progradação dos sistemas sedimentares. *237*

Figura 7-74 - Mapa de isópacas da sequência SC8 mostrando a possível localização da fonte sedimentar principal e em destaque duas seções sísmicas demonstrando o sentido de progradação dos sistemas sedimentares. *238*

Figura 7-75 - Mapa de isópacas da sequência SC9 mostrando a possível localização da fonte sedimentar principal e em destaque duas seções sísmicas demonstrando o sentido de progradação dos sistemas sedimentares. *239*

Figura 7-76 – Resumo das porcentagens de cada tipo litológico nos três conjuntos A, B e C. *242*

Figura 7-77 - Gráfico da relação entre descarga sedimentar X descarga d'água, baseado na compilação de dados hidrográficos realizada por Didier Granjeon. *243*

Figura 7-78 – Mapa com a delimitação das bacia hidrográficas brasileiras e suas drenagens fluviais totais (ANA - http://www.ana.gov.br/). *243*

Figura 7-79 – Mapa morfológico e do sistema de drenagem que desagua na área de estudo. *244*

Figura 7-80 - Mapa da morfologia do embasamento inicial para desenvolvimento do modelo estratigrafico cenozóico (idade de 49.5 Ma). *247*

Figura 7-81 – Linha sísmica profunda escolhida para a modelagem estratigráfica eocênica com a interpretação e a definição das três sequências que foram modeladas. *248*

Figura 7-82 – Esquema representando a estimativa da superfície do embasamento inicial do modelo estratigráfico da feição progradante eocênica. *251*

Figura 7-83 - Estimativa de espaço de acomodação final de cada sequência sem descontar a subsidência gerada pela compactação. Os círculos amarelos representam o offlap break de cada sequência sedimentar, indicando a profundidade 0 (zero) ao final do desenvolvimento de cada uma delas. *252*

Figura 7-84 – Correlação das principais quedas de variação de nível de mar entre as curvas de variação de nível de mar de Haq e Miller. *253*

Figura 7-85 – Estimativa de volume sedimentar a partir das superfícies estratigráficas (convertidas para metros) interpretadas na linha sísmica de alta resolução da Figura 7-43. É mostrado também a estimativa de espaço de acomodação a partir do offlap break da superfície H8. ..... *255*

Figura 7-86 - Esquema do cálculo do embasamento inicial do modelo considerando a batimetria base. *256*

Figura 7-87 – Estimativa de variação eustática para cada hipótese de idade de desenvolvimento da superfície estratigráfica H8. ..... *257*

Figura 7-88 – Inclinações da plataforma e talude continentais de cada superfície estratigráfica Plio-Quaternária interpretada. *258*

Figura 7-89 – Resultados do modelo estratigráfico 3D cenozóico: (A) Mapa batimétrico mostrando a arquitetura sedimentar interna na porção OESTE da área de estudo; (B) detalhe da arquitetura sedimentar interna do modelo estratigráfico; e, (C) arquitetura interpretada na linha de sísmica profunda (Figura 7-5) para comparação com a arquitetura modelada. 260

Figura 7-90 – Resultados do modelo estratigráfico 3D cenozóico: (A) Mapa batimétrico mostrando a arquitetura sedimentar interna na porção leste da área de estudo; (B) detalhe da arquitetura sedimentar interna do modelo estratigráfico; e, (C) arquitetura interpretada na linha de sísmica profunda (Figura 7-7) para comparação com a arquitetura modelada. 261

Figura 7-91 – Paleobatimetrias das diferentes superfícies estratigráficas interpretadas análise sismica, obtidas através da modelagem estratigráfica 3D cenozóica. 262

Figura 7-92 – Mapa de localização das principais fontes sedimentares existentes durante o desenvolvimento das sequências sedimentares dos últimos 49.5 Ma. 264

Figura 7-93 – Variação da taxa de aporte sedimentar total ao longo do tempo obtida a partir da modelagem estratigráfica das sequências sedimentares cenozoicas da porção norte da bacia de Santos. 265

Figura 7-94 – Variação da taxa de aporte sedimentar nas três fontes sedimentares identificadas obtida a partir da modelagem estratigráfica das sequências sedimentares cenozoicas da porção norte da bacia de Santos. 266

Figura 7-95 – Variação da taxa de descarga fluvial em cada fonte sedimentar identificada obtida a partir da modelagem estratigráfica das sequências sedimentares cenozoicas da porção norte da bacia de Santos. 267

Figura 7-96 – Mapas de valor total de subsidência durante o período de desenvolvimento de diferentes grupos de sequências. 268

Figura 7-97 – Variação da quantidade de subsidência em cada sequência sedimentar, obtida a partir da média na plataforma e talude continentais e obtida a partir da modelagem estratigráfica das sequências sedimentares cenozoicas da porção norte da bacia de Santos. 269

Figura 7-98 – Simulações da evolução estratigráfica entre 49.5 e 30 Ma utilizando as subsidências obtidas no artigo de Contreras et al. (2010). 271

Figura 7-99 – Simulação estratigráfica utilizando subsidência e aporte sedimentares constantes e a curva de variação eustática de Haq. 272

Figura 7-100 - (A) Modelo estratigráfico 2D final da feição progradante eocênica baseada na (B) linha sísmica localizada na porção extremo leste da área de estudo. 274

Figura 7-101 – Gráfico da variação da taxa de aporte sedimentar obtido a partir do modelo estratigráfico 2D da feição progradante eocênica. 274

Figura 7-102 – Comparação entra a interpretação dao linha sísmica e a simulação estratigráfica 2D entre 5.2 e 0.43 Ma, indicando a possível idade da superfície estratigráfica H8, 2.4 Ma. As setas indicas o sentido de construção sedimentar (progradação ou agradação) e os círculos vermelhos indicam a

comparação de feições sedimentares observadas nas linha sísmicas e reconhecidas no modelo estratigráfico. *276*

Figura 7-103 – Modelo estratigráfico teórico demonstrando a variação da arquitetura sedimentar de uma plataforma continental de margem passiva como resultado da variação eustática. *277*

Figura 7-104 – Comparação da (A) variação paleobatimétrica e (B) idades das sequências do resultado final da modelagem estratigráfica da sucessão estratigráfica plio-quaternária e a (B) interpretação linha sísmica utilizada como base. *278*

Figura 7-105 – Gráfico de variação da taxa de aporte sedimentar dos últimos 2.4 Ma obtido através da modelagem estratigráfica das sequências sedimentares plio-quaternárias. *279*

Figura 7-106 - Gráfico de variação da taxa de descarga fluvial dos últimos 2.4 Ma obtido através da modelagem estratigráfica das sequências sedimentares plio-quaternárias. *279*

Figura 7-107 - Gráfico de variação da taxa de subsidência dos últimos 2.4 Ma obtido através da modelagem estratigráfica das sequências sedimentares Plio-Quaternárias. *280*

Figura 8-1 – Comparação da designação, significado cronoestratigráfico e ciclicidade das sequências cenozóicas da bacia de Santos estabelecidas no presente estudo, com interpretações veiculadas em estudos prévios na bacia. *282*

Figura 8-2 – Correlação das sequências que compõem as Megassequências A, B e C com a curva de variação eustática de Haq. *284*

Figura 8-3 – Migração dos offlap breaks das superfícies-topo de cada sequência sedimentar. As linhas transversais à costa representam as linhas de medições para geração do gráfico da Figura 8-4 e as linhas cinzas representam as isóbatas da batimetria atual. *285*

Figura 8-4 – Ciclicidade estratigráfica das sequências cenozoicas, baseada na (A) Compilação das migrações das posições de offlap breaks em cinco linhas ao longo da área de estudo (localização das linhas na Figura 8-3) e, na (B) Variação do percentual de argila em cada sequência definida. *286*

Figura 8-5 – Seção sísmica ilustrativa das três sequências que compõem a feição progradante observada na porção leste da área de estudo. *288*

Figura 8-6 – Mapa de isópacas da Megassequência A destacando a migração da posição dos offlap breaks das superfícies H1 a H4, entre 49.5 e 30 Ma. A área sombreada indica a zona de falhas de Cabo Frio de acordo com Mohriak et al. (2008). As linhas cinzas representam as isóbatas da batimetria atual. *289*

Figura 8-7 - Mapa de localização dos depósitos de movimento de massa desenvolvidos durante a formação da feição progradante eocênica. As linhas cinzas no mapa representam as isóbatas da batimetria atual. *290*

Figura 8-8 – (A) Modelo estratigráfico final da feição progradante eocênica (entre 49.5 e 30 Ma) baseado no (B) Linha sísmica localizada na porção extremo leste da área de estudo. (C) Gráfico de variação da taxa de aporte sedimentar durante o desenvolvimento da feição progradante eocênica (gráfico obtido através do modelo estratigráfico do Eoceno). *292*

Figura 8-9 – Mapa de valor total da subsidência (em metros) desenvolvida durante o período de construção sedimentar da feição progradante eocênica (entre 49.5 e 30 Ma), obtido através do modelo estratigráfico cenozóico 3D. As linhas cinzas representam as isóbatas da batimetria atual. *293*

Figura 8-10 – (A) Posicionamento do possíveis canais fluviais localizados na plataforma da bacia de Santos. (B) Mapa de localização das principais fontes sedimentares existentes durante o desenvolvimento das sequências sedimentares dos últimos 49.5 Ma. E dois perfis topográficos demonstrando em CC' a possível localização do proto-rio Paraiba do Sul e em DD' a localização atual do rio em torno de 400 m acima do nível de mar atual. As linhas cinzas no mapa representam as isóbatas da batimetria atual. *295*

Figura 8-11 – Variação dos principais parâmetros indutores à construção da porção norte da bacia de Santos: Aporte sedimentar nas três fontes sedimentares reconhecidas (localização das fontes da Figura 8-10), descarga fluvial da fonte sedimentar 2 e a subsidência na plataforma e talude de toda a área de estudo (gráfico obtido através do modelo estratigráfico 3D cenozóico). *296*

Figura 8-12 – Gráfico da variação da taxa de sedimentação dos diferentes tipos de sedimentos que compõem as sequências cenozoicas (gráfico obtido através da análise litológica). *297*

Figura 8-13 – Imagem comparativa da (A) interpretação de uma seção sísmica do presente trabalho, destacando as sequência SC1, SC2 e SC3 e (B) interpretação de uma seção sísmica do trabalho de Moreira et al. (2001), destacando as sequência 1, 2 e 3. Além disso, também são comparadas a interpretações das superfícies identificadas e as idades de cada uma destas superfícies em cada trabalho. *299*

Figura 8-14 – Exemplo de interpretação sísmica de Modica e Brush (2004)da porção norte da bacia de Santos. Localização precisa da seção não foi indicada pelo autor, mas pelas características sísmicas a linha deve estar localizada em frente a Baía de Guanabara com direção norte-sul. Imagem modificada de Modica e Brush (2004). *300*

Figura 8-15 – Plataforma progradante do tipo complexo sigmoidal estabelecido por Mougenot et al. (1983). *301*

Figura 8-16 – Mapa de isópacas da Megassequência B destacando a migração da posição dos offlap breaks das superfícies H4 a H5, entre 30 e 10.5 Ma e a feição canalizada dos depósitos contorníticos. As linhas cinzas representam as isóbatas da batimetria atual. *303*

Figura 8-17 – Exemplos de interpretação sísmica (A) deste trabalho e (B) de Duarte e Viana (2007). *304*

Figura 8-18 – Mapa de valor total da subsidência (em metros) desenvolvida durante o período de construção sedimentar da Megassequência B (entre 30 e 10.5 Ma), obtido através do modelo estratigráfico cenozóico 3D. As linhas cinzas representam as isóbatas da batimetria atual. *305*

Figura 8-19 – Gráfico comparativo entre as taxas de aporte sedimentar obtidas através da modelagem estratigráfica e os volumes e taxas de sedimentação obtidos por cálculos a partir da interpretação sísmica das sequências. *306*

Figura 8-20 – Mapa de isópacas da Megassequência C destacando a migração da posição dos offlap breaks das superfícies H7, H8, S1 e atual, nos últimos 10.5 Ma. As linhas cinzas representam as isóbatas da batimetria atual. 309

Figura 8-21 – Linha sísmica interpretada por Duarte e Viana (2007) mostrando o truncamento dos refletores e erosão do fundo do mar na plataforma-talude superior devido a atuação da Corrente do Brasil (BC). 310

Figura 8-22 - Linha sísmica de alta resolução interpretada, ilustrando os padrões de arquitetura sedimentar para cada sequência e superfície estratigráfica reconhecida na área de estudo. 310

Figura 8-23 – Mapa de valor total da subsidência (em metros) desenvolvida durante o período de construção sedimentar da Megassequência C (últimos 10.5 Ma), obtido através do modelo estratigráfico cenozóico 3D. As linhas cinzas representam as isóbatas da batimetria atual..... 311

Figura 8-24 – Interpretação das sequências, subsequências e superfícies estratigráficas relacionando (A) o modelo deposicional baseado na linha sísmica da Figura 7-43 e; (B) a curva de variação eustática baseada nos dados de Lisiecki e Raymo (2005). As setas brancas indicam a tendência de nível de mar nos períodos de desenvolvimento de cada sequência sedimentar. 313

Figura 8-25 – Relação entre (A) as análises espectrais da curva de variação eustática baseada na curva de Lisiecki durante os períodos aproximados dos desenvolvimentos das sequências SC9 (desde 0.5 Ma); (B) SC8 (entre 0.5 e 2.5 Ma) e; (C) SC7 (entre 2.5 e 5.2 Ma, limite dos dados da curva de Lisiecki); (D) curva de variação eustática de Lisiecki com a interpretação das sequências e; (E) o gráfico de variação de amplitude de variação eustática também baseada na curva de Lisiecki. 315

Figura 8-26 – A) Interpretacao da linha sísmica de alta resolução detalhando as sequências que compõem a sequência SC9. B) Correlação da interpretação das sequências identificadas na linha sísmica com a curva de variação eustática baseada nos dados isotópicos de Lisiecki e Raymo (2005). 316

Figura 8-27 – Variação do aporte sedimentar, descarga d'água e subsidência durante o Quaternário, obtidas através da modelagem estratigráfica 2D de uma linha sísmica situada na porção leste da área de estudo. 317

Figura 8-28 – Gráficos de variação da taxa de sedimentação ao longo do tempo em diferentes escalas temporais: (A) Gráfico da variação da massa de sedimentos armazenados nos últimos 60 Ma (em intervalos de 5 my, Hay et al., 1988); (B) Gráfico da variação da taxa de sedimentação medida em vários locais ao redor do mundo nos últimos 5 Ma (ver Figura 6-4, Lisiecki e Raymo, 2005). 318

Figura 11-1 – Gráficos da variação da velocidade da onda sísmica com a profundidade de poços exploratórios em três zonas: plataforma continental, talude continental e bacia. 341

Figura 11-2 – Composição sedimentar dos poços exploratórios disponíveis durante o desenvolvimento da sequência SC1. 342

Figura 11-3 - Composição sedimentar dos poços exploratórios disponíveis durante o desenvolvimento da sequência SC2. 342

Figura 11-4 - Composição sedimentar dos poços exploratórios disponíveis durante o desenvolvimento da sequência SC3.....343

Figura 11-5 - Composição sedimentar dos poços exploratórios disponíveis durante o desenvolvimento da sequência SC4.....343

Figura 11-6 - Composição sedimentar dos poços exploratórios disponíveis durante o desenvolvimento da sequência SC5.....344

Figura 11-7 - Composição sedimentar dos poços exploratórios disponíveis durante o desenvolvimento da sequência SC6.....344

Figura 11-8 - Composição sedimentar dos poços exploratórios disponíveis durante o desenvolvimento da sequência SC7.....345

Figura 11-9 - Composição sedimentar dos poços exploratórios disponíveis durante o desenvolvimento da sequência SC8.....345

Figura 11-10 - Composição sedimentar dos poços exploratórios disponíveis durante o desenvolvimento da sequência SC9.....346

Figura 11-11 – Constituição litológicos em cada porção da margem em cada uma das sequências estratigráficas identificadas. 347

Figura 11-12 – Gráficos de análise espectral da curva de variação de nível de mar baseado nos dados isotópicos de Lisiecki e Raymo (2005) 352

Figura 11-13 – Análise da progradação, em quilômetros, de cada sequência para cada linha sísmica de alta resolução, permitindo uma visualização geral da variação da progradação espacial e temporalmente. A) Mapa batimétrico com o posicionamento das linhas sísmicas de alta resolução e os offlap breaks interpretados em cada subsequência identificada. Os gráficos representam a quantificação de progradação da subsequência Sq1 (B), Sq2 (C), Sq3 (D) e Sq4 (E) em cada linha sísmica interpretada por Maia (2009) e Maia et al. (2010). 353

Lista de Tabelas

Tabela 3.1 – Ordem de ciclicidade de acordo com Catuneanu (2006). 55

Tabela 3.2 – Ordem de ciclicidade de acordo com Carter (1998), com os respectivos intervalos de tempo e magnitude, a causa dominante e quem foram os autores que o descreveram. 55

Tabela 3.3 – Principais indicadores de variação de nível de mar e climática (Milne et al., 2009). 64

Tabela 4.1- Tipos de clinoformas (Catuneanu et al., 2009; Mitchum Jr et al., 1977) 95

Tabela 4.2 - Terminações estratais definidas na Estratigrafia Sísmica (baseadas em Mitchum Jr et al., 1977). .. 98

Tabela 4.3 – Principais superfícies estratais e suas relações (modificado de Catuneanu, 2006). 101

Tabela 4.4 – Sistema hierárquico baseado na duração dos ciclos estratigráficos (baseado em Miall, 2010). 117

Tabela 5.1 – Valores médios de coeficientes de difusão para alguns tipos de sedimento. 130

Tabela 6.1 – Lista de poços exploratórios disponíveis e em que métodos foram utilizados..... 134

Tabela 6.2 – Porosidade inicial relativa a diferentes tipos de litologia (Sclater e Christie, 1980). 151

Tabela 7-1 – Indicação dos intervalos estratigráficos datados nos poços exploratórios utilizados neste estudo (dados ANP). 203

Tabela 7-2 – Resumo do volume sedimentar estimado para cada sequência interpretada nas linhas sísmicas. 224

Tabela 7-3 – Cálculos para descompactação do volume sedimentar total obtido através da interpretação sísmica. 225

Tabela 7-4 - Resumo do volume sedimentar descompactado e da taxa de sedimentação estimados para cada sequência interpretada nas linhas sísmicas. 226

Tabela 7-5 – Taxa de erosão média em diferentes pontos de medição ao longo da Serra do Mar. Linhas em laranja representam os dados dentro do período estudado (dados adquiridos em Hackspacher et al., 2004) 244

Tabela 7-6 – Resumo do conteúdo mineralógico (litologia) e taxas de sedimentação de cada sequência sedimentar utilizados nas primeiras simulações estratigráficas. 246

Tabela 7-7 – Cálculos de descompactação do volume sedimentar das sequências SC1, SC2 e SC3 em um perfil 2D. Atentar para o fato do volume, neste caso, estar sendo representado em área (km^2), já que representa o volume em um perfil 2D. 249

Tabela 7-8 - Cálculo do espaço de acomodação das sequências SC1, SC2 e SC3 descompactadas. 251

Tabela 7-9 – Cálculo de subsidência baseando no espaço de acomodação criado pela variação de nível de mar segundo a curva de Haq et al. (1987). 253

Tabela 7-10 – Taxas de sedimentação para as hipóteses de idade para as superfícies estratigráficas H8 e S1. 255

Tabela 7-11 – Estimativas de taxas de subsidência para diferentes hipóteses de idade da superfície estratigráfica H8. 257

Tabela 7-12 – Resumo dos ângulos de inclinação da plataforma e do talude das superficies S1 e H8 e os possíveis coeficientes de difusão. *258*

Tabela 7-13 – Resumo dos parâmetros de entrada utilizados para o desenvolvimento do modelo estratigráfico 3D cenozóico final. *259*

Tabela 7-14 – Tabela com os valores de cada parâmetro inserido na modelo estratigráfico final da feição progradante eocênica. *273*

Tabela 7-15 – Resumo dos parâmetros utilizados para o desenvolvimento do modelo final das sequências sedimentarias quaternárias. *277*

Capítulo 1

Introdução

A evolução de margens sedimentares passivas tem sido foco de inúmeros estudos de análise de bacias visando ao melhor entendimento da relação entre os principais parâmetros condicionantes de sua arquitetura deposicional, tais como: taxas variáveis de subsidência; natureza e configuração das fontes sedimentares, e suas taxas de aporte siliciclástico associadas; os variáveis graus de influência das oscilações climáticas e eustáticas globais sobre o registro estratigráfico. A necessidade de tais estudos se explica pela importância de se determinar, e quantificar, as possíveis configurações de múltiplas formas de interação entre os parâmetros controladores da bacia. A compreensão das formas de interação é requisito essencial para o entendimento de aspectos da evolução estrutural e ambiental das bacias marginais, como por exemplo: as razões que determinam a localização e dimensões de depocentros de interesse econômico; a distribuição de seus tipos litológicos e características sedimentológicas; e o grau de preservação e/ou destruição de determinados intervalos estratigráficos. Contudo, muito frequentemente estudos desta natureza não dispõem de suficientes dados diretos de medição, quantificação de parâmetros geológicos, ou mesmo de datações adequadas, que permitam uma investigação mais robusta de como os parâmetros controladores da evolução geológica das bacias sedimentares interagem entre si.

Tal situação restritiva se aplica também à porção norte da bacia de Santos - área do presente estudo situada entre a Ilha de São Sebastião, a oeste, e o Alto de Cabo Frio, a leste. Embora esta bacia seja uma das bacias mais bem estudadas da margem leste brasileira, persistem ainda dúvidas sobre alguns aspectos de sua evolução estratigráfica, em função tanto de limitações de certos dados

diretos (por exemplo, disponibilidade de proxies ambientais e bioestratigráficos, informações de área fonte e volumes de aporte), como mesmo da complexidade intrínseca a certos intervalos estratigráficos ou porções da margem (e.g, interação entre subsidência e fortes mudanças climáticas globais). Além disso, o grande potencial exploratório da bacia induz a constantes revisões e reinterpretações de dados pré-existentes, buscando novos cenários de entendimento de sua evolução estrutural, ambiental e estratigráfica, principalmente considerando que mais e mais dados e informações sobre paleoclima e paleoceanografia em escala global têm sido constantemente gerados e divulgados pela comunidade científica. Por exemplo, a Era Cenozóica é agora conhecida pelas notáveis mudanças climáticas caracterizadas por alternâncias de períodos climáticos extremos, e aperiódicos, os chamados períodos Greenhouse e Icehouse, cuja relação com a deposição sedimentar na bacia de Santos ainda merece atenção e melhor detalhamento. Além disso, no final da Era Cenozóica, mais especificamente no Quaternário, o evento Icehouse, já implantado desde o Mio-Oligoceno, passa a se caracterizar por importantes variações climáticas periódicas, num padrão de ciclicidade definido pela alternância de períodos glaciais e interglaciais. A implantação destas glaciações resultou em importantes modificações cíclicas na escala planetária, como: modificações na temperatura, na humidade, vegetação, transporte sedimentar, de nível eustático, para citar algumas. Contudo, tais impactos climáticos sobre a margem da bacia de Santos foram até o momento pouco discutidos.

Assim, no contexto da bacia de Santos, algumas questões mereceram atenção especial no presente estudo, e representaram o foco central das investigações conduzidas, como, entre outras:

(i) trabalhos clássicos da margem continental leste brasileira (e. g. Assine *et al.*, 2008; Azevedo, 1991; Cainelli et Mohriak, 1999; Caldas, 2007; Carminatti et Scarton, 1991; Chang *et al.*, 1990; Cobbold *et al.*, 2001; Correa, 2009; Duarte et Viana, 2007; Modica et Brush, 2004; Mohriak, 2003; Moreira *et al.*, 2001, 2007; Moreira et Carminatti, 2004; Pereira, 1994; Pereira *et al.*, 1986) inserem a evolução estratigráfica nos últimos 50 Ma da bacia de Santos num arcabouço arquitetural dominantemente progradacional, desenvolvido sob influência de altas taxas relativas de aporte siliciclástico num contexto de uma bacia em crescente amadurecimento térmico. Contudo, a análise preliminar dos dados disponíveis para o presente estudo já indicava desde seu início, que a porção norte da bacia apresenta maior complexidade arquitetural, indicando que o intervalo Paleógeno-Neógeno estivera sujeito a múltiplas e variáveis formas de interação entre os principais agentes controladores da bacia neste intervalo estratigráfico. A análise das sequências sedimentares e superfícies estratigráficas reconhecidas na escala regional da análise sísmica empreendida buscou assim relacionar elementos estratigráficos a estes grandes eventos globais marcados por importantes

elevações e quedas do nível eustático, normalmente reconhecidos em margens em todo o mundo; (ii) no contexto do intervalo estratigráfico Eoceno, trabalhos pretéritos na área (e.g. Moreira *et al.*, 2001, 2007; Moreira et Carminatti, 2004) já indicavam a presença de prismas progradacionais na região do atual talude do extremo leste da área (próximo ao Alto de Cabo Frio). Contudo, restam indefinidas as razões que determinaram a precisa localização deste depocentro, e sua arquitetura deposicional tão distinta da observada no mesmo intervalo estratigráfico mais para oeste da bacia. Assim, uma pergunta que naturalmente se coloca é quais as variações laterais de parâmetros deposicionais que explicam tais diferenças, como a configuração das prováveis fontes de aporte sedimentar capazes de alimentar tal depocentro, natureza da subsidência diferencial entre a porção oeste e leste da margem, e as possíveis relações entre uma série de eventos deposicionais observados nos prismas progradacionais (e.g. deslizamento de massa, natureza geológica de superfícies estratigráficas marcantes) com notáveis variações climáticas, muitas delas abruptas, hoje reconhecidas como fenômenos eustáticos importantes do Paleógeno (Zachos *et al.*, 2001);

(iii) o Quaternário sempre representou um intervalo estratigráfico particularmente pouco conhecido da bacia, com raríssimos dados disponíveis de datação, e sobre a natureza do aporte sedimentar, por exemplo. Maia (2009) e Maia *et al.* (2010) propuseram o primeiro arcabouço estratigráfico e ciclicidade deposicional Quaternária para a área, reconhecidas através de importantes superfícies erosivas desenvolvidas devido às exposições plataformais relacionada às grandes quedas de nível eustático de 100-120 m. Contudo, os autores também ressaltaram características arquiteturais indicativas de subsidência considerável no período, assim como de aporte siliciclástico significativo na escala dos últimos 500 ka. Estas observações evidenciam características contrárias à concepção clássica de uma bacia faminta e tectonicamente estável durante o período.

Na tentativa de responder a esta e outras questões, e na ausência de determinados dados diretos ou medidos na bacia de Santos, o presente estudo utiliza uma abordagem metodológica 4D, ou seja, a utilização de múltiplas abordagens analíticas temporais e espaciais, desenvolvidas e aplicadas através da integração entre análise sísmica de dados de diferentes níveis de resolução, análise de dados litológicos e cronoestratigráficos de poços exploratórios e diversos tipos de análise do sinal eustático global. O trabalho focaliza suas análises em diferentes escalas temporais que permitiram, primeiramente, uma análise regional da evolução e arquitetura deposicional na escala do Cenozóico, seguida de um maior detalhamento de dois intervalos temporais de interesse, por estarem sujeitos a padrões de interação de parâmetros controladores bastante diferentes na bacia: O Eoceno e o Plio-Quaternário. Tais análises alimentaram inúmeras baterias de simulações de

modelagem estratigráfica computacional, que representaram ferramenta analítica bastante profícua para a investigação da arquitetura sedimentar e da ciclicidade deposicional da sucessão estratigráfica Paleógena-Neógena englobando os últimos cerca de 50 Ma da porção norte da bacia de Santos. As análises combinadas permitiram a quantificação experimental de parâmetros e a investigação de múltiplas formas de interação entre os parâmetros controladores da arquitetura deposicional, como a taxa de variação eustática, configuração e localização de fontes sedimentares e taxas de aporte e deposição sedimentar nos últimos 50 Ma, e uma melhor definição temporal de alguns intervalos estratigráficos e sua relação com mudanças climáticas e eustáticas globais. Estes resultados da tese, e os capítulos de fundamentação teórica e da história geológica da bacia são organizados no manuscrito em três grandes partes:

A primeira parte faz referência a toda à fundamentação teórica relacionada. No capítulo 2 tem-se uma abordagem geral da Evolução geológica da bacia através da análise dos principais eventos regionais responsáveis pela construção tectono-sedimentar da bacia. O capítulo 3 envolve uma síntese dos principais eventos climáticos globais e de variação eustática durante o Cenozóico, que poderiam ser capazes de influenciar na construção da bacia. Já nos capítulos 4 e 5 é abordada toda a teoria das duas principais metodologias utilizadas neste trabalho: Estratigrafia de Sequências e Modelagem Estratigráfica;

A segunda parte se refere ao capítulo 6, que envolve toda a base de dados e a metodologia utilizada. Neste capítulo são listados todos os dados utilizados e de que maneira cada um destes dados foram trabalhados para o desenvolvimento dos resultados;

A terceira, e última parte, engloba os capítulos 7 e 8. No capítulo 7 são mostrados os resultados obtidos a partir das análises dos dados disponíveis. Este capítulo é subdividido em dois grandes itens: Análise sísmica de poços exploratórios e Modelagem estratigráfica. A Análise sísmica envolve tanto a base de dados de sísmica profunda, que permitiu o estudo das principais sequências cenozóicas, como também a de alta resolução sísmica, que permitiu um melhor detalhamento da arquitetura sísmica Quaternária. Já a Análise de poços exploratórios envolve a análise dos dados cronoestratigráficos e litológicos. Por último a Modelagem Estratigráfica envolve a descrição dos diferentes modelos gerados e os resultados obtidos demonstrados graficamente. O capítulo 8 apresenta a Discussão e Conclusão de todos os resultados obtidos, inserindo cada um deles dentre de um contexto de evolução sedimentar e climática da margem, assim como sua comparação com resultados obtidos em trabalhos anteriores.

Capítulo 2

Área de Estudo e Contexto Geológico

O capítulo a seguir engloba a descrição da morfológica da área de estudo assim como toda a historia da evolução tectono-sedimentar da bacia de Santos.

2.1) Área de Estudo

A área de estudo se localiza na porção norte da bacia de Santos, abrangendo a região entre a plataforma continental interna até a região do pé do talude continental, imediatamente adjacente ao Estado do Rio de Janeiro e parte do Estado de São Paulo, aproximadamente entre a Ilha de São Sebastião e Cabo Frio (Figura 2-1).

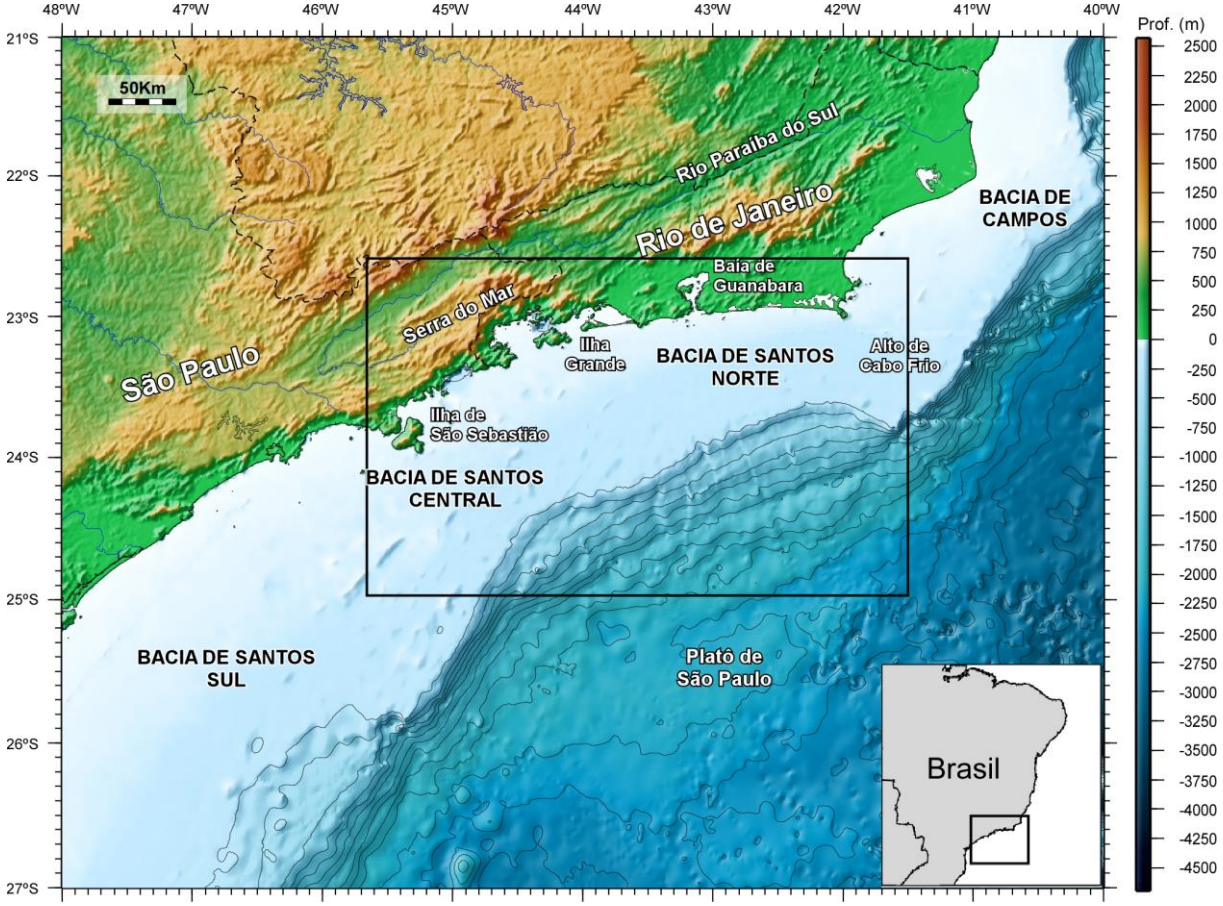


Figura 2-1 - Mapa batimétrico regional da bacia de Santos e da porção sul da bacia de Campos. E em destaque, a área de estudo (porção norte da bacia de Santos). Batimetria predita de Smith e Sandwell (1997).

A bacia de Santos abrange uma área de aproximadamente 350.000 km^2 (Moreira *et al.*, 2007) englobando a costa dos estados de Santa Catarina, Paraná, São Paulo e Rio de Janeiro, entre as latitudes 23°S e 28°S e longitudes 48,5°W e 42°W (Figura 2-1). A bacia está compreendida entre dois altos estruturais principais: Alto de Cabo Frio, ao norte, e o Alto de Florianópolis, ao sul, separando-a das bacias de Campos e Pelotas, respectivamente. A bacia se estende, a leste, até aproximadamente a cota batimétrica de -3000 metros, avançando sobre a feição fisiográfica do Platô de São Paulo, cujo limite leste coincide aproximadamente com o limite entre as crostas continental e oceânica (Chang *et al.*, 1992; Lobo e Ferradaes, 1983; Moreira *et al.*, 2007), e a oeste (área continental) a bacia é limitada pelo cinturão de Serras costeiras (Serras do Mar e da Mantiqueira), o que a restringe ao domínio oceânico (Macedo, 1990) (Figura 2-1).

2.2) Evolução Tectono-Sedimentar da Bacia de Santos

É bastante significativo o conhecimento disponível sobre o intervalo estratigráfico Cretáceo Superior-Mioceno nas bacias de Santos e de Campos, especialmente bem documentado em inúmeros estudos que vêm sendo realizados, baseados em levantamentos geofísicos sistemáticos e em informações lito- e bioestratigráficas a partir de testemunhos (e. g. Assine *et al.*, 2008; Azevedo, 1991; Cainelli e Mohriak, 1999; Caldas, 2007; Carminatti e Scarton, 1991; Chang *et al.*, 1990; Cobbold *et al.*, 2001; Correa, 2009; Duarte e Viana, 2007; Modica e Brush, 2004; Moreira *et al.*, 2001, 2007; Moreira e Carminatti, 2004; Pereira, 1994; Pereira *et al.*, 1986).

A evolução tectono-sedimentar da bacia de Santos ocorre no mesmo contexto evolutivo das demais bacias da margem leste do Brasil, associada ao processo de ruptura do megacontinente Gondwana (Cainelli e Mohriak, 1999). O início de formação da bacia ocorreu a partir do Eocretáceo, com o início da deposição de sedimentos continentais de fase rifte, sobrepostos às rochas do embasamento. No Aptiano, após a fase rifte, estabeleceu-se entre a América do Sul e a África a formação de uma bacia tipo golfo, de rápida subsidência, e com deposição sedimentar de natureza transicional, constituída de clásticos continentais proximais e de uma espessa sequência evaporítica. Após a deposição evaporítica é que ocorre a efetiva separação dos continentes africano e sul-americano, com a formação da cadeia Meso-Atlântica e incursão marinha, dando inicio à fase Drifte da bacia. Este ambiente propiciou o desenvolvimento de uma ampla plataforma carbonática de águas rasas durante o Albiano. E nesta época, com a formação de crosta oceânica, que se inicia o processo de subsidência termal da bacia, causando um basculamento generalizado da plataforma (Macedo, 1990). Com a deposição dos carbonatos, foram iniciados, devido à carga de sedimentos, escorregamentos gravitacionais sobre o sal, dando início à halocinese na bacia (Macedo, 1990). Esta movimentação halocinética é responsável pela intensa estruturação dos depósitos sobrejacentes.

Entre o Cretáceo Inferior e o Superior foram desenvolvidos sistemas deposicionais de padrão arquitetural retrogradacional, em resposta a uma progressiva subida do nível do mar com afogamento da plataforma rasa, compondo a chamada Megassequência Transgressiva. Entre o Meso-Albiano e o Turoniano (104-88 Ma), com a contínua transgressão marinha e aprofundamento da bacia, a sequência carbonática passa a ser substituída por depósitos de mais baixa energia (Nunes *et al.*, 2004; Pereira e Feijó, 1994). Segundo Macedo (1990), estes depósitos formaram espessos pacotes sedimentares, principalmente na área norte da bacia de Santos, e foram depositados em duas sequências transgressivas. A condição de máximo afogamento da bacia ocorreu durante o Cenomaniano-Turoniano (90 Ma) com a contínua e rápida subida do nível do mar e continuada

subsidência termal (Modica e Brush, 2004), quando foram depositados folhelhos nas áreas mais distais da bacia (Milani *et al.*, 2000).

Ainda no Cretáceo Superior se desenvolve a proto-Serra do Mar, mais recentemente denominada de Serra do Mar Cretácea por Zalán e Oliveira (2005) (Figura 2-2). A Serra do Mar Cretácea foi formada devido a um soerguimento dômico uniforme de origem térmica na região sudeste do Brasil (Zalán e Oliveira, 2005). Desde o seu soerguimento, a Serra do Mar Cretácea forneceu grande quantidade de sedimentos que se acumulou na plataforma externa e na borda proximal da bacia de Santos (Almeida e Carneiro, 1998). Este soerguimento resultou, entre o Cretáceo Superior e o Terciário, em uma grande superfície de erosão denominada de Superfície de Aplainamento Japi. Esta superfície de erosão nivelou várias intrusões vulcânicas da área continental adjacente à bacia de Santos (Macedo, 1990) e resultou em um grande aporte sedimentar na bacia.

O grande aporte sedimentar originário da erosão da Serra do Mar Cretácea resultou a partir do Neoturoniano (~80 Ma) na implantação de uma arquitetura progradacional (regressiva) na bacia de Santos. Este padrão regressivo se insere num contexto de aumento relativo do nível do mar e de forte subsidência da margem e nível de mar alto, compondo a chamada Megassequência Regressiva (Almeida e Carneiro, 1998; Cainelli e Mohriak, 1999; Modica e Brush, 2004), antecipando o estilo progradacional de deposição que normalmente se implanta nas bacias marginais a partir da diminuição da taxa de subsidência térmica (Chang *et al.*, 1990; Macedo, 1990; Nunes *et al.*, 2004). Em termos de arquitetura sedimentar, a Megassequência Regressiva é formada pela acreção lateral de sucessivas cunhas *offlap*, tendo como resultado a expressiva progradação da margem.

Durante o Neo-Campaniano (75 Ma) ocorreu uma reorganização das drenagens proximais da Serra do Mar, direcionando a drenagem do proto-rio Paraíba do Sul para a porção norte da bacia de Santos (Modica e Brush, 2004) (Figura 2-2 e Figura 2-3). A drenagem do Paraíba do Sul promoveu, então, episódios fortemente progradacionais fazendo com que a linha de costa avançasse significativamente mar adentro (Pereira *et al.*, 1986).

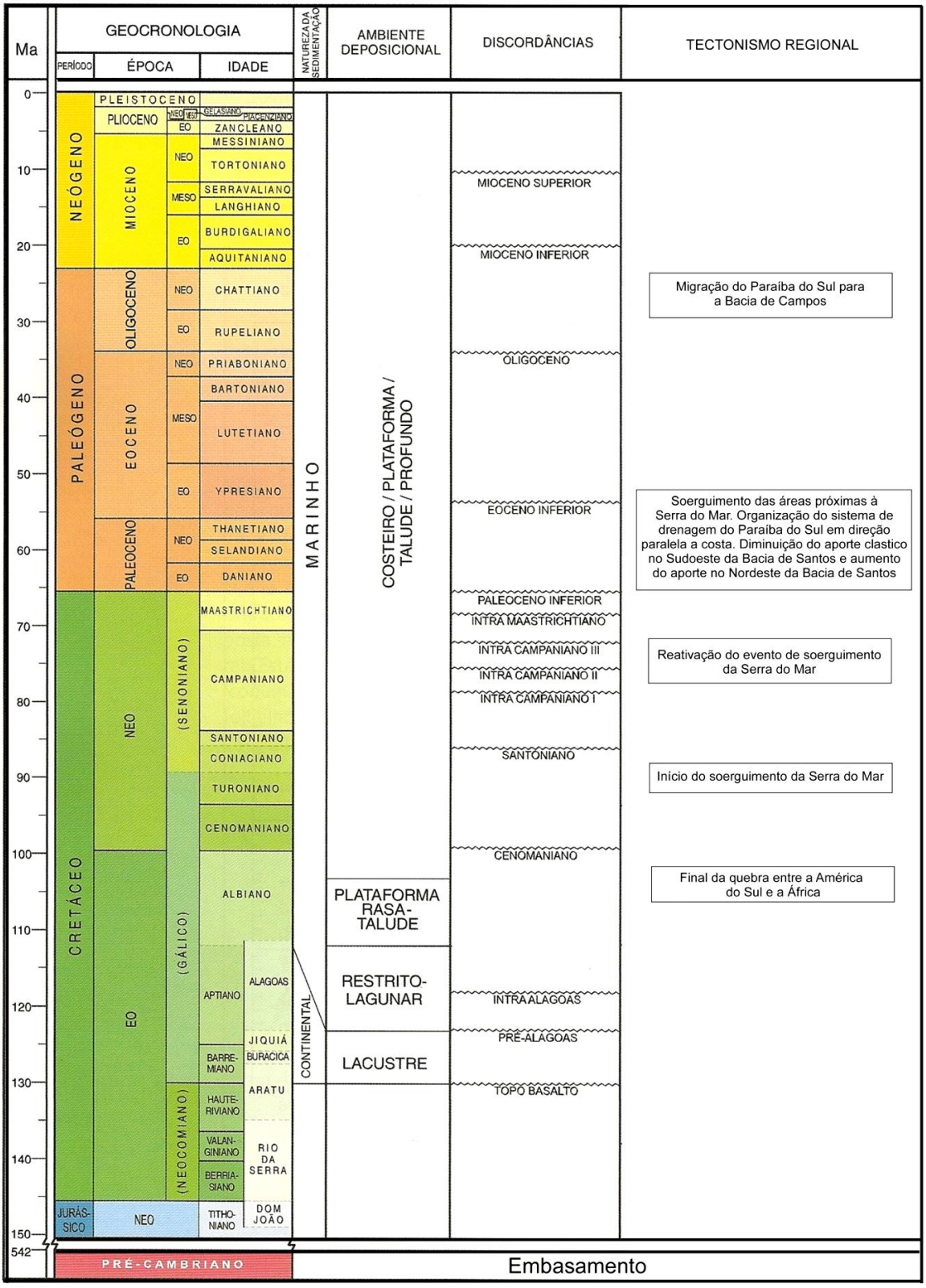


Figura 2-2 - Tabela geológica modificada de Moreira *et al.* (2007) e informações de tectonismo regional de Modica e Brush (2004).

A partir do final do Paleoceno, a atual Serra do Mar (Figura 2-3) se desenvolveu, resultante de um colapso gravitacional da chamada Serra do Mar Cretácea (com desnível de três mil metros em relação à bacia de Santos). Este pulso colapsante teria ocorrido devido ao desequilíbrio isostático entre a bacia cada vez mais sobrecarregada de sedimentos e a área continental elevada e em contínua erosão (Asmus e Ferrari, 1978). Este jogo de esforços a que foi submetida à crosta resultou em falhamentos normais que desencadearam o basculamento dos blocos (Zalán et Oliveira, 2005). Este período coincidiu com o nível de mar baixo mais intenso, que possibilitaria a erosão que forneceu grande quantidade de sedimentos para a bacia de Santos e deu forma à atual Serra do Mar. O nível de mar baixo possibilitou a implantação de inúmeros cânions, principalmente na porção norte da bacia de Santos, onde o nível de mar mais baixo parece ter sido mais acentuado devido a um soerguimento termal em torno de Cabo Frio (Modica e Brush, 2004).

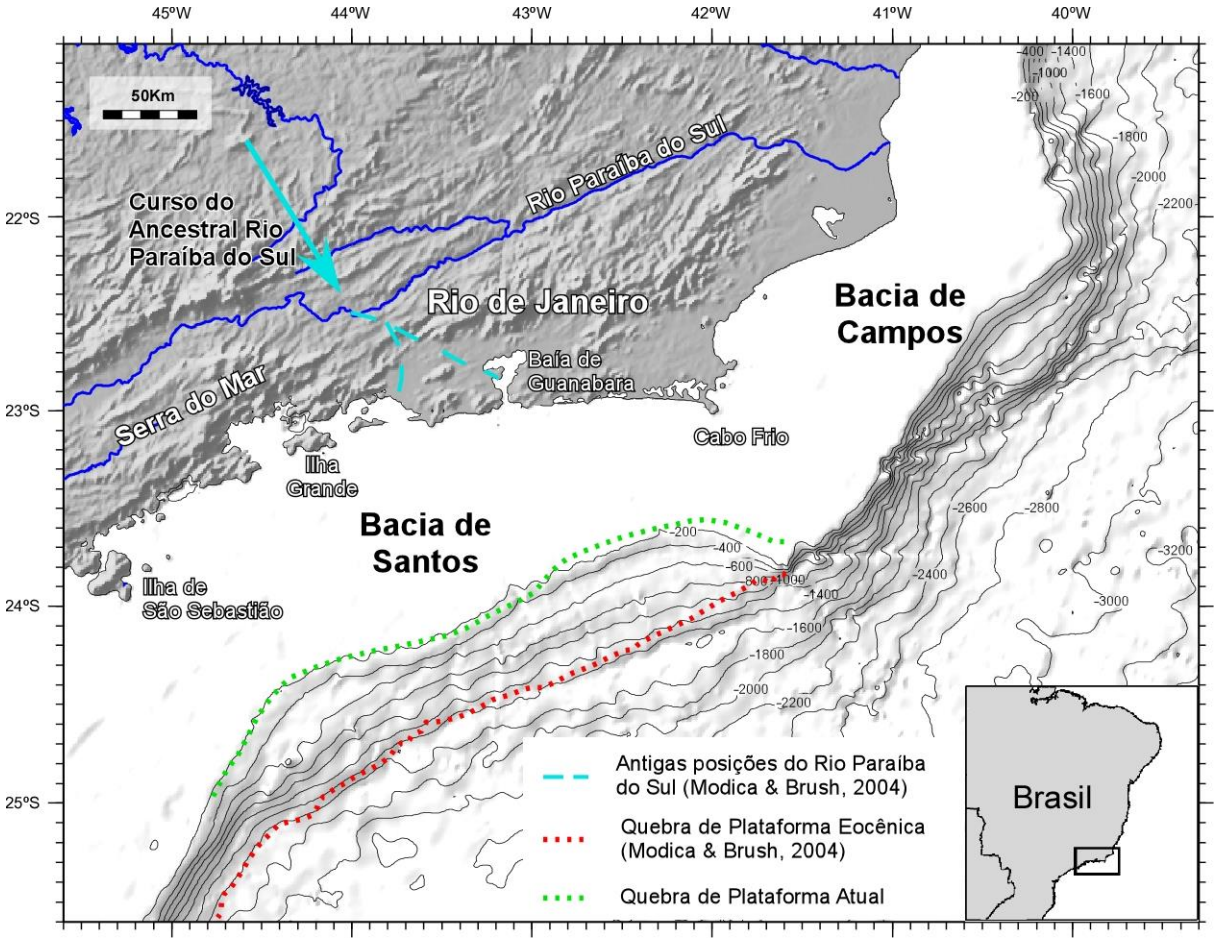


Figura 2-3 - Mapa batimétrico da porção norte da bacia de Santos e bacia de Campos indicando antigas feições geomorfológicas da bacia (dados batimétricos de Smith e Sandwell, 1997 ; levemente modificado de Maia *et al.*, 2010).

O padrão progradacional foi ainda intensificado a partir do Eoceno Inferior-Médio (Moreira *et al.*, 2001; Moreira et Carminatti, 2004; Pereira, 1994; Zalán et Oliveira, 2005), quando houve um aumento da taxa de aporte siliciclástico fornecida à bacia de Santos em função da reativação cenozóica da Serra do Mar no domínio continental emerso (Chang *et al.*, 1990; Zalán et Oliveira, 2005). De acordo com Macedo (1990), processos distensivos ocorridos durante o Eoceno podem ser os causadores da reativação da Serra do Mar atual, e também de deslocar a drenagem do proto-Rio Paraíba do Sul (Figura 2-3) no Oligoceno, que passou a fornecer os sedimentos mais grossos para a bacia de Campos. Com a drenagem do Paraíba do Sul desviada para a bacia de Campos, a porção norte da bacia de Santos passa a ser uma bacia com pouco aporte sedimentar fazendo com que a borda da plataforma continental eocênica e seus sistemas progradacionais migrassem em direção ao continente em cerca de 50 km (Figura 2-3 e Figura 2-4).

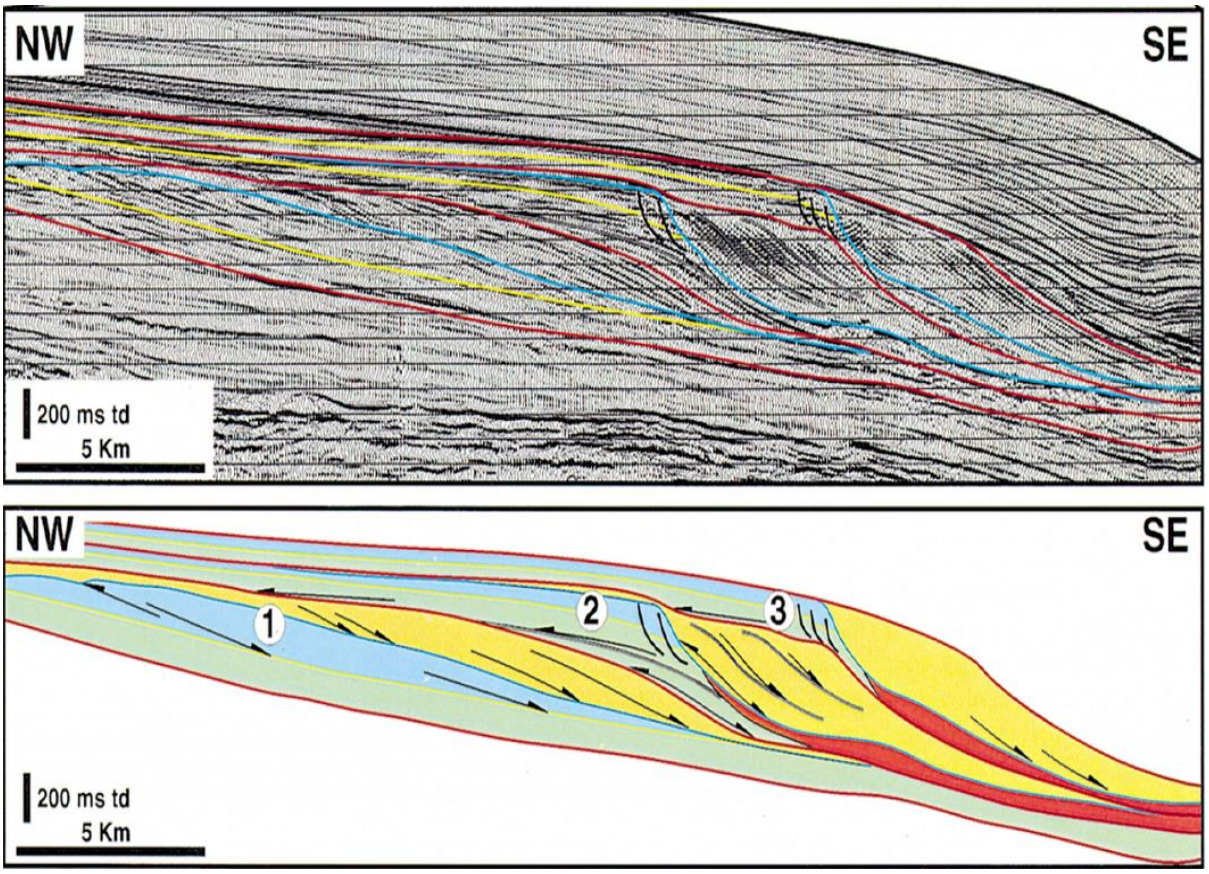


Figura 2-4 - Interpretação de uma linha sísmica da sequência eocênica. Esta linha foi subdividida em três sequências: a primeira representa ciclo de 9 Ma e a segunda e a terceira representam ciclos de 1,5 Ma cada. As três sequências juntas formam uma sequência maior que representa um ciclo com 12 Ma. (A) (levemente modificado de Moreira *et al.*, 2001).

As sequências sedimentares depositadas a partir do EoEoceno são constituídas por sedimentos bem mais finos que os do Cretáceo Superior, como resultado da captura dos sedimentos mais grosseiros pelo Rio Paraíba do Sul, que hoje deságua na bacia de Campos. Esta seria a razão pela qual a sequência terciária da bacia de Campos é bem mais expressiva que a da bacia de Santos, o inverso do observado no Cretáceo Superior (Macedo, 1990; Nunes *et al.*, 2004). De acordo com Modica et Brush (2004), a partir do desvio do Rio Paraíba do sul, a porção central /norte da bacia de Santos passa a faminta, constituindo uma margem afogada onde a quebra de plataforma migra 50 km na direção do continente (Figura 2-5). Além disso, no mesmo período de desvio do rio, ocorre uma grande transgressão marinha que marca o desenvolvimento do chamado Marco Azul na bacia de Campos (Gamboa *et al.*, 1986).

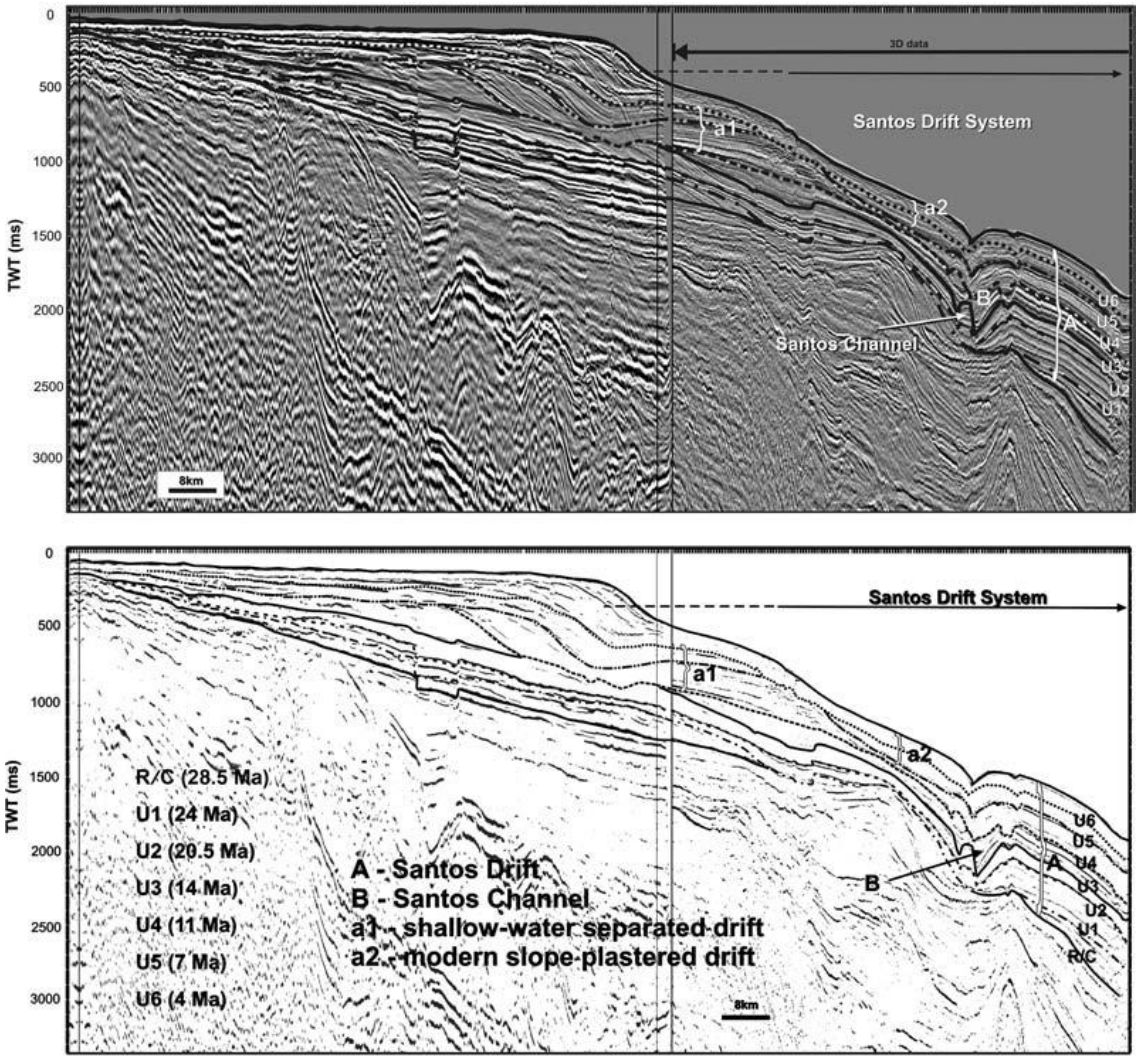


Figura 2-5 - Linha sísmica interpretada por Duarte et Viana (2007) indicando os principais horizontes identificado. Zonas controladas pela erosão da corrente de fundo e o paleo-Canal de Santos (feição marcante dos depósitos contorníticos; Duarte et Viana, 2007).

De acordo com Duarte et Viana (2007) toda a sucessão estratigráfica a partir do Oligoceno até o Recente é caracterizada pela atuação de correntes de fundo e é chamada pelos autores de *Santos Drift System*. As variações na intensidade da corrente de fundo reconhecida são impressas nas sucessões estratigráficas através da formação de depósitos contorníticos na bacia (Figura 2-5; Duarte et Viana, 2007). Estes depósitos estariam relacionados à atuação de uma corrente de contorno de direção oposta a atual Corrente do Brasil, ou seja, fluindo na direção norte (Duarte et Viana, 2007). acomodação. Os autores afirmam que a formação deste sistema seria controlada por fatores como: clima, que controla a circulação oceânica e atmosférica; a natureza e a disponibilidade de sedimentos e o contexto morfotectônico da bacia, que controla o espaço de acomodação.

2.3) Evolução Sedimentar Quaternária da Bacia de Santos

Diferentemente do intervalo estratigráfico Cretáceo Superior-Mioceno, os estudos sobre o arcabouço estratigráfico pliocênico e quaternário da plataforma continental da bacia de Santos, e mesmo da plataforma continental brasileira, são praticamente inexistentes.

Nos anos 80, alguns estudos baseados em dados sísmicos, já indicavam a ocorrência de um padrão sísmico progradacional na região de borda de plataforma continental da bacia de Santos (Alves e Ponzi, 1984; Gorini e Alves, 1988), atribuído a um Quaternário indiferenciado (Pleistoceno Superior ?), mas não analisado num contexto de arquitetura sísmica ou de ciclicidade deposicional. Mais recentemente, Artusi e Figueiredo Jr (2007) e Artusi (2004) propuseram algumas correlações estratigráficas para uma área da plataforma interna da porção norte da bacia de Santos à frente do sistema lagunar de Araruama, associando-as a mudanças de nível de base causadas pelas oscilações glacio-eustáticas do Pleistoceno Médio-Superior. Neste trabalho foram mapeadas quatro sequências, SI, SII, SIII e SIV (Figura 2-6) separadas por quatro discordâncias, DI, DII, DIII e DIV, com idades inferidas através da comparação com resultados de outros autores, correlacionando à discordância DII com o Marco cinza (Neo-Mioceno a Neo-Plioceno) e a discordância DIII com o Marco “P” (500.000 anos) de Silva (1992). Já a discordância DIV foi atribuída ao rebaixamento relativo do nível do mar após 123.000 anos. Além disso, Artusi e Figueiredo Jr (2007) identificaram nas linhas sísmicas paralelas à linha de costa paleocanais incisos na sequência SIII, identificados por estruturas de corte e preenchimento em subsuperfície. Alguns destes paleocanais tiveram idades relacionadas ao último máximo glacial, ocorrido entre 16.000 e 18.000 anos AP.

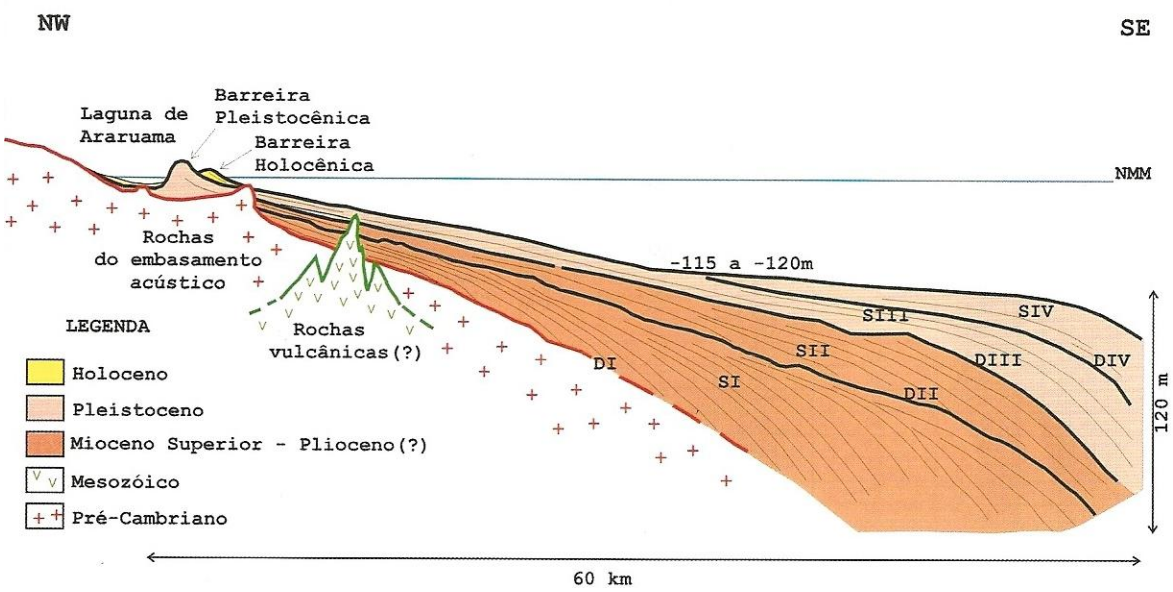


Figura 2-6 - Interpretação de uma seção sísmica em frente à Araruama, destacando as relações cronoestratigráficas das sequências e discordâncias (Artusi, 2004).

2.3.1) Análise Pretérita dos Dados de Sísmica de Alta Resolução

A análise dos dados sísmicos de alta resolução realizada em trabalhos anteriores (Maia, 2009; Maia *et al.*, 2010; Reis *et al.*, 2013) possibilitou a subdivisão da seção estratigráfica na escala da plataforma continental na porção norte da bacia de Santos em unidades deposicionais principais, limitadas por superfícies lateralmente contínuas entre Cabo Frio, a leste, e Ilha de São Sebastião, a oeste. Nestes trabalhos as sequências sísmicas foram agrupadas em dois conjuntos estratigráficos: Conjunto I (SqA-SqC) e Conjunto II (Sq1- Sq5) e foram limitadas no topo e na base por superfícies fortemente erosivas (SB, SA, S1, S2, S3, S4 e S5) relacionados a longos períodos de exposição subaérea da plataforma continental durante períodos de queda relativa do nível do mar ocorrida no período de máxima exposição subaérea da plataforma continental que ocorre durante o máximo glacial (Figura 2-7). Os Conjuntos I e II foram, assim, interpretados como uma sucessão de sequências deposicionais desenvolvidas pela alternância de períodos de rebaixamento e subida do nível relativo de mar, relacionados à repetição de ciclos glacio-eustáticos. As superfícies superiores e inferiores limitantes das sequências sísmicas (superfícies SB, SA, S1, S2, S3, S4 e S5 foram interpretadas como sendo o limite principal das sequências deposicionais (no sentido de Hunt e Tucker, 1993, 1992; Plint e Nummedal, 2000).

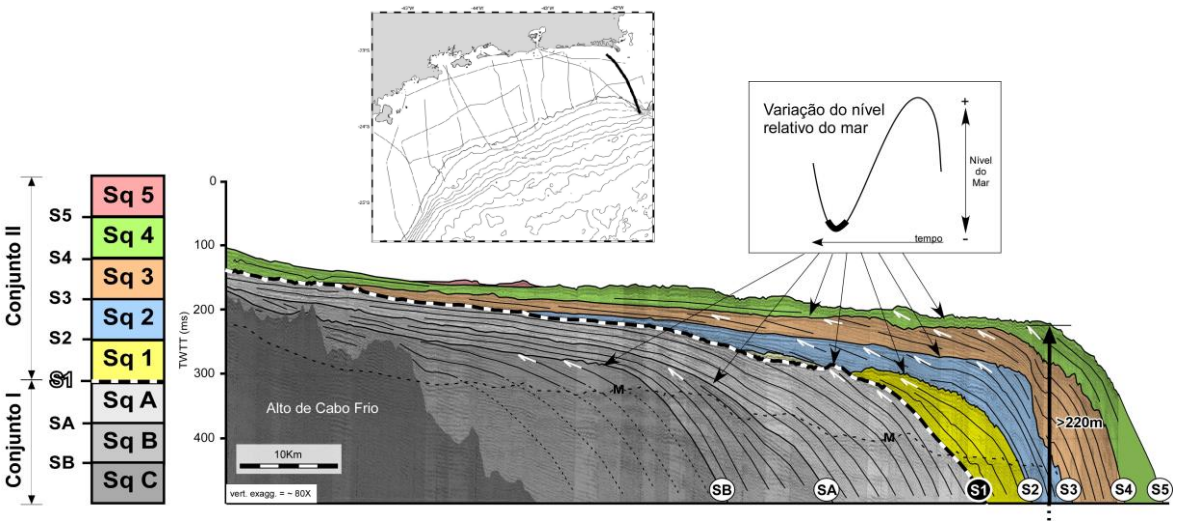


Figura 2-7 - Exemplo de linha sísmica interpretada mostrando as superfícies sísmicas truncando os refletores internos das sequências (terminações indicadas pelas setas brancas), indicando quedas de nível de mar. À esquerda um esquema com a organização das sequências interpretadas por Maia (2009) e Maia *et al.* (2010) (SqC, SqB, SqA, Sq1, Sq2, Sq3, Sq4 e Sq5) agrupadas em dois conjuntos (Conjunto I e Conjunto II), e as suas superfícies limitantes (SB, AS, S1, S2, S3, S4 e S5).

A análise sismo-estratigráfica também evidenciou grandes variações no padrão deposicional das sequências que compõem o Conjunto I e o Conjunto II, assim como uma variabilidade de espessura e arquitetura interna das sequências sísmicas na direção de mergulho da bacia. O Conjunto I (SqA-SqC) foi definido como um conjunto de sequências dominantemente sigmoidais que contêm componentes tanto agradacional como progradacional (Figura 2-7A, B e C), o que indicaria um aumento do espaço de acomodação sedimentar durante a deposição, induzido por aumento de taxa de subsidência e/ou por maior amplitude de subida relativa do nível do mar, condições requeridas para o deposição e subsequente preservação de sequências deposicionais transgressivas e/ou de mar alto (Embry, 1993; Trincardi e Correggiari, 2000). A análise sísmica também indicaria mudança nas condições de subsidência ou de amplitudes dos ciclos glacio-eustáticos durante a deposição da maior parte das sequências que compõem o Conjunto II. As sequências Sq1-Sq4 foram caracterizadas por uma sucessão de clinoformas progradacionais presentes essencialmente na plataforma externa (Figura 2-7D, E, F e G). Esta configuração implicaria que a criação de espaço de acomodação seja menos importante que durante a deposição das sequências do Conjunto I, de modo que o pacote constituído pelas sequências Sq1-Sq4, que se sobrepõem umas as outras, forme uma cunha progradacional que se espessa na direção de borda de plataforma, alcançando uma espessura máxima maior que 220 m no nível do *offlap break* atual (Figura 2-7). De acordo com estas características de arquitetura sedimentar, cada sequência deposicional foi interpretada como a expressão de uma sucessão de ciclos glacio-eustáticos (Figura 2-8), onde apenas espessos depósitos

regressivos foram preservados na parte distal do sistema (Figura 2-8C), indicativos de sequências deposicionais formadas sob condições dominantes de regressão forçada (no sentido de (Catuneanu, 2006; Hunt e Tucker, 1993, 1992; Posamentier e Morris, 2000; Posamentier *et al.*, 1993) (Figura 2-8). Contudo, embora este padrão arquitetural regressivo seja decorrente da diminuição de espaço de acomodação sedimentar, a preservação do empilhamento de unidades regressivas progradacionais (Figura 2-7D, E, F e G) requer um regime subsidente na região de borda de plataforma, capaz de induzir o basculamento da região de plataforma externa por processo de compactação e/ou de subsidência por sobrecarga sedimentar (Posamentier e Morris, 2000). Além disso, apesar das sequências Sq1-Sq3 terem uma extensão limitada em direção ao continente e mostrarem unidades essencialmente regressivas, a posição de seus limites internos (*landward pinch-out*) se desloca gradualmente para posições mais próximas à costa (Figura 2-7 e Figura 2-10). Este deslocamento indica a geração de espaço de acomodação sedimentar durante a deposição das sequências deposicionais que compõem o Conjunto II. Ao mesmo tempo, a espessura das sequências preservadas aumenta ao longo do tempo: as sequências mais basais do Conjunto II (Sq1 e Sq2) possuem uma espessura menor que as sequências posteriores (Sq3 e Sq4), na altura dos respectivos *offlap break*s (ex. da Figura 2-7 e Figura 2-9). O aumento progressivo do grau de preservação das sequências que indica um aumento relativo de espaço de acomodação sedimentar e afogamento progressivo da plataforma, devem ser creditados a mecanismos de subsidência, que operaram na escala do Quaternário Médio-Superior, deixando marcas visíveis no registro estratigráfico desta margem termicamente madura (Chang *et al.*, 1992; Modica e Brush, 2004; Pereira *et al.*, 1986).

Os mapas de isópacas das sequências interpretadas por Maia (2009), Maia *et al.* (2010) e Reis *et al.* (2013) evidenciam também que a área de maior preservação e de espessura das sequências deposicionais Sq1-Sq4 ocorre na porção central e oeste da plataforma, marcada pelo embaiamento aproximadamente entre a Baia de Guanabara e a Ilha de São Sebastião para as sequências Sq1 e Sq2 (Figura 2-10A e B); a área de preservação das sequências se amplia ligeiramente para leste, entre a Laguna de Maricá-Saquarema e a Ilha de São Sebastião, para as sequências Sq3 e Sq4 (Figura 2-10C e D). Esta configuração indica que no sentido Leste-Oeste, há também um aumento diferencial de criação de espaço de acomodação sedimentar na porção central e oeste da plataforma. Neste contexto, o principal depocentro da plataforma está localizado na porção oeste da área, entre a Ilha de São Sebastião e a Baía de Ilha Grande, com espessura máxima que atinge os 400 m de sedimentos que preenchem uma ampla depressão de cerca de 75 km de largura identificada na superfície S1 (Figura 2-11). Esta feição se assemelha a regiões de grandes zonas de remoção (megadeslizamento?) ou de cabeceiras de cânions submarinos, típicas de ambientes de talude superior (Figura 2-11). O

efeito desta depressão é expressa ainda nos mapas de isópacas totais das sequências (Figura 2-10E). Ressalta-se ainda, que o mapa de isópacas da Sq4 (Pleistoceno Superior), mostra a ocorrência de depocentro sob forma de "corredor" na plataforma continental ao largo da Baia da Ilha Grande que se direciona para borda da plataforma (Figura 2-10D). Este "corredor" sugere a existência de uma zona preferencial de drenagem e *bypass* sedimentar entre o continente e o principal depocentro descrito acima na borda de plataforma (Figura 2-10D). Esta interpretação é também apoiada pela presença de escarpas erosivas no fundo submarino atual, perpendiculares aos contornos batimétricos, que acompanham, grosso modo, os limites da feição de "corredor".

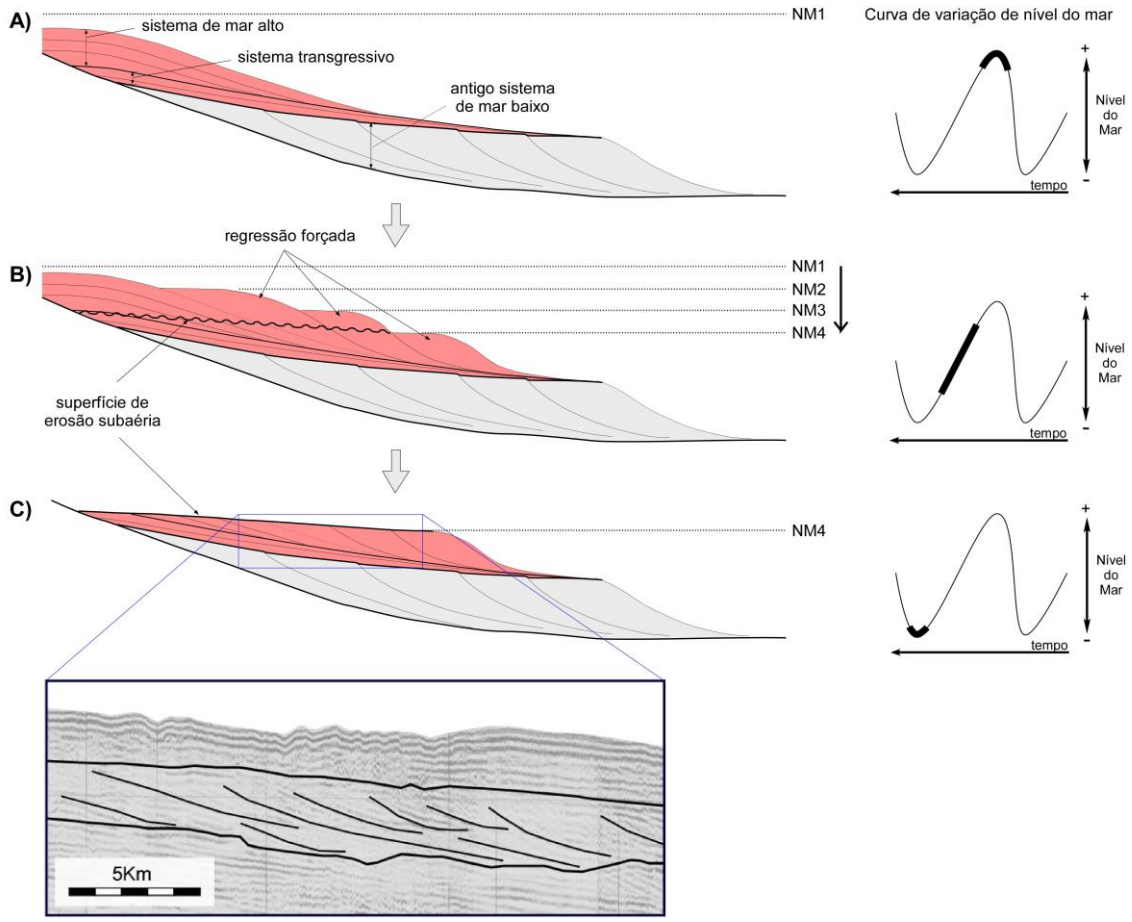


Figura 2-8 - Modelo esquemático da arquitetura sedimentar resultante de condições de regressão forçada na plataforma da porção norte da bacia de Santos (modificado de Ridente e Trincardi, 2002). A) Deposição dos sistemas sedimentares transgressivos e de mar alto; B) Rebaixamentos sucessivos do nível de base, com a formação de prismas de regressão forçada e erosão subsequente do seu topo a cada rebaixamento do nível marinho; C) Perfil final, com os prismas regressivos truncados acima pela superfície erosiva final de exposição subaérea, formando a superfície considerada como limite de sequência deposicional ("*sequence boundary*") no sentido de Hunt e Tucker (1993, 1992) e Plint e Nummedal (2000). O detalhe da linha sísmica representa um exemplo de sequência regressiva formada por regressão forçada nas linhas sísmicas interpretadas.

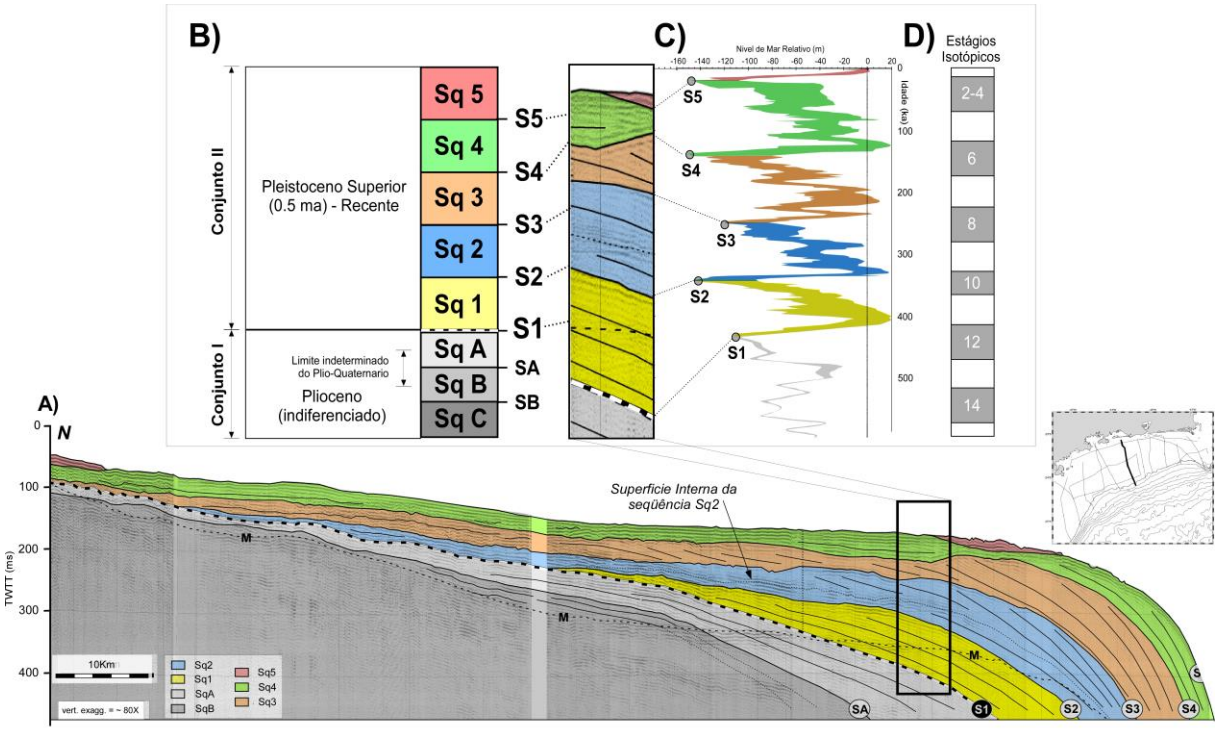


Figura 2-9 - Esquema ilustrando A) a interpretação sísmica das sequências sísmicas e suas superfícies limitantes; B) relação entre as sequências interpretadas e os dados cronoestratigráficos obtidos através dos poços; C) curva com a amplitude máxima das variações de nível do mar, relacionando os máximos glaciais às superfícies interpretadas nas seções sísmicas e; D) estágios isotópicos relacionados com as variações dos níveis eustáticos (modificado de Maia, 2009 e Maia *et al.*, 2010).

Evidências de variabilidade lateral na geometria e nas fácies sísmicas internas das sequências Sq1-Sq4 também são observadas no sentido Leste-Oeste da área de estudos, acompanhado a variação lateral de espessura e de espaço de acomodação sedimentar como discutidos acima. De modo geral, no setor central e oeste onde as sequências Sq1 - Sq4 são mais bem preservadas, as superfícies limites das sequências (superfícies S1, S2, S3, S4 e S5, Figura 2-9) tendem a ser mais inclinadas e sofreram erosão menos acentuada durante os ciclos regressivos em que a plataforma foi exposta. Por outro lado, no setor leste da área, na região do Alto de Cabo Frio, as superfícies limites das sequências tendem a ser menos inclinadas e sofreram erosão mais acentuada durante os ciclos regressivos em que a plataforma foi exposta, sendo marcadas por escalonamentos topográficos em posições sucessivamente mais baixas em direção à borda de plataforma (exemplo da Figura 2-7).

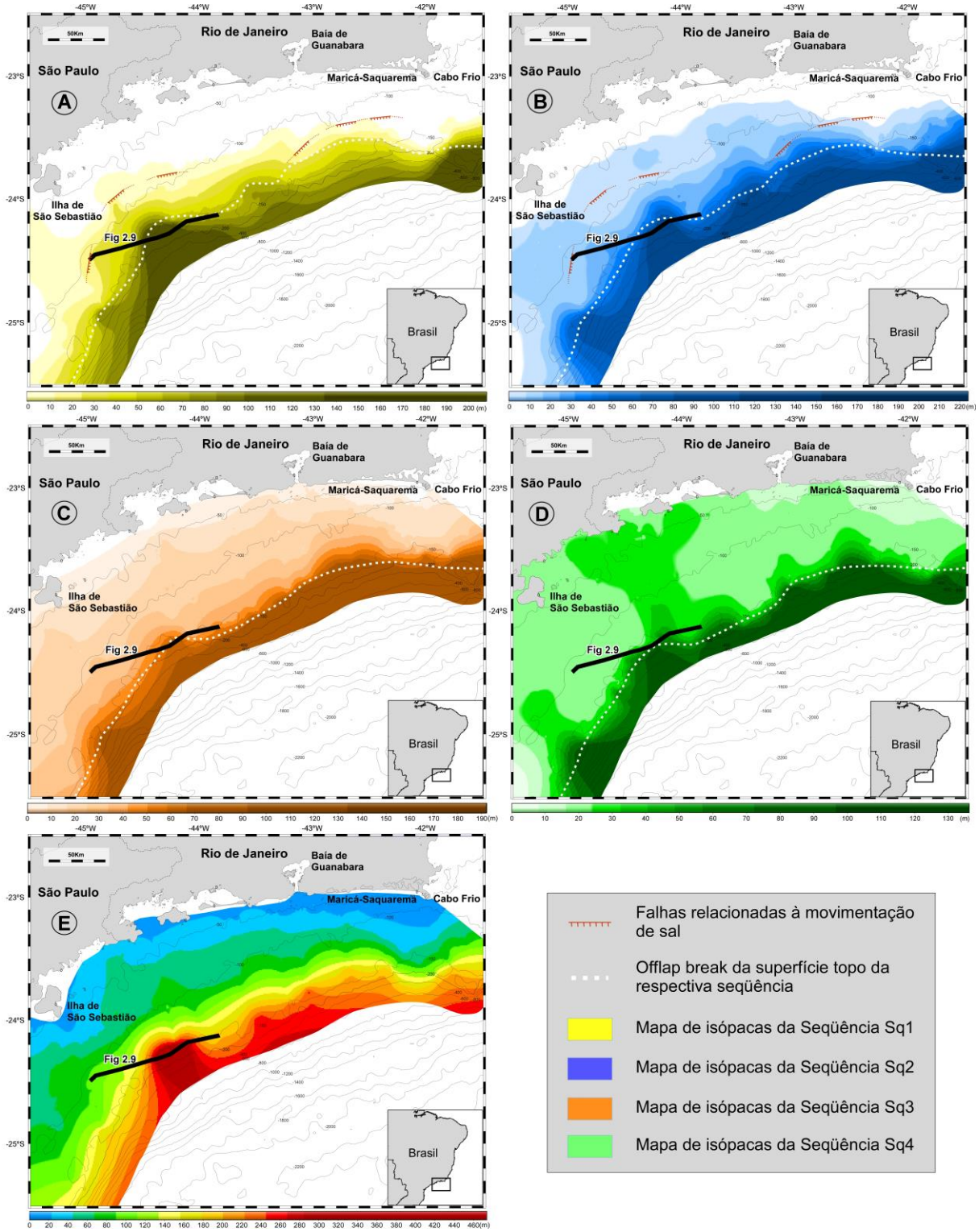


Figura 2-10 - A a D) Mapas de isópacas de cada sequência deposicional. E) Mapa de isópacas total das cinco sequências sísmicas Sq1-Sq5 que compõem o Conjunto II (para cálculo de espessura foi utilizado valor estimado de velocidade intervalar de 1.600 m/s, segundo Lobo *et al.*, 2005) (Maia, 2009 e Maia *et al.*, 2010).

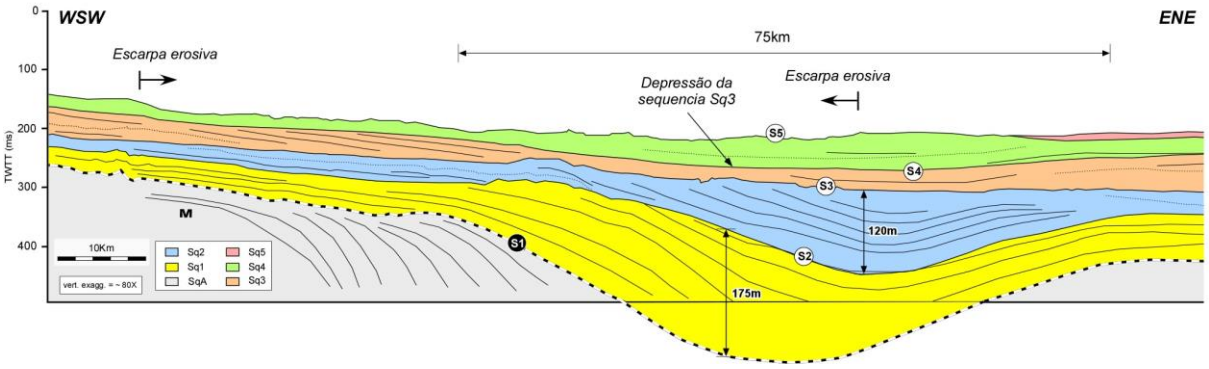


Figura 2-11 - Linha sísmica em posição “strike” posicionada sobre o principal depocentro da área de estudo no período considerado para o desenvolvimento do Conjunto II (posicionamento da linha nos mapas de isópacas, Figura 2-10).

2.3.2) Geomorfologia da Plataforma Continental da Bacia de Santos

A grande maioria dos estudos quaternários na região da plataforma continental da bacia de Santos têm se concentrado na investigação geomorfológica de distribuição de sedimentos superficiais correlacionados geralmente com as flutuações eustáticas, principalmente das ultimas glaciações, e em alguns estudos sobre dinâmica sedimentar (e. g. Alves e Ponzi, 1984; Corrêa *et al*., 1980; Costa *et al*., 1988; Dias *et al*., 1982; Figueiredo e Madureira, 2004; Figueiredo Jr e Tessler, 2004; Kowsmann e Costa, 1979; Kowsmann *et al*., 1979; Mahiques *et al*., 2007, 2004; Martin *et al*., 1979; Muehe e Carvalho, 1993; Muehe, 1989; Zembruscki e Chaves, 1979).

Zembruscki e Chaves (1979) apresentam uma primeira descrição morfológica da plataforma continental brasileira. Na porção norte da bacia de Santos, a plataforma apresentaria, de acordo com o autor, sua extensão mínima próximo ao Alto de Cabo Frio, de aproximadamente 80 Km e sua extensão máxima próxima à Baía de Ilha Grande, de aproximadamente 120 km.

As últimas retrações e avanços do mar submeteram a plataforma à ação de ambientes subaéreos e marinhos. Desde o Pleistoceno Superior até o Recente, a plataforma continental foi submetida a uma regressão (Regressão Wisconsiniana, ~130-18 ka), que expôs subaereamente quase toda a plataforma continental (Kowsmann *et al*., 1977), e a uma transgressão do nível do mar (Transgressão Flandriana, a partir de ~11 ka), que modelou o relevo da plataforma atual e afogou a drenagem continental.

Duarte e Viana (2007) apontam e discutem as variações morfológicas mais locais na região de quebra da plataforma continental da porção norte da bacia de Santos, marcadas por uma morfologia

ondulada, caracterizada por domínios de protuberância e reentrâncias (recuo) da região de quebra de plataforma. Os autores creditam estas variações geomorfológicas à ação erosiva de correntes de contorno (Figura 2-12). Algumas áreas do talude continental da área apresentam algumas irregularidades com provável presença de cânions e/ou cicatrizes de deslizamento (Figueiredo e Madureira, 2004), que também poderiam explicar a presença destas reentrâncias existentes na plataforma/talude da porção norte da bacia de Santos.

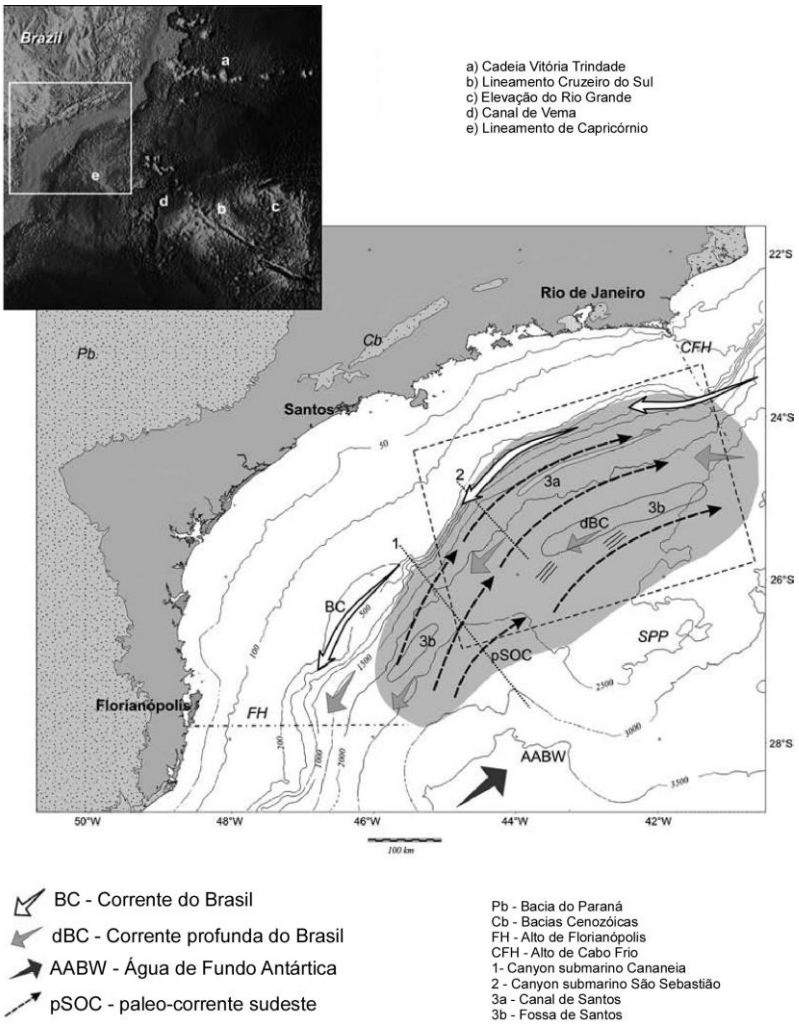


Figura 2-12 - Mapa regional da área de estudo, indicando as principais correntes que se deslocam e se deslocaram na área. A área sombreada representa o Sistema Santos Drifte, composto, de acordo com Duarte e Viana (2007), pelos dois maiores contornitos observados na área. (levemente modificado de Duarte e Viana, 2007).

Capítulo 3

Variações Climáticas e Eustáticas no Cenozóico

O Cenozóico é marcado por grandes mudanças climáticas da Terra. No decorrer do Cenozóico são observadas tendências graduais de aquecimentos e resfriamentos do clima global terrestre conduzidos por processos tectônicos de escala temporal de 100 ky a 10 my, por ciclos periódicos conduzidos por processos orbitais de ciclicidade de 10 ky a 1 my.

Nos itens deste capítulo serão vistos os aspectos referentes às variações climáticas e eustáticas que ocorreram no Cenozóico. Serão explicadas as diferentes ciclicidades observadas nas variações de nível de mar, relacionadas com a teoria orbital e a tectônica de placas. Também serão citados os principais indicadores tanto de variações de nível de mar como de variações climáticas. E, por ultimo, serão indicados os principais eventos que ocorreram em cada Época do Cenozóico.

3.1) Variações de Nível de Mar

As variações do nível do mar estão diretamente relacionadas às variações no volume de água disponível para preenchimento das bacias oceânicas e às variações no volume destas bacias (Miller *et al*., 2005). As variações na quantidade de água disponível são dominadas pelo aumento e diminuição do volume de camadas de gelo (glaciações), mas também são influenciadas pela expansão termal, contração da água do mar, quantidade de água presa em aquíferos, entre outros.

Dentre os processos que variam o volume das bacias oceânicas são consideradas como principais as variações nas taxas de aberturas dos oceanos e comprimentos das cordilheiras. Outros fatores como sedimentação, subsidência e posição das placas tectônicas também são considerados nas variações de volume das bacias oceânicas. A Figura 3-1 abaixo mostra estes fatores principais e os relaciona com as respectivas amplitudes e escalas temporais.

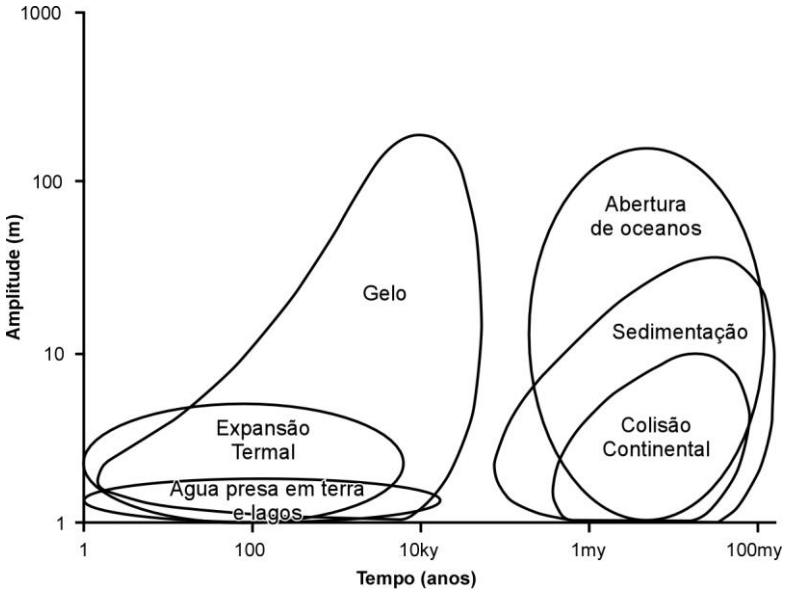


Figura 3-1 – Tipos de fatores que influenciam na variação de nível de mar e a amplitude de cada um (Miller *et al*., 2005).

3.2) Ciclicidade e Variações Climáticas Globais

A primeira curva global de variação de nível de mar foi proposta por (Vail *et al*., 1977), posteriormente modificada por Haq *et al*. (1987), baseada nas variações de posição do *onlap* costeiro

(ver Capitulo de Estratigrafia de Sequências) como forma de reproduzir as variações eustáticas globais. A partir desta curva foram observados diferentes padrões de comprimento de onda das variações de nível de mar e, a partir daí, foi introduzido o termo *ordem de ciclicidade*, que se refere a diferentes padrões cíclicos de comprimento de onda. Primeiramente, somente as ordens de ciclicidade 1ª, 2ª e 3ª (ou ordens de 1ª a 4ª, de acordo com a classificação de Carter, 1998) foram reconhecidas na curva global de nível de mar de (Haq *et al*., 1987; Vail *et al*., 1977)), e estariam relacionados à tectônica de placas e às questões regionais ou local.

As ciclicidades de 1ª a 5ª ordem envolvem oscilações de nível do mar variando entre 10^8 a 10^3 de anos (Tabela 3.1 e Tabela 3.2). Já as ciclicidades de 6ª a 7ª ordens são representadas por periodicidades de 20 a 40 ky, e tem causas dominantemente glacio-eustáticas (Tabela 3.2).

Tabela 3.1 – Ordem de ciclicidade de acordo com Catuneanu (2006).

Ordem hierárquica	Duração (Ma)	Causas
1ª ordem	200-400	Formação e quebra de supercontinentes
2ª ordem	10-100	Variação no volume das cordilheiras mesoceânicas
3ª ordem	1-10	Cinemática regional das placas
4ª e 5ª ordens	0,01-1	Forças orbitais

Tabela 3.2 – Ordem de ciclicidade de acordo com Carter (1998), com os respectivos intervalos de tempo e magnitude, a causa dominante e quem foram os autores que o descreveram.

The fundamental orders of Phanerozoic sea-level cycle (after Fulthorpe, 1991)

Order	Time-span	Magnitude	Dominant cause	Described by
1st	100 million plus	up to 500 m	Ocean-basin volume changes	Pitman (1978); Kominz (1984)
2nd	5–100 million	up to 5000 m	Thermotectonic subsidence	Vail et al. (1977); Watts (1982, 1989); Carter et al. (1998)
3rd	1–5 million	up to 200 m?	Eustasy/tectonics	Vail et al. (1977); Haq et al. (1987)
4th	0.3–0.6 million	up to 30 m?	Eustasy/tectonics	Kidwell (1984); Plint (1988); Fulthorpe and Carter (1989); Haq et al. (1987); Van Wagoner and Mitchum (1989)
5th	ca. 100 thousand	100–130 m	Glacio-eustasy (eccentricity)	Emiliani (1955); Shackleton and Opdyke (1973, 1976)
6th	ca. 40 thousand	30–100 m	Glacio-eustasy (tilt)	Williams et al. (1988); Abbott and Carter (1994)
7th	ca. 20 thousand	up to ca. 50 m	Glacio-eustasy (precession)	Hays et al. (1976); Tiedemann et al. (1994)
infra-7th	<20 thousand	up to ca. 30 m	Eustasy-sediment supply	Boyd et al. (1988); Anderson and Thomas (1989)

3.2.1) Ciclos de 1ª e 2ª Ordens e a Influência da Tectônica de placas

Os ciclos de 1ª ordem são interpretados como resultados da fases de acreção de crosta oceânica e reorganização (divisão e junção) dos supercontinentes, que envolvem ordens temporais

de 200-400 my (Figura 3-2) (Vail *et al*., 1977; Worsley *et al*., 1984). Processos de aberturas e fechamentos de oceanos, assim como variação nas taxas de criação de crosta oceânica, não ocorrem com uma ciclicidade regular, mas estão relacionados com ciclos da ordem de, respectivamente, 200-400 my de duração (ciclos de 1ª ordem) e 10-100 my (ciclos de 2ª ordem). Na verdade, ciclos de 2ª ordem são também exemplificados em sequências cratônicas documentadas por Sloss (1963). Estas sequências foram correlacionadas em quatro continentes (Soares *et al*, 1978), sugerindo um controle global de nível do mar.

Na Figura 3-2, por exemplo, pode-se observar a relação direta entre as variações de nível de mar e a junção de massas continentais, onde os níveis de mar mais baixos coincidem com a formação dos supercontinentes Rodinia, Pannotia e Pangea (Zhang, 2005).

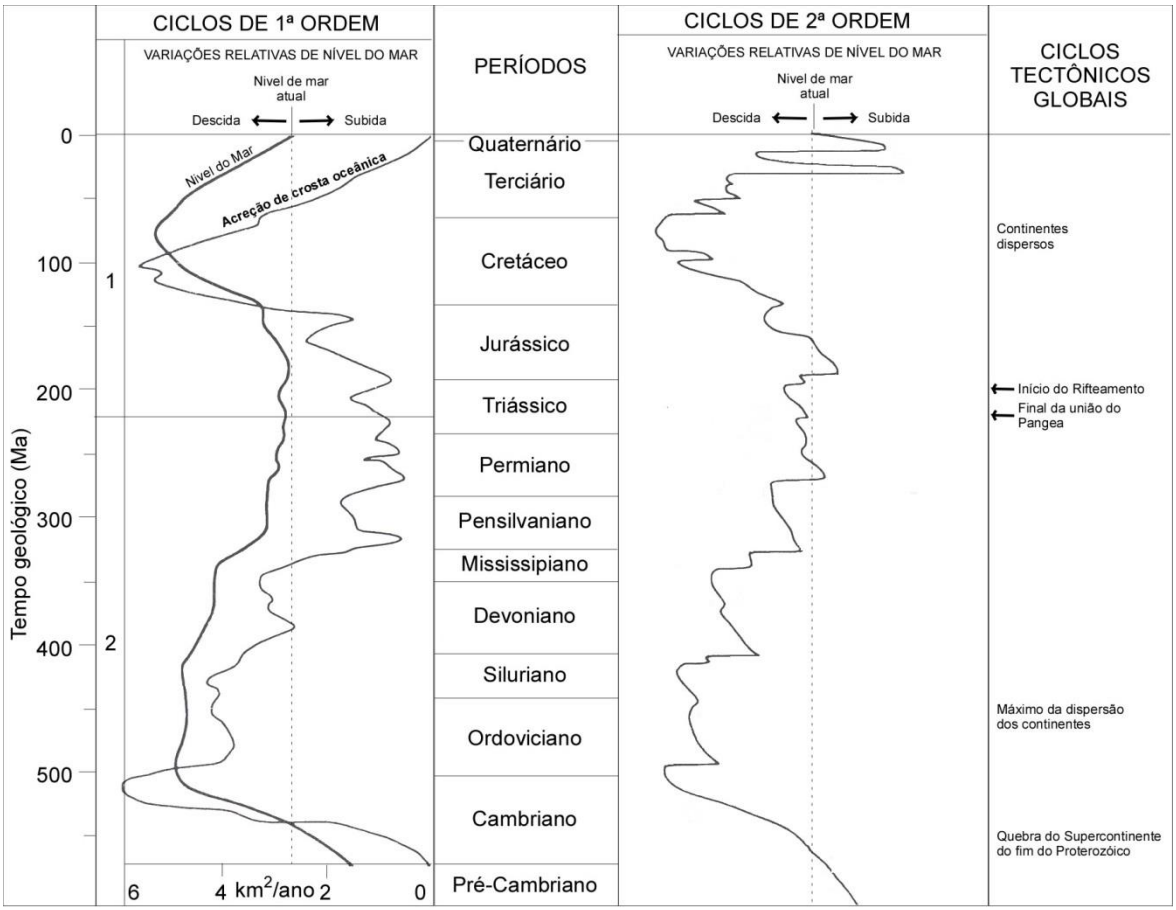


Figura 3-2 – Comparação entre duas curvas de variação de nível de mar de 1ª e 2ª ordem de ciclicidade (Walker e James, 1992).

3.2.2) Ciclos de 3ª ordem e suas Origens Controversas

Os ciclos de 3ª ordem, de duração variável entre 1 a 10 Ma, correspondem aos ciclos de mais alta frequência de oscilação eustática mostrados nas curvas da Exxon (Vail *et al*., 1977; Figura 3-3). No entanto, as forçantes indutoras de tais ciclos de 3ª ordem, comumente de duração menor que 3 Ma, são ainda controversos. Por exemplo, Vail *et al* (1977) e Haq *et al* (1988) sugerem que estes ciclos podem ser correlacionados globalmente, estando assim relacionados com o aumento ou a diminuição de estocagem de gelo nos continentes, embora tais variações sejam normalmente relacionadas à ação de forças orbitais (numa escala menor de 10^4 a 10^5 anos). Fischer *et al*. (2009) também apresenta a ciclicidade de 3ª ordem como relacionada com forças orbitais, tais como a componente excentricidade, de mais longa duração. Já Kauffman (1984), por outro lado, sugere uma relação direta entre o aumento de vulcanismo durante o Cretáceo no oeste dos EUA, em função de aumento da aceleração da subducção, com transgressões marinhas de 3ª ordem, ao mesmo tempo em que relaciona períodos de nível de mar baixo com eventos de inatividade tectônica e vulcânica.

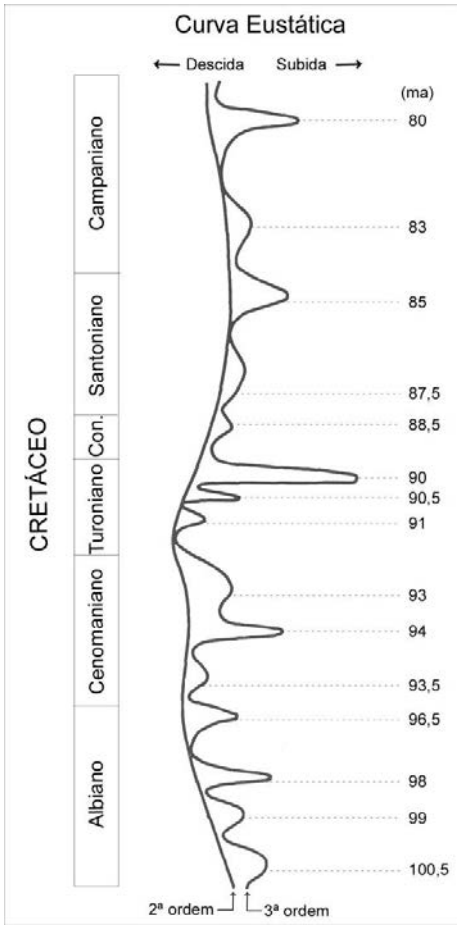


Figura 3-3 - Comparação entre duas curvas de variação de nível de mar de 2ª e 3ª ordem de ciclicidade (Walker e James, 1992).

3.2.3) Ciclos de 4ª e 5ª Ordem, Forças Orbitais e os Ciclos de Milanckovitch

Os ciclos 4ª e 5ª ordem (ou de 5ª, 6ª e 7ª ordem, de acordo com Carter, 1998; Tabela 3.1) são relacionados com força orbitais e são bem documentados através de análises de isótopos de oxigênio de testemunhos do Plio-Quaternário (Raymo *et al*., 1988). Contudo, estas ordens de ciclicidade também podem ser evidenciadas em amostragens de idade mais antiga, como Oligoceno (Zachos *et al*., 1997).

3.2.4) Teoria Orbital

A ciclicidade gerada por forcas orbitais apresenta alta frequência e está intimamente relacionada às mudanças na intensidade da radiação da energia solar sobre a superfície da Terra, causadas por variações climáticas. Estas forças orbitais geram perturbações na orbita da terra e sustentam as flutuações na distribuição sazonal e na intensidade da radiação solar recebida. Estas perturbações são conhecidas como ciclos de Milankovitch, e é o principal controle no aumento ou diminuição das calotas polares (Imbrie e Imbrie, 1986; Martinson *et al*., 1987; Raymo *et al*., 1989; Ruddiman *et al*., 1986). Estes ciclos podem estar relacionados a três principais ritmos orbitais (Figura 3-4): (1) variações na excentricidade da órbita da Terra em volta do Sol (400 e 100 ka); (2) variações na obliquidade, que é a inclinação do eixo da Terra em relação ao plano da órbita do Sol (41 ka); (3) variações na precessão, representada pela oscilação da direção de inclinação do eixo da Terra, que descreve um cone no intervalo temporal de cerca de 23 ka.

Excentricidade – A órbita da Terra em volta do Sol não é um circulo perfeito e sim uma elipse, por isso há diferenças de tempo entre os invernos e os verões. Quanto mais elipsoide é a órbita da Terra ao redor do Sol maior é a diferença entre inverno e verão. Em um período maior que 96 ka a órbita da Terra pode se alongar se distanciando de um circulo.

Obliquidade – Envolve a variação na inclinação do eixo de rotação da Terra. Os valores variam entre 21°39’ e 24°36’. Quanto maior esta inclinação, maior é a diferença entre inverno e verão. Estas oscilações ocorrem com a periodicidade de aproximadamente 41 ka.

Precessão – Precessão é a oscilação da posição do eixo da Terra, que tem como periodicidade de aproximadamente 23 ka. A precessão dos equinócios significa simplesmente que ocorre uma

variação do momento do ano que a Terra está mais próxima do Sol (periélio). Atualmente, o periélio ocorre em Janeiro, e daqui a 10.500 anos ocorrera em Julho (meio ciclo).

Milutin Milankovitch foi o primeiro a calcular as periodicidades dos três ciclos orbitais e resultantes variações na insolação em diferentes latitudes. Utilizando as três variações orbitais, Milankovitch foi capaz de formular modelos matemáticos que calculavam as diferenças latitudinais de insolação. Através de seus modelos percebeu que as glaciações eram interrompidas por interglaciações quando os três parâmetros orbitais se combinavam para maximizar o recebimento da energia solar durante épocas de verão em altas latitudes do Hemisfério Norte. Esta maximização de energia solar incidente resulta em um maior derretimento de gelo durante épocas de verão que congelamento durante épocas de inverno. Este efeito ocorre inversamente durante os períodos glaciais, com grande formação de camadas de gelo.

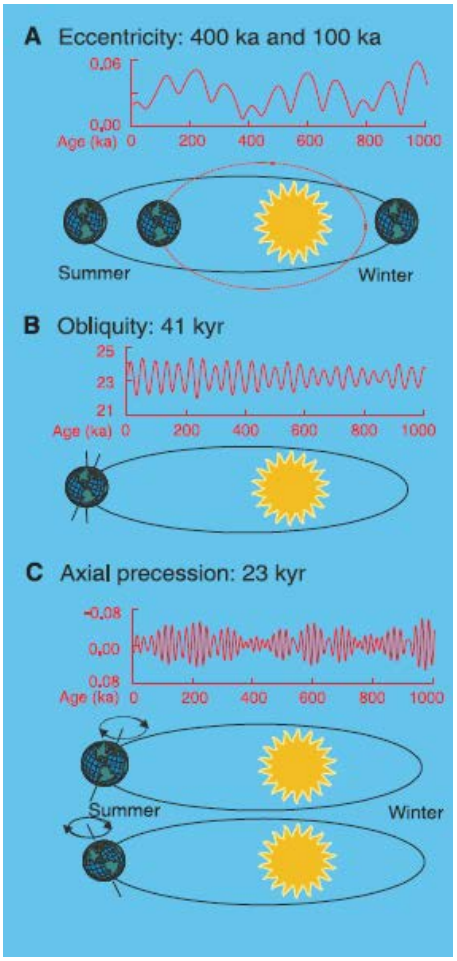


Figura 3-4 – Força orbitais e os ciclos de Milankovitch (Zachos *et al.*, 2001).

É importante observar, no entanto, que as variações orbitais unicamente não explicam todas as escalas de variações climáticas, mas a compilação de Berger *et al*. (1984) mostrou que o mecanismo orbital tem imensa força e significância na explicação das maiores amplitudes das flutuações climáticas no Pleistoceno. Os dados isotópicos (que registram as variações do nível do mar) são diretamente correlacionáveis com as curvas da teoria de insolação. Como podemos observar na Figura 3-5, as variações na órbita da Terra podem realmente ser consideradas o marca-passo dos ciclos glaciais/interglaciais (Imbrie e Imbrie, 1986), pois a análise detalhada da curva SPECMAP (de isótopos de oxigênio) mostra que há uma significância estatística nas flutuações com amplitudes da ordem de 100, 43, 23 e 19 ka.

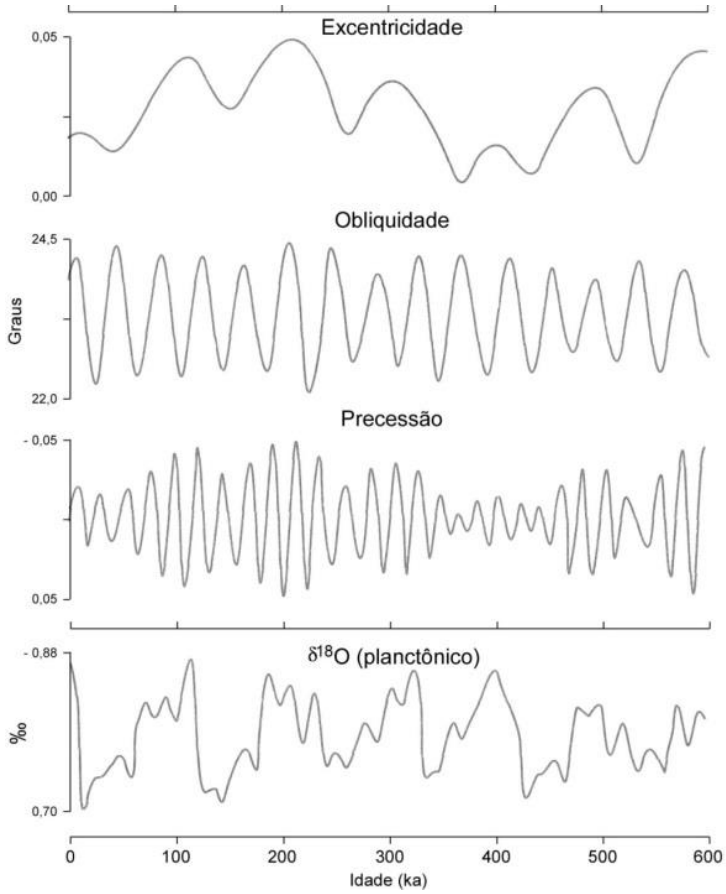


Figura 3-5 – Curvas de variação de amplitude das três forcas orbitais que controlam as variações glacio-eustáticas (excentricidade, obliquidade e precessão). Na base da figura, a representação da curva de variação isotópica ilustrando as múltiplas frequências do sinal eustático composto (modificado de Anderson *et al*., 2007).

3.2.5) Tectônica de Placas *versus* Variação Eustática e Clima

A tectônica de placas é responsável pelo rearranjo da superfície continental e oceânica da Terra. A configuração da distribuição das massas continentais advindas da tectônica pode assim contribuir para modificações no padrão da circulação oceânica e atmosférica, assim como nas concentrações de gases na atmosfera. Estes parâmetros podem, individual ou conjuntamente, resultar em significativas mudanças climática na Terra, e consequentemente em oscilações eustáticas, de diversas maneiras (Zachos *et al*., 2001).

- Volume das cordilheiras - Quando os continentes estão unidos, o volume das cordilheiras mesoceânicas é minimizado e o volume da bacia é maximizado (devido à subsidência térmica), resultando em um rebaixamento eustático (Kominz, 1984).

- Aumento nas taxas de CO_2 – O aumento das taxas de CO_2 e de metano na atmosfera gera um aquecimento climático induzindo a deglaciação. Algumas fontes de CO_2 podem ser citadas: saída de gás pelo manto nos centros de criação de fundo oceânico e vulcões, provavelmente relacionados a aumentos na criação de fundo oceânico (Larson e Erba, 1999); metamorfismo de rochas carbonáticas e; respiração e queima de matéria orgânica (DeConto, 2009). Já diminuições de CO_2 estão normalmente relacionadas com matéria orgânica estocada no solo e a desagregação de rochas silicosas para formação de carbonatos (Berner e Kothavala, 2001).

- Diferenças das propriedades termais e albedos (refletividade) entre o continente e o mar - A característica da água possuir calor específico cinco vezes maior que o das rochas e solos, permite que mudanças sazonais de temperatura sejam mais lentas nos oceanos que nas rochas e solos. Um exemplo atual da atuação deste processo é a diferença entre as temperaturas e sazonalidade existentes entre o norte e o sul da Terra. Outro exemplo são as monções asiáticas que são resultantes da diferença sazonal do contraste termal entre o continente e o mar, acarretando mudanças nos padrões de circulação atmosférica e oceânica (DeConto, 2009). A tectônica de placas redistribui as massas de continentes e oceanos ocasionando uma mudança no balanço de energia na Terra através destas diferenças de propriedades termais entre os continentes e os oceanos.

- Continentalidade – ocorre quando são formados megacontinentes. Este tipo de fenômeno provoca oscilações extremas de sazonalidade e aridez no interior dos continentes e intensifica as circulações de monções.

- Aberturas e fechamentos de passagens oceânicas – ocasionam, principalmente, modificações nas circulações oceânicas superficiais e profundas, que são fatores-chave na indução de grandes mudanças climáticas (Corey e Barron *apud* DeConto, 2009).

- Soerguimento de montanhas – é considerado um importante colaborador para mudanças climáticas de longo prazo (Raymo e Ruddiman, 1992), contribuindo para modificações na circulação atmosférica e alterações no balando de energia solar. A orientação e posicionamento das cadeias de montanhas também influencia no clima através de concentrações de chuvas e de vegetação / neve (o que modifica o albedo e, consequentemente a temperatura local) (DeConto, 2009), intensificando ou amenizando a ação de monções.

3.3) Indicadores de Variações do Nível do Mar e Mudanças Climáticas

Este item está subdividido em duas partes: Indicadores diretos de variações de nível de mar e indicadores de mudanças climáticas.

3.3.1) Indicadores Diretos de Variações de Nível de Mar

O método direto de determinação de variações de nível de mar é realizado através da análise de indicadores tais como, por exemplo: registros de linha de praia, registros de recifes e atóis, e pela extensão do afogamento das margens (que refletem as transgressões e regressões marinhas – Modelo da Exxon, Figura 3-6).

O Grupo da Exxon, através dos estudos de sismoestratigrafia, pôde reconhecer unidades sedimentares limitadas por discordâncias em vários lugares do mundo (Vail *et al*., 1977). No modelo desenvolvido, eles afirmam que estas discordâncias e suas conformidades correlatas seriam a resposta erosiva derivada da descida do nível do mar ou do soerguimento tectônico local, ou ambos. Os autores utilizaram as geometrias dos estratos e os padrões de *onlap*, *donwlap*, truncamento e *onlap* costeiro para interpretar os níveis do mar ao longo de várias margens continentais ao redor do globo. Idades similares dos limites de sequência (discordâncias referentes às descidas de nível de mar) encontradas em diferentes continentes foram interpretadas com indicativas de que estas superfícies são causadas por processos globais (eustasia). Tais estudos permitiram, assim, a construção da primeira curva global de variação do nível do mar (Figura 3-6).

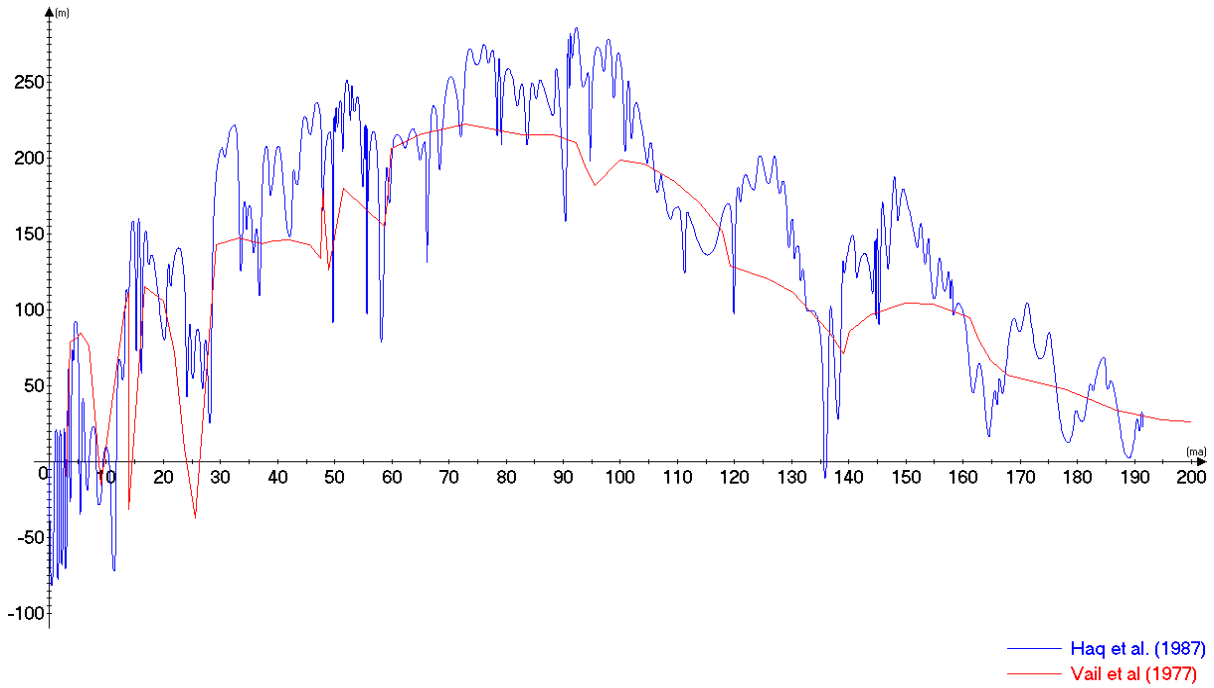


Figura 3-6 –Comparações de diferentes curvas eustáticas realizadas neste trabalho baseado em dados de Vail *et al* (1977) e Haq *et al* (1987).

3.3.2) Indicadores de Mudanças Climáticas

Na Tabela 3.3 estão listados alguns dos principais indicadores de mudanças climáticas globais, seus intervalos de detecção, assim como também os métodos utilizados para as respectivas datações.

A principal ferramenta para determinação de mudanças climáticas, e as variações eustáticas delas decorrentes, é representada pela análise do registro sedimentar de sucessões estratigráficas coletadas por seções sedimentares através de testemunhos, pois as seções contém importante arquivo de restos e biológicos, de minerais e de *proxies* geoquímicos, relacionados às condições ambientais quando de sua deposição.

O material biológico consiste primariamente de carapaças de microrganismos que habitam tanto a superfície (planctônicos) como o fundo marinho (bentônicos). Neste material biológico destacam-se, por exemplo, organismos como Foraminíferos e Cocolitoforídeos, cujas carapaças calcárias podem se preservadas na sucessão estratigráfica amostrada. Cada uma das espécies de ambos os grupos tem preferências ecológicas diferentes (temperatura e salinidade da água), sendo então possível a reconstrução de variações ambientais marinhas. Foraminíferos são os mais utilizados para este tipo de estudo, pois possuem espécies altamente sensíveis (espécies sensitivas) a

variações ambientais. Informações paleoambientais também podem ser adquiridas através do estudo das carapaças silicosas de diatomáceas e de radiolários.

Tabela 3.3 – Principais indicadores de variação de nível de mar e climática (Milne *et al*., 2009).

Table 1 | Methods of sea-level reconstruction over various timescales, and the time and height precision associated with each. The maximum rate of sea-level rise is given for each time period and reconstruction method (note that rates have been corrected for land motion).

Time period (kyr bp)	Sea-level indicator	Chronology	Maximum resolution (yr)	Estimated vertical precision (± m)	Maximum rate (m per century)	Example studies (refs)
0–470	Oxygen isotopes	AMS ^{14}C, palaeomagnetism, tuning	200	12	2.5	6, 88-90
0–30	Corals	U/Th	400	5	4	53, 91
0–20	Sediment facies, microfossils	AMS ^{14}C	200	3	4	54, 92
0–16	Isolation basin stratigraphy	AMS ^{14}C	200	0.2–1.0*	n/a	93
0–10	Basal peat	AMS ^{14}C	200	0.2–0.5*	0.2	76
0–7	Microatolls	^{14}C	200	0.1–0.2*	0.2	77
0–7	Biological indicators on rocky coasts	^{14}C	200	0.05–0.5*	0.1	94
0–2	Archaeology	Historical documentation	100	0.1–0.5*	0.1	66
0–0.5	Salt-marsh microfossils	AMS ^{14}C, ^{210}Pb, ^{137}Cs, Pb isotopes, pollen, chemostratigraphy	20	0.05–0.3*	0.2	46

* Indicates uncertainties that are tidal-range dependent. Some methods quantify the error on inferred past sea levels by analysing the distribution of flora and fauna within the tidal zone and so the estimated uncertainty is less in areas with a smaller tidal range. AMS, accelerator mass spectrometry.

Por outro lado, um dos métodos mais utilizados para verificar variações na temperatura dos oceanos, e consequentemente as variações climáticas, é a quantidade de isótopo de Oxigênio ($\delta^{18}O$) existente na carapaça dos organismos, principalmente foraminíferos. As carapaças dos foraminíferos, por serem calcárias, podem também servir como material para datação através de ^{14}C, até o limite aproximado de 45.000 anos BP.

3.3.2.1) Significado da Variação do Índice $\delta^{18}O$

Os controles glaciais nas variações do nível do mar (glacio-eustasia) podem ser claramente demonstrados pelas referentes variações nas razões de ^{18}O / ^{16}O de organismos planctônicos e bentônicos, principalmente foraminíferos, preservados nos sedimentos abaixo do fundo oceânico (Matthews, 1986; Chappell e Shackleton, 1986). Durante o crescimento das calotas polares, a água do mar começa a ser enriquecida com ^{18}O e o gelo se enriquece com ^{16}O. Este enriquecimento ocorre porque o isótopo ^{18}O, por ser mais pesado, é menos móvel. No processo de evaporação, o isótopo

mais leve de ^{16}O é mais facilmente carregado através de condensação do vapor e formação de neve para a superfície das camadas de gelo, onde se acumula (Figura 3-7). As camadas de gelo ficam, portanto, enriquecidas em ^{16}O e a água do mar em ^{18}O, assim como os organismos que vivem nela, que utilizam este oxigênio para fabricação de suas carapaças.

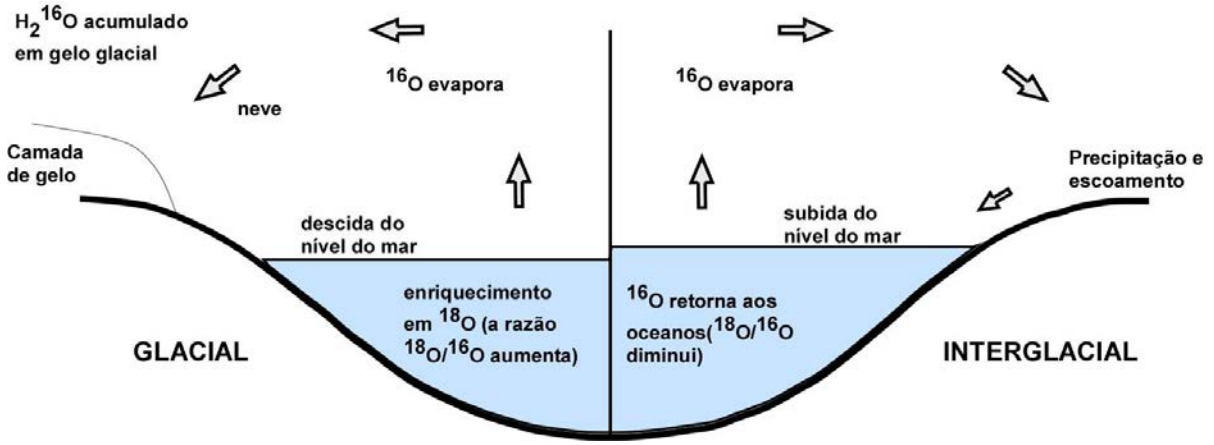


Figura 3-7 – Ciclo do Oxigênio explicando o enriquecimento do isótopo ^{18}O na água do mar durante períodos glaciais (Anderson *et al.*, 2007).

Os valores do índice $\delta^{18}O$ indicam, então, o volume de gelo nas calotas polares e, assim, o comportamento das variações glacio-eustáticas. A variabilidade destes registros pode ser dividida em um sistema de estágios e sub-estágios isotópicos. Fases de mais altos e mais baixos valores de $\delta^{18}O$ estão relacionados a oscilações de nível eustáticos: altos valores de $\delta^{18}O$ indicam períodos de ambiente mais frios, com maior extensão de calotas polares, o que acarreta mais baixos níveis marinhos. A estes estágios são atribuídos números pares (exemplo, MIS2, 4, 6, etc; Figura 3-8); ao passo que mais baixos valores de $\delta^{18}O$ indicam períodos ambientais mais quentes, com retração de calotas polares, e que acarreta aumento de níveis eustáticos. A estes estágios são atribuídos números impares para este estágio (exemplo, MIS5,7, 9, etc; Figura 3-8).

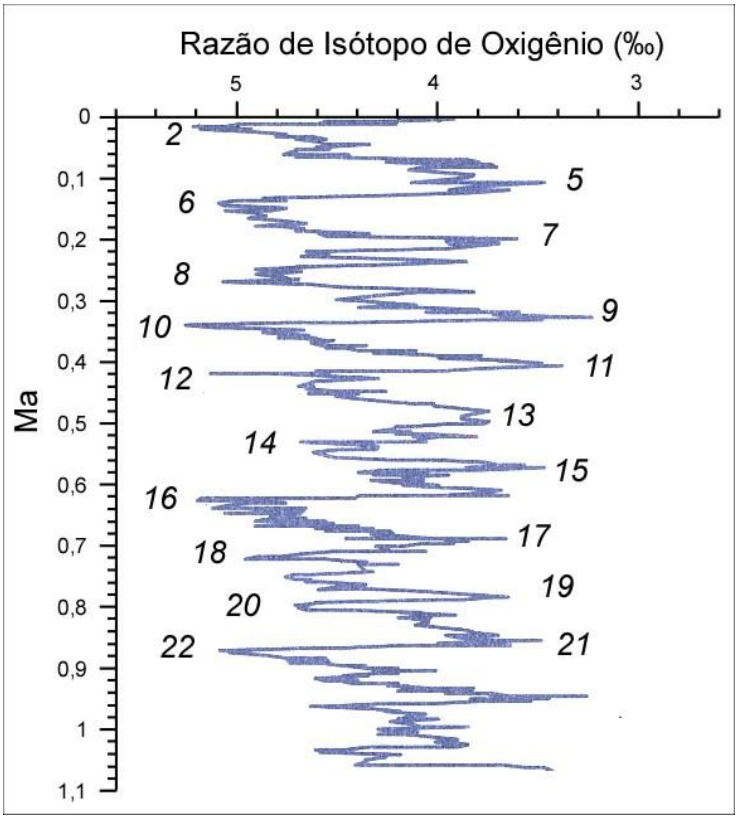


Figura 3-8 – Exemplo da curva de variação de isótopo de oxigênio em função do tempo (modificado de Anderson *et al*., 2007). Fonte dos dados: Centro mundial de dados paleoclimáticos e Programa de Paleoclimatologia NOAA.

Vários autores relacionam as variações das curvas de $\delta^{18}O$ com as periodicidades preditas para expansão e contração das calotas polares (e.g. Hays *et al*. 1976, Imbrie *et al*., 1984) induzidas pelas variações orbitais da Terra, como apontadas pela Teoria de Milankovitch (descrita em *3.2.4) Teoria Orbital*). Por causa das escalas de tempo destas variações orbitais é possível atribuir idades correspondentes aos ciclos de variação das curvas de $\delta^{18}O$. Um importante passo em direção ao desenvolvimento das sequências dos estágios do isótopo de oxigênio em sincronia com as variações orbitais, foi o trabalho SPECMAP (Imbrie *et al*., 1984), que usou cinco diferentes registros marinhos de $\delta^{18}O$ para reconstrução de curvas de oscilações eustáticas remontando até cerca de 750 ka.

3.4) Histórico das Variações Climáticas no Cenozóico

O clima é o resultado do balanço entre as entradas e saídas de radiação solar, assim como a sua absorção e o transporte de energia pela atmosfera e oceano, e a configuração e natureza da

superfície sólida da Terra (Hay, 1996). Como já foi visto anteriormente, as variações climáticas durante o Cenozóico ocorrem como respostas a dois principais fatores: a tectônica de placas e as forcas orbitais.

O período Cretáceo foi dominado por extensivo efeito estufa (o chamado *Greenhouse effect),* tendo representado período de grande aquecimento global, com temperaturas mais altas que atualmente (Marshall, 2009; Wright, 2009; Figura 3-9). Modelos afirmam que uma combinação de alguns fatores foi responsável pelo aquecimento e pelos altos níveis de mar (~100 m mais altos que atualmente, Haq *et al*., 1987), que caracterizaram o Cretáceo: (i) altos índices de gases de efeito estufa (CO2 e gases como metano, oxido nitroso e clorofluorcarbono), que possuem muito maior capacidade de absorção de infravermelho que o CO2; (ii) o posicionamento de continentes, como o isolamento dos polos; (iii) e altas taxas de criação de fundo oceânico (DeConto *et al*., 1999; Otto-Bliesner *et al*., 2002).

3.4.1) O Paleoceno, o Eoceno e o Oligoceno

O Cenozóico é marcado por dois períodos distintos: o final do efeito estufa dominante (Greenhouse), e o inicio do período de glaciações (Icehouse). O fim do efeito estufa no Eoceno Superior–Oligoceno Inferior representou a fase mais dramática de resfriamento de longo prazo que caracteriza o Cenozóico (Allen e Armstrong, 2008; Wright, 2009; Figura 3-9). Esta fase é evidenciada através de mudanças na distribuição de sedimentos marinhos biogênicos, indicando rápida expansão das camadas de gelo na Antártica (Zachos *et al.*, 2001), significante ressurgência de águas frias, e aridez e resfriamento do interior dos continentes (Dupont-Nivet *et al.*, 2007). Esta fase pode também ser evidenciada nas curvas de variação eustática de Haq *et al.* (1987) e na curva de variação isotópica de Miller *et al.* (2005) (Figura 3-10).Duas hipóteses foram elaboradas para a sua formação: redução dos níveis de CO2 (com possível relação com a colisão Arábia-Eurásia e Índia-Ásia), e aberturas e fechamentos de passagens entre oceanos, como entre a Antártica e os oceanos.

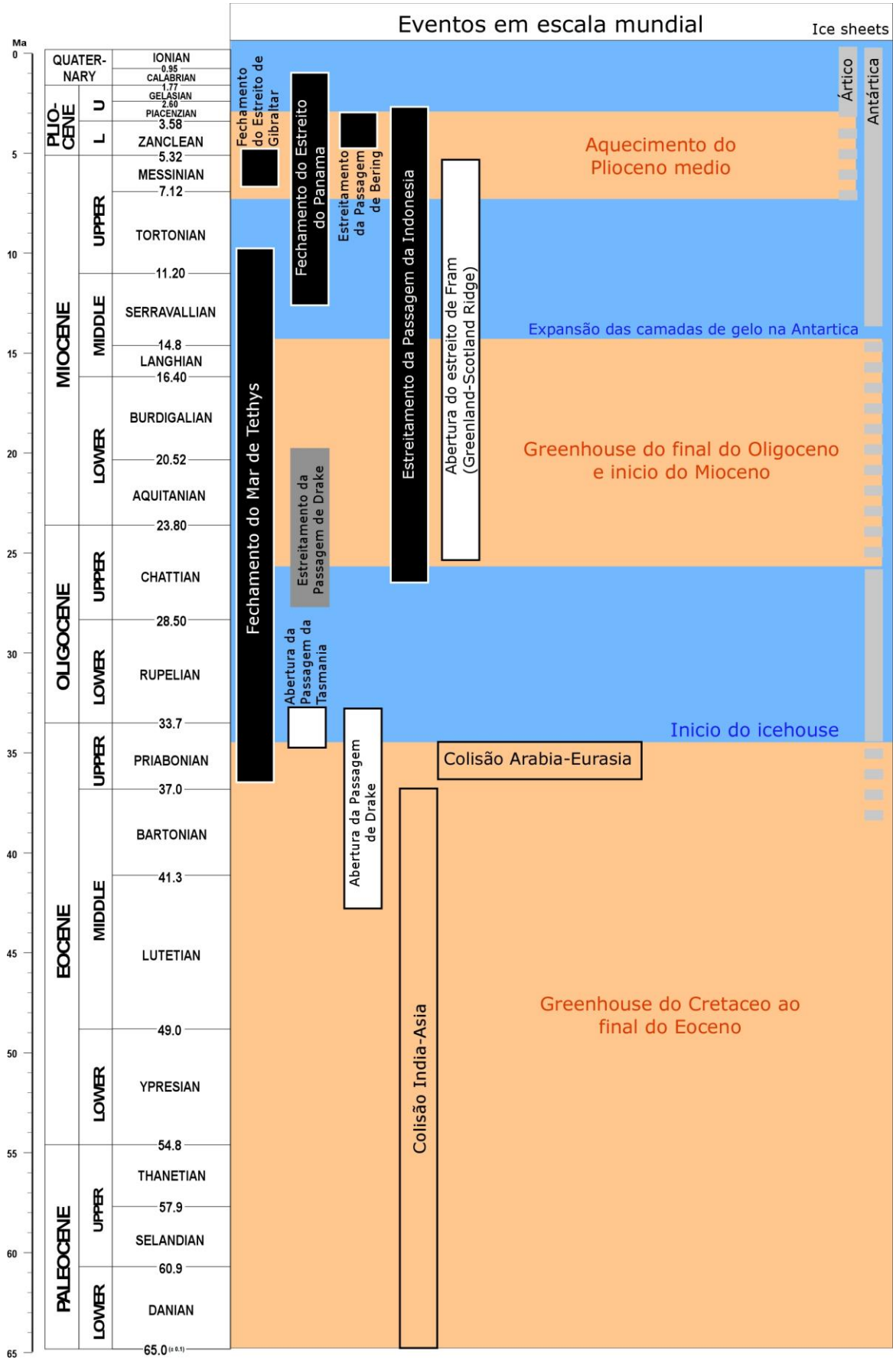


Figura 3-9 – Compilação dos principais eventos relacionados a variações climáticas no Cenozóico.

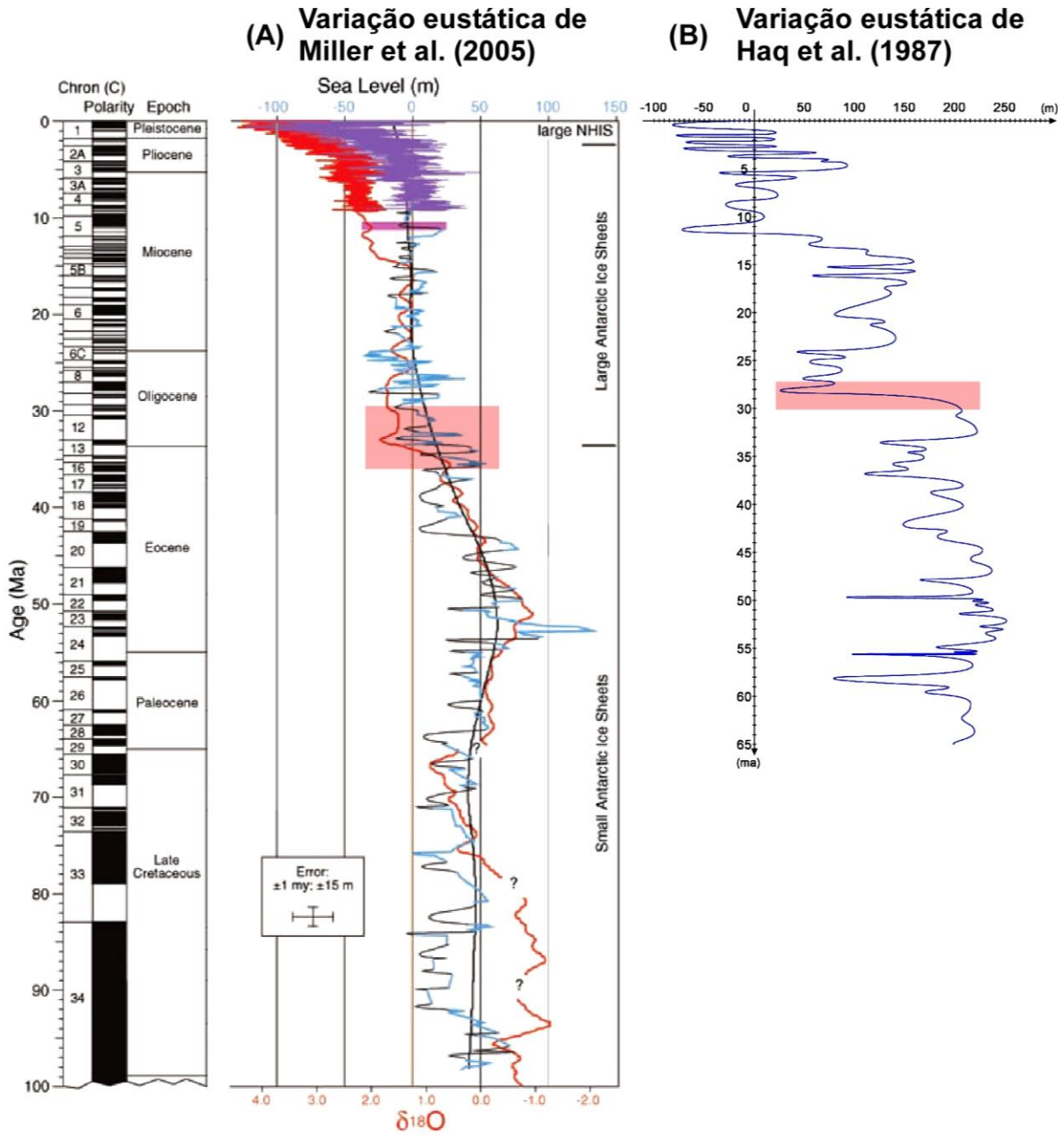


Figura 3-10 – Comparação entre as curvas de (A) variação eustática baseada em dados isotópicos de Miller *et al*. (2005) e (B) variação eustática de Haq nos últimos 65 Ma. Os retângulos rosas representam uma possível correlação da importante queda de nível de mar do Oligoceno em ambas as curvas.

3.4.1.1) Colisões Arabia-Eurasia e India-Asia, o Fechamento do Mar de Tethys e as Glaciações (*Icehouse*)

De acordo com muitos autores, a colisão Arábia-Eurasia e o fechamento da passagem leste do oceano Tethys (Figura 3-11) teriam ocorrido por volta de 55 Ma (Figura 3-9), mas artigos mais atuais sugerem uma idade mais recente para a colisão, em torno de 35 Ma (Allen e Armstrong, 2008; Dupont-Nivet *et al*., 2007). O fechamento do oceano Tethys foi gradual, com isolamento total em 10 Ma, bloqueando a passagem direta entre os Oceanos Atlântico e Indico, e formando o atual mar Mediterrâneo. Este fechamento ocasionou um aumento da continentalidade da Eurásia, aumentando assim a sua aridez e causando grandes mudanças climáticas, de mesma magnitude que o soerguimento dos Himalaias (resultado da colisão Índia-Ásia) (Ramstein *et al*., 1997).

Assim como o Mediterrâneo, o Tethys também era seco e dominado por alta taxa de evaporação, o que gerava massas de águas profundas de alta densidade (águas quentes, mas extremamente salinas). A circulação destas massas era desenvolvida no sentido inverso que o atualmente, ou seja, de baixas latitudes para altas latitudes (Brass *et al*., 1982 *apud* DeConto, 2009). Alguns modelos mostram que o progressivo fechamento do mar de Tethys, combinado com a abertura de passagens oceânicas, poderia até mesmo ter induzido uma circulação reversa, ou seja, de oeste para leste, entre o Atlântico e o Pacífico (von der Heydt e Dijkstra, 2006).

Já a colisão entre a Índia e a Ásia se iniciou no Paleoceno Inferior, a oeste, e no Eoceno Superior, a leste, originando o Platô do Tibet e os Himalaias (Aitchison *et al*., 2007). Como resposta desta última porção de colisão ocorreu a cessação do magmatismo na margem sudeste da Ásia, o reajustamento dos limites de placas no leste da Ásia e o soerguimento do Platô do Tibet. De acordo com Copeland (1997), o Platô do Tibet teria provavelmente largura e altura suficientes para ter efeito sobre a circulação atmosférica local e global já no final do Mioceno, ou, pelo menos, a ponto de intensificar as Monções asiáticas.

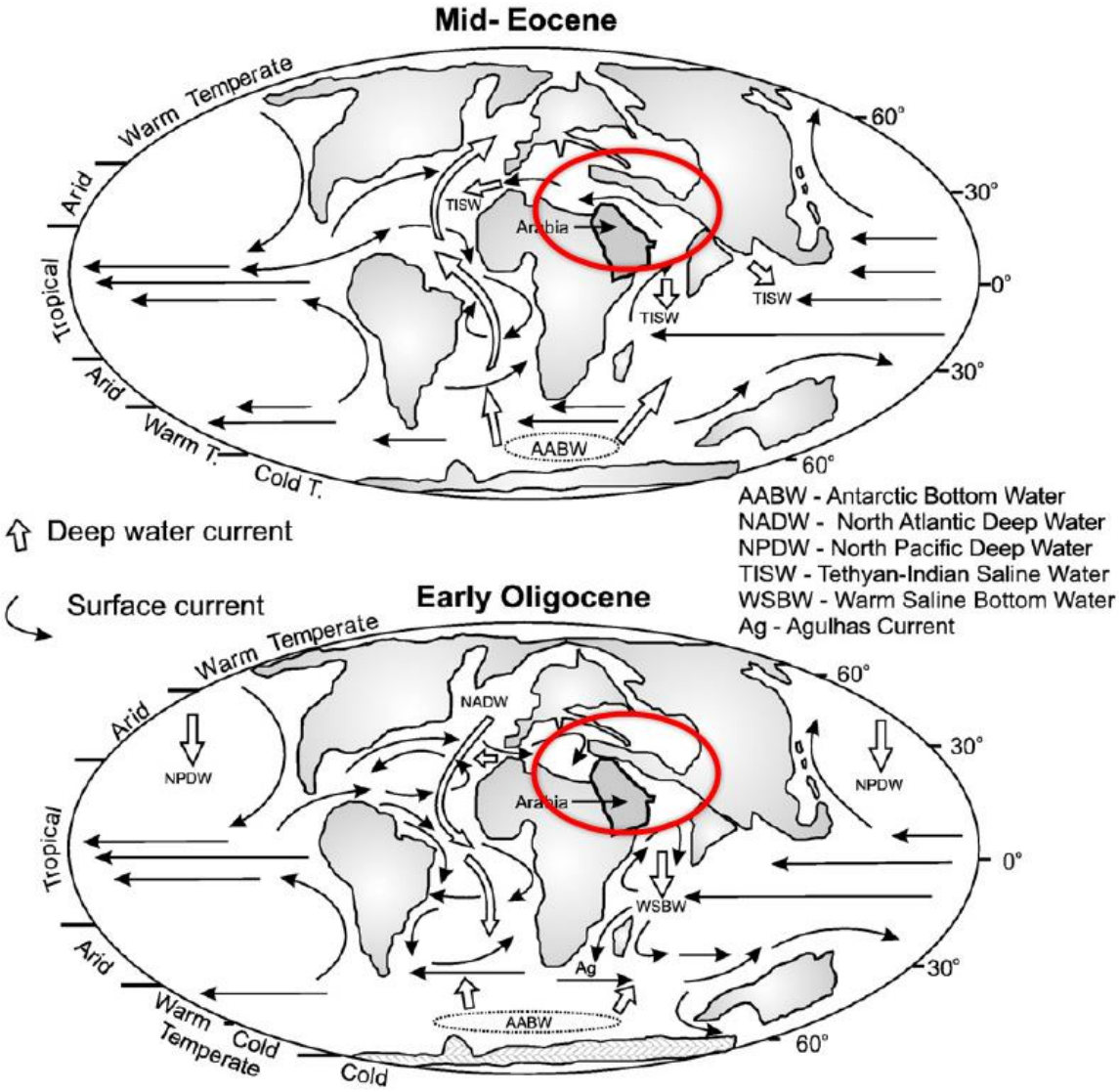


Figura 3-11 – Mapa mundial indicando o fechamento do mar de Tethys (modificado de Allen e Armstrong, 2008).

De acordo com Allen e Armstrong (2008), o resfriamento global ocorrido entre o Eoceno e o Oligoceno foi induzido por processos que se desenvolveram durante as colisões Arábia-Eurásia e Índia-Ásia (originando o Platô de Tibet-Himalaias) (Aitchison *et al*., 2007), levando à redução do CO2 atmosférico através de:

(1) diminuição do vulcanismo no sudoeste da Ásia;

(2) o aumento da estocagem de gás carbônico nas bacias Paratethyianas (ex. Mar negro e Mar Cáspio), como resultado do aumento de nutrientes disponível e consequente aumento da produtividade (Raymo *et al*., 1988);

(3) o aumento da quantidade de silicato disponibilizado por intemperismo nas zonas de colisão e;

(4) uma transição para padrões modernos de correntes oceânicas, associado a maior intensidade na circulação e produtividade orgânica. De acordo com alguns modelos (e.g., Huber e Sloan, 2001), durante o período *Greenhouse*, o oceano Tethys e o oceano Atlântico Norte seriam os principais geradores de correntes de fundo devido a sua grande salinidade. Uma importante mudança na circulação oceânica deve, então, ter ocorrido após o fechamento do oceano Tethys, como pode ser observado na Figura 3-11.

3.4.1.2) Aberturas da Passagem de Drake e da Tasmânia e a Primeira Glaciação na Antártica

O período entre o Eoceno e o Oligoceno (~33-34 Ma) é marcado por uma mudança climática, a partir de quando grandes acumulações de gelos passam a se desenvolver na Antártica (Wright, 2009), coincidindo com a abertura da passagem da Tasmânia (entre a Antártica e a Austrália; Scher e Martin, 2006) (Figura 3-9). Já o período atribuído à abertura da passagem de Drake (entre a Antártica e a América do Sul) é bastante controverso, variando entre 44 Ma a 17 Ma, dependendo do autor considerado (e.g., Lagabrielle *et al*., 2009; Scher e Martin, 2006) (Figura 3-9). Entretanto, há consenso de que a partir das aberturas e aprofundamento das passagens de Drake (Figura 3-12) e da Tasmânia (Figura 3-12), foi implantada a Corrente Circumpolar Antártica. Alterações no transporte de calor e as temperaturas frias da porção sul dos oceanos teriam resfriado o continente Antártico, ao ponto de resultar na implantação de uma glaciação continental extensiva, e com reflexões globais (Robert *et al*., 2001) (Figura 3-9). A partir do momento em que o grande manto de gelo se desenvolve no Oligoceno Inferior, ele passa também a ser um condutor de mudança climática, e não somente sua resposta (Miller *et al*., 2008).

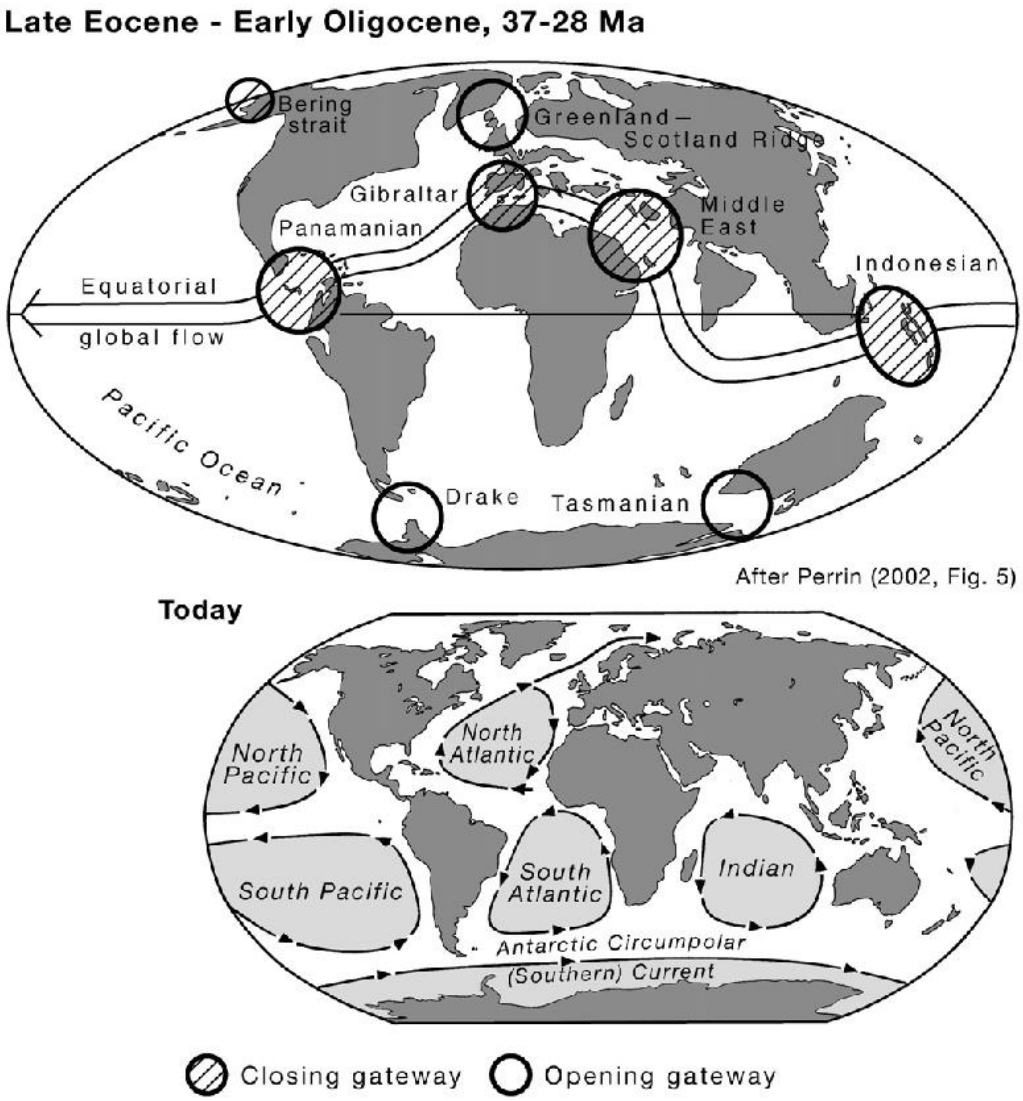


Figura 3-12 – Mapa mundial ilustrando as principais aberturas e fechamentos de passagens e estreitos entre os oceanos globais (modificado de Potter e Szatmari, 2009).

3.4.2) O Mioceno e o Plioceno e o Padrão de Circulação Oceânica Atual

O período entre o final do Oligoceno e o início do Mioceno (entre 27 e 21 Ma) representa uma transição no Cenozóico onde as temperaturas oceânicas foram lentamente aumentando e o volume de gelo continental diminuindo (De Man e Van Simaeys, 2004; Zachos *et al*., 2001, 1997). Devido a menor magnitude do aquecimento em relação ao período de *Greenhouse* que caracterizou o Cretáceo, não parece que gases de efeito estufa tenham sido os precursores do evento. Neste cenário, eventos tectônicos são considerados os mecanismos desencadeadores que induziram mudanças climáticas (Zachos *et al*., 2001). As mudanças tectônicas causam alterações físicas que

resultam em mudanças biológicas que inicialmente amplificam o ciclo do carbono, mas que rapidamente restauram o equilíbrio (Zachos *et al*., 2001).

O ótimo climático do Greenhouse Oligo-Miocênico (entre 17 e 15 Ma) foi seguido por um gradual resfriamento e restabelecimento das camadas de gelo da Antártica marcando, assim, o fim deste período *Greenhouse* (Figura 3-9; Zachos *et al*., 2001). Neste evento o transporte de calor em direção aos polos parece ter sido bloqueado, promovendo um resfriamento polar. Em contrapartida, os trópicos parecem ter se aquecido neste mesmo período. O fechamento total do Mar de Tethys durante o Mioceno, o estreitamento do Istmos do Panamá e da Indonésia permitiram que o fluxo de águas superficiais se concentrasse nos trópicos, absorvendo mais radiação solar (Wright, 2009). A consequência deste aquecimento nos trópicos e resfriamento nas zonas polares gerou um maior gradiente de temperatura, ocasionando mais ventos e promovendo a organização do padrão de circulação oceânica superficial próximo do que conhecemos atualmente (Wright, 2009).

Durante o Plioceno Médio ocorreu um novo período de aquecimento (Figura 3-9), gerado por um menor gradiente de temperatura entre os polos e o Equador. Este evento foi o último período de aquecimento global, quando as temperaturas globais médias giravam em torno de 3.5°C mais altas que as atuais (Raymo *et al*., 1996). As causas para o desenvolvimento de um aquecimento global durante o Plioceno Médio ainda são muito discutidas. Muitas evidências sugerem a atuação de forte circulação termohalina gerada pelo aumento das temperaturas superficiais em altas latitudes (Andersson, 2009). Uma outra explicação seria o aumento de gases de efeito estufa, embora a circulação termohalina seja um dos mecanismos mais evocados para explicar intervalos com mais altos valores de temperatura (Andersson, 2009).

3.4.2.1) Fechamento do Istmos do Panamá (*Isthmus of Panamá*) e Intensificação da Glaciação no Hemisfério Norte

Inicialmente, o fechamento do Istmos do Panamá causou a restrição da troca de águas entre o Pacifico e o Atlântico. Esta restrição desencadeou um aquecimento do clima terrestre, mas que foi posteriormente substituído pela implantação da glaciação no hemisfério norte, a partir de cerca de 2.7 Ma (Haug *et al*., 2004).

No entanto, a idade de fechamento do Istmos do Panamá é muito discutida. De acordo com Potter e Szatmari (2009), este fechamento teria ocorrido entre 13 e 3.5 Ma. Já Duque-Caro (1990), embora concorde com a idade de início do fechamento, afirma, assim como Keller *et al*. (1989), que o fechamento total do Istmos somente teria se concluído de há 1.8 Ma (Figura 3-9). Por outro lado,

Ortiz-Jaureguizar e Cladera (2006) afirmam que o fechamento total teria ocorrido entre 3 e 2.5 Ma. Coates *et al*. (1992), através de seu estudo sobre fósseis de águas rasas nas duas porções da região do Panamá-Costa Rica, também conclui que o fechamento total teria se dado em 3.5 Ma (Figura 3-9).

O mecanismo evocado para o desencadeamento do aquecimento do Plioceno Médio é a ação dos ventos alísios, que são capazes de transportar águas de baixa salinidade em forma de vapor para o Pacífico, originadas pela evaporação das águas do Atlântico tropical e do Caribe. Este transporte teria criado uma diferença de salinidade gradualmente maior entre os dois oceanos, com o oceano Atlântico bem mais salino. Como resultado, teria ocorrido a intensificação da corrente do Golfo, transportando a massa d'água quente e salina para as altas latitudes do Atlântico Norte que, ao chegarem ao Ártico, se tornam frias e densas, gerando as correntes de fundo (Haug *et al*., 2004). Com a intensificação das correntes de fundo vindas do Atlântico Norte, as águas passam a ficar enriquecidas em nutrientes e CO2, aumentando a produtividade, principalmente de fitoplâncton, que emite cada vez mais CO2 na atmosfera. Contudo, existem estudos que afirmam que esta diferença de salinidade entre o Atlântico e o Pacifico já era importante desde 4.2 Ma (Haug e Tiedemann, 1998; Keigwin, 1982), indicando que o período de aquecimento do Plioceno Médio deve ter se iniciado há 4.2 Ma. Já de acordo com Andersson (2009), a formação da NADW (*North Atlantic Deep Water*), uma das principais massas d'água existentes atualmente, ocorreu como resposta a dois eventos: o fechamento do Istmos do Panamá, explicado acima, e o aprofundamento da cordilheira de Greenland-Scotland. Através de modelos de circulação oceânica, Huber e Sloan (2001) afirmam que mesmo com o Istmos do Panamá completamente aberto, e sem a entrada de águas salinas originadas no mar de Tethys, teria ocorrido a formação da NADW.

Quanto às razões para a implantação da glaciação no hemisfério Norte a partir de 2.7 Ma ainda há controvérsias. Alguns estudos (e.g., Driscoll e Haug, 1998) explicam a implantação da glaciação através de precipitação no Ártico, vindas da Eurásia através de ventos de oeste. Esta entrada de água doce teria facilitado a criação de camadas de gelo no mar e diminuiria a densidade da água, e por consequência levaria à diminuição da intensidade das correntes de fundo (Figura 3-13). Outra informação importante, que poderia explicar esta glaciação é a menor inclinação do eixo da Terra, quando comparado ao valor da inclinação atual, o que geraria uma menor intensidade de radiação solar incidente, que diminuiria a sazonalidade no hemisfério norte (Haug *et al*., 2004).

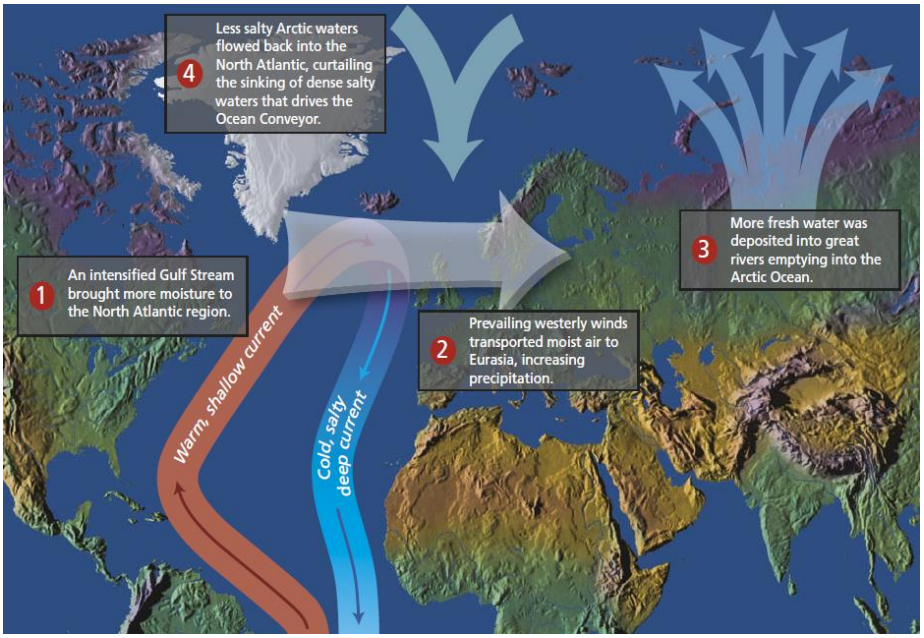


Figura 3-13 – Esquema ilustrativo dos principais fatores indutores da implantação da glaciação no Ártico (Haug *et al*., 2004).

3.4.2.2) Outras Aberturas e Fechamentos de Passagens e Estreitos

Estreitamento da passagem da Indonésia (Figura 3-12)- Tanto o fechamento do Istmos do Panamá como o estreitamento da passagem da Indonésia e abertura de outras passagens, também implicaram em mudanças climáticas, incluindo a glaciação no hemisfério norte e a acidificação africana (DeConto, 2009). Através de modelos de circulação oceânica, Cane e Molnar (2001) acreditam que mudanças climáticas ocorridas entre 4-3 Ma estariam relacionadas diretamente com o estreitamento da passagem da Indonésia. Estas variações climáticas estariam relacionadas com a mudança da origem do fluxo que chega a Indonésia de águas quentes do Pacífico sul para águas frias do Pacífico Norte. Contudo, a idade de fechamento da passagem da Indonésia é ainda indefinida. Cane e Molnar (2001), por exemplo, afirmam ter ocorrido em 4-3 Ma, enquanto Srinivasan e Sinha (1998) sugerem uma idade pliocênica para o fechamento. E ainda, Kuhnt *et al.* (2004) apud Potter e Szatmari (2009) afirmam que o estreitamento da passagem se iniciou há 25 Ma (Figura 3-9).

Passagem de Bering (Figura 3-12) – situado num bloco continental entre o Alaska e a Ásia, seu estreitamento ocorre como resposta à aceleração da subducção da placa do Pacífico na fossa de Kuril há 5-3.2 Ma (Mudie *et al.*, 1990 apud Hay, 1996) (Figura 3-9);

Estreito de Gibraltar (Figura 3-12) – formado na porção oeste do mar de Tethys, este estreito possui uma complexa história evolutiva. O estreito esteve fechado entre 6 e 5 Ma, isolando o mar Mediterrâneo e provocando a deposição de sal na chamada "Crise de Salinidade Messiniana" (Hsu *et al.*, 1978 apud Hay, 1996) (Figura 3-9). Desde a sua reabertura, o mar Mediterrâneo tem servido de fonte de águas quentes e salinas para o Atlântico Norte (McKenzie e Oberhansli, 1985 apud Hay, 1996).

Abertura do estreito de Fram (Greenland-Scotland Ridge) (Figura 3-12)– permitiu, há 25 Ma, a passagem de águas rasas entre o mar da Noruega-Groenlândia e o Ártico, e desde há 5 Ma a entrada de águas profundas (Lawyer *et al.*, 1990 *apud* Hay, 1996) (Figura 3-9).

3.4.3) O Quaternário

O Quaternário, iniciado há 2.58 Ma, é um período marcado por mudanças climáticas cíclicas, induzidas pela expansão e retração de calotas polares (Maslin, 2009). A glaciação do hemisfério norte é um importante evento sugerido para explicar esta marcante transição do clima entre o Plioceno e o Quaternário. Este evento inclui: a glaciação do Ártico e do norte da Ásia; a glaciação do norte da América iniciada em 2.74 Ma, do Alaska iniciada em 2.7 Ma; e um aumento significativo da glaciação do noroeste do continente americano em 2.54 Ma (Maslin *et al.*, 1998; Kleiven *et al.*, 2002, *apud* Maslin, 2009).

O período Quaternário (últimos 2.6 Ma), de acordo com Maslin (2009), apresenta diferentes eventos que o caracterizam:

(1) Intensificação da Glaciação no hemisfério Norte, que anuncia o início do Quaternário;
(2) Intensificação da circulação de Walker;
(3) Ciclos glacial-Interglacial;
(4) Revolução do Pleistoceno Médio.

3.4.3.1) Intensificação da Glaciação no Hemisfério Norte, Anúncio do Início do Quaternário

Como explicado anteriormente, para muitos a glaciação no hemisfério norte se iniciou como consequência das inúmeras transformações tectônicas na Terra como as aberturas da passagem de Drake e Tasmânia e o soerguimento do Platô do Tibet. Contudo, a maioria dos soerguimentos do Himalaia ocorreu muito antes (entre 20-17 Ma) da Intensificação da Glaciação do Hemisfério Norte

(Figura 3-14), não tendo, assim, uma relação direta (Maslin, 2009). O fechamento do Istmos do Panamá pode ter sido também um importante desencadeador da intensificação desta glaciação. Contudo, os controles tectônicos não parecem ser, sozinhos, capazes de explicar as rápidas mudanças na intensidade dos ciclos glaciais e no volume de gelo global. Foi sugerido que estas mudanças estejam relacionadas com variações nas forças orbitais, através do aumento da amplitude do ciclo de obliquidade, ocorrido em 3.2 Ma, e o forte aumento da amplitude de precessão, e consequente insolação em 60°N, ocorridos entre 2.8 e 2.55 Ma. Estas mudanças podem ter contribuído para o resfriamento global e subsequente intensificação da glaciação do hemisfério norte (Haug e Tiedemann, 1998).

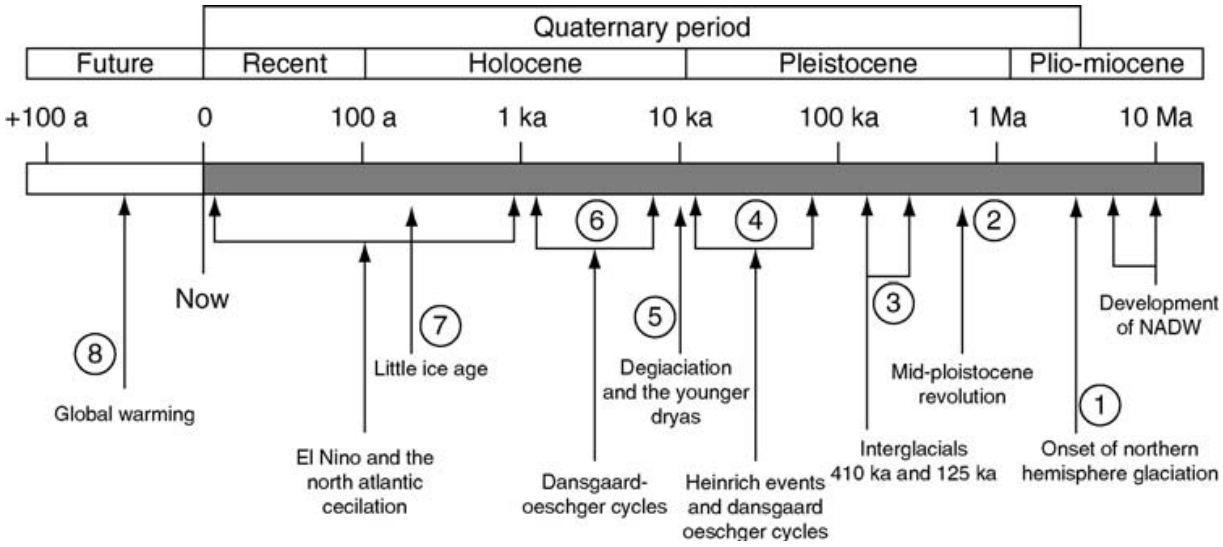


Figura 3-14 – Principais eventos ocorridos nos últimos 10 Ma (Maslin, 2009).

3.4.3.2) Intensificação da Circulação de Walker

A Célula de Walker é o resultado de uma gangorra de pressão na superfície entre os setores oeste e leste ao longo do cinturão equatorial da bacia do Oceano Pacífico Tropical (Walker, 1924 apud Silva *et al.*, 2007; Figura 3-15). Devido a esta gangorra, forma-se uma circulação com movimento ascendente no setor oeste da bacia e movimento descendente no setor leste. Há 1.9 Ma, de acordo com Ravelo *et al.* (2004), o gradiente de temperatura superficial entre leste e oeste do oceano Pacífico era praticamente nulo. Após 1.9 Ma, houve uma intensificação deste gradiente modelando a circulação atual, com forte circulação de Walker e baixas temperaturas subtropicais.

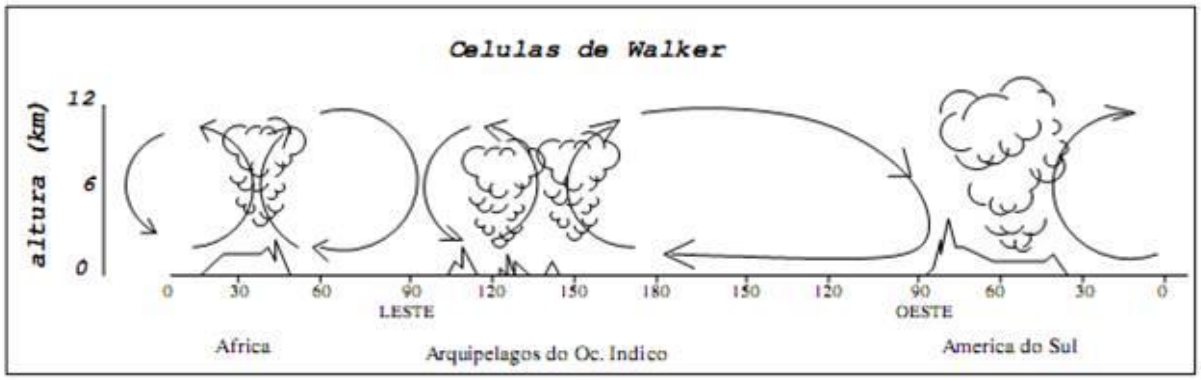


Figura 3-15 – Modelo esquemático da Circulação de Walker (Silva *et al.*, 2007).

3.4.3.3) Ciclos Glacial-Interglacial

A característica mais fundamental do período Quaternário é a alternância entre ciclos glaciais e interglaciais, configurada numa sequência de 30 ciclos glaciais e interglaciais reconhecidos (Marshall, 2009) (Figura 3-16). Estes ciclos não são derivados somente das variações nas orbitas terrestres, mas também de mecanismos que transformam pequenas mudanças regionais de insolação em variabilidades climáticas globais.

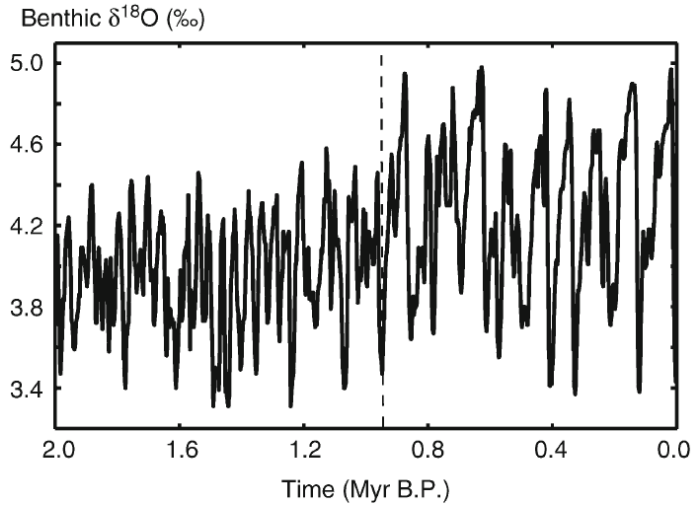


Figura 3-16 – Curva de variação isotópica de $\delta^{18}O$ dos últimos 2 Ma. Fonte: testemunho ODP 677 (0.4□2 Ma) e dados SPECMAP (0.4 Ma até Recente) (baseado em Imbrie *et al.*, 1993) (Marshall, 2009).

A insolação é medida através dos efeitos combinados da excentricidade, obliquidade e precessão (Berger e Loutre, 1991 apud Maslin, 2009). De acordo com Milankovitch (1949, apud

Maslin, 2009), a insolação incidente sobre a latitude de 65°N é critica para o controle dos ciclos glaciais do Quaternário. Se a insolação durante o verão for baixa, não promovendo o derretimento das camadas de gelo, este gelo passa então a se desenvolver nos continentes do hemisfério Norte (Hays *et al.*, 1976). Esta expansão permite que as camadas de gelo criem o seu próprio ambiente sustentável, através do aumento do albedo, promovendo assim maior acumulação de gelo (Figura 3-17).

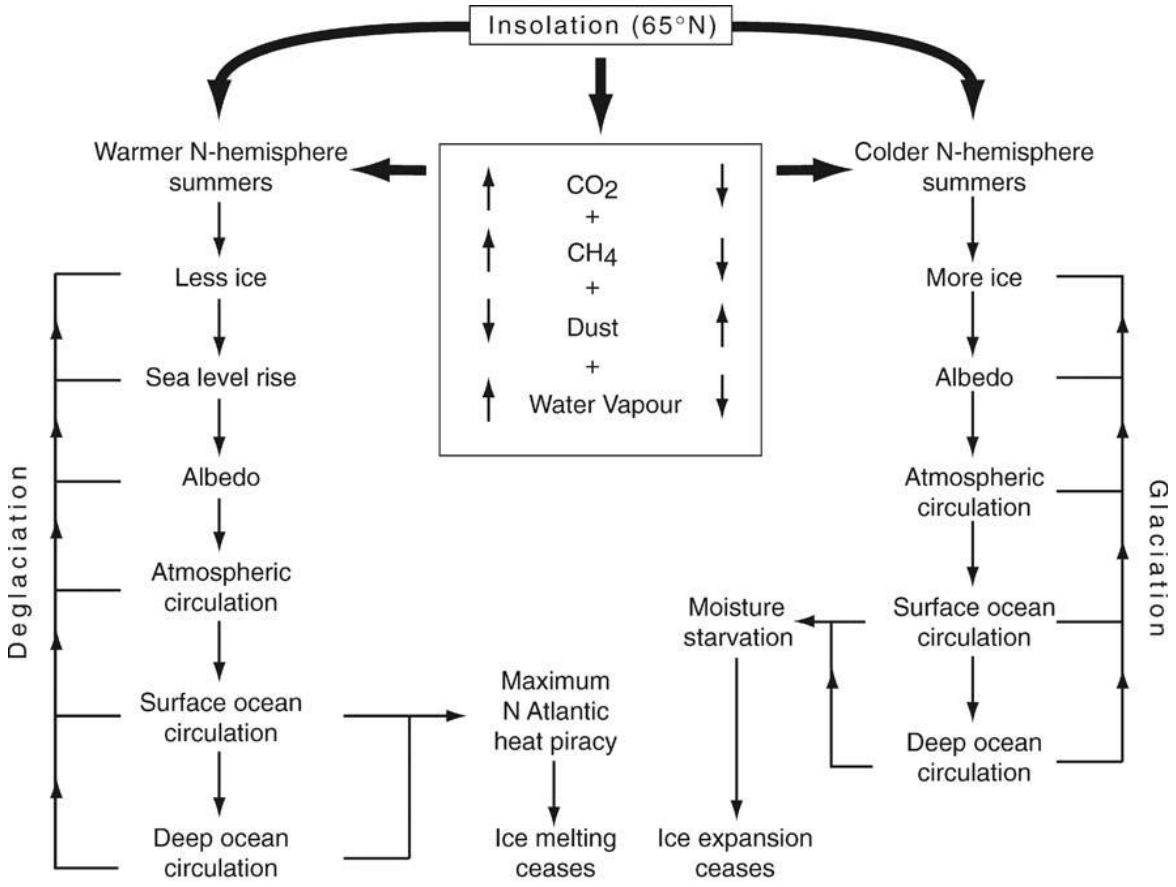


Figura 3-17 – Sumario dos mecanismos que conduzem as glaciações e deglaciações através da insolação sobre a latitude de 65°N (Maslin, 2009).

3.4.3.4) A Revolução do Pleistoceno Médio

A Revolução do Pleistoceno Médio é o evento que marca a prolongação e intensificação dos ciclos climáticos glaciais-interglaciais ocorrido a partir de 1250 e 900 ka (Clark *et al.*, 2006; Medina-Elizalde e Lea, 2005). Antes da Revolução do Pleistoceno Médio e desde a intensificação da glaciação do hemisfério Norte em 2.75 Ma, o clima global parece ter respondido a variações de obliquidade

(ciclos de frequência de 41 ka) (Imbrie *et al.*, 1993). A primeira transição ocorreu entre 942 e 892 ka (Figura 3-14), quando o volume das camadas de gelo aumentou significantemente, ainda com a atuação dos ciclos de 41 ka (Figura 3-18). A partir de 900-800 ka, o clima passa a ser bimodal com a emergência de ciclos claramente definidos de cerca de 100 ka de duração (Figura 3-18), marcados por grande contraste de temperatura entre as glaciações e períodos quentes.

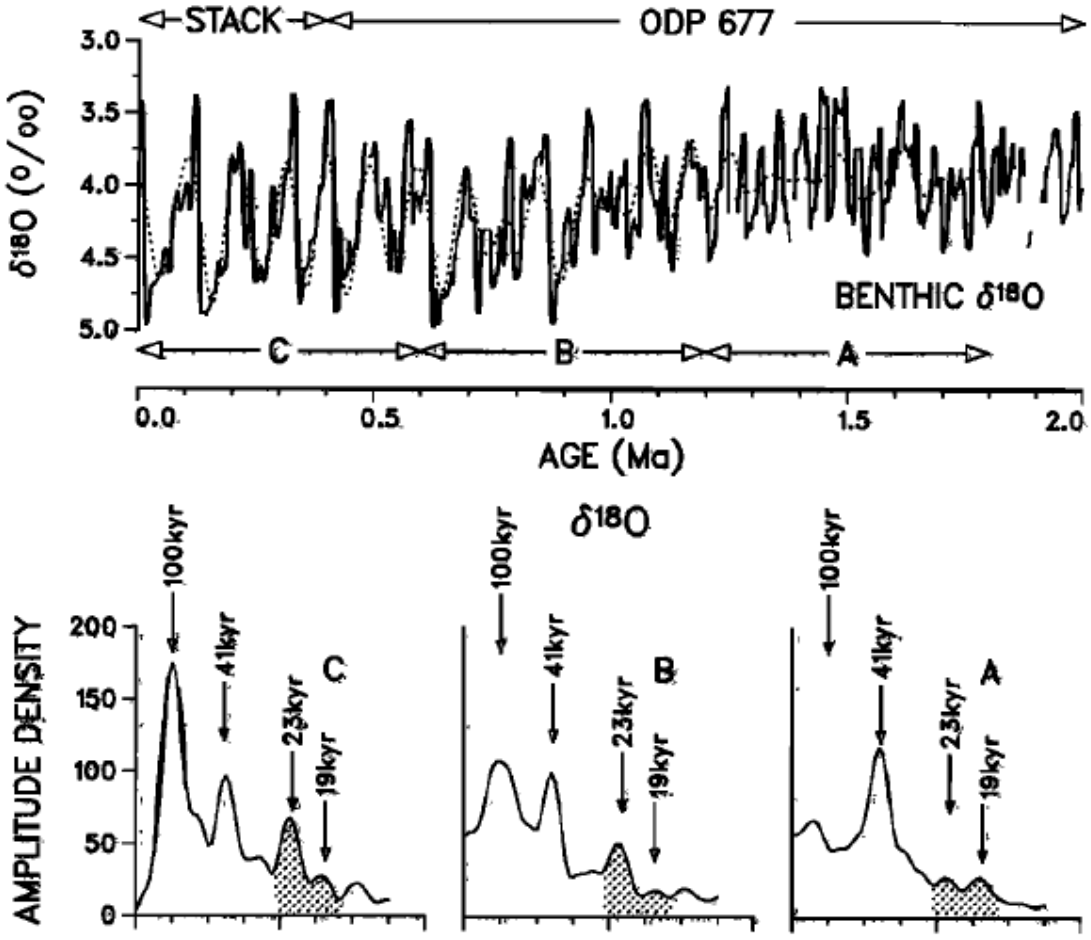


Figura 3-18 – Espectro dos maiores ciclos orbitais e de glaciação dos últimos 2 Ma (modificado de Imbrie *et al.*, 1993).

A partir dos resultados de análise de sinal eustático, Imbrie *et al.* (1993) demonstram que a decomposição do sinal da curva de variação de isótopo de $\delta^{18}O$ indica a presença das periodicidades de 23, 41 e 100 ka (Figura 3-18 e Figura 3-19). Os sinais de amplitude da radiação dos ciclos de 23 e 41 ka são facilmente identificáveis na curva de variação de isótopos de $\delta^{18}O$ (Figura 3-19). Já as amplitudes de radiação dos ciclos de 100 ka são muito mais fracas (2 $W*m^{-2}$) que o das outras

periodicidades (Figura 3-19). A questão principal é porque o sinal da resposta climática é tão forte para a banda de 100 ka (Hays *et al.*, 1976). Se esta banda climática de 100 ka é realmente uma resposta a ciclicidade gerada pela excentricidade, então deve haver algum tipo de amplificador que possa explicar a intensificação da resposta, ou seja grandes amplitudes de oscilação eustática da ordem de ± 100 m (Imbrie *et al.*, 1993). No modelo de Imbrie *et al.* (1993), os ciclos de periodicidade de 41 e 23 ka são responsáveis pelo desequilíbrio no tamanho das camadas de gelo, que são responsáveis pela condução e regulação de mecanismos atmosféricos e oceânicos (como já explicado no item 6.3.3 - Ciclos glacial-Interglacial) canalizando energia climática para a banda de ciclicidade de 100 ka relativa à excentricidade. Ou seja, as três periodicidades orbitais estariam envolvidas com o desenvolvimento da ciclicidade climática de 100 ka, intensificadas pelos mecanismos atmosféricos e oceânicos resultado das variações orbitais (Imbrie *et al.*, 1993; Ruddiman, 2003).

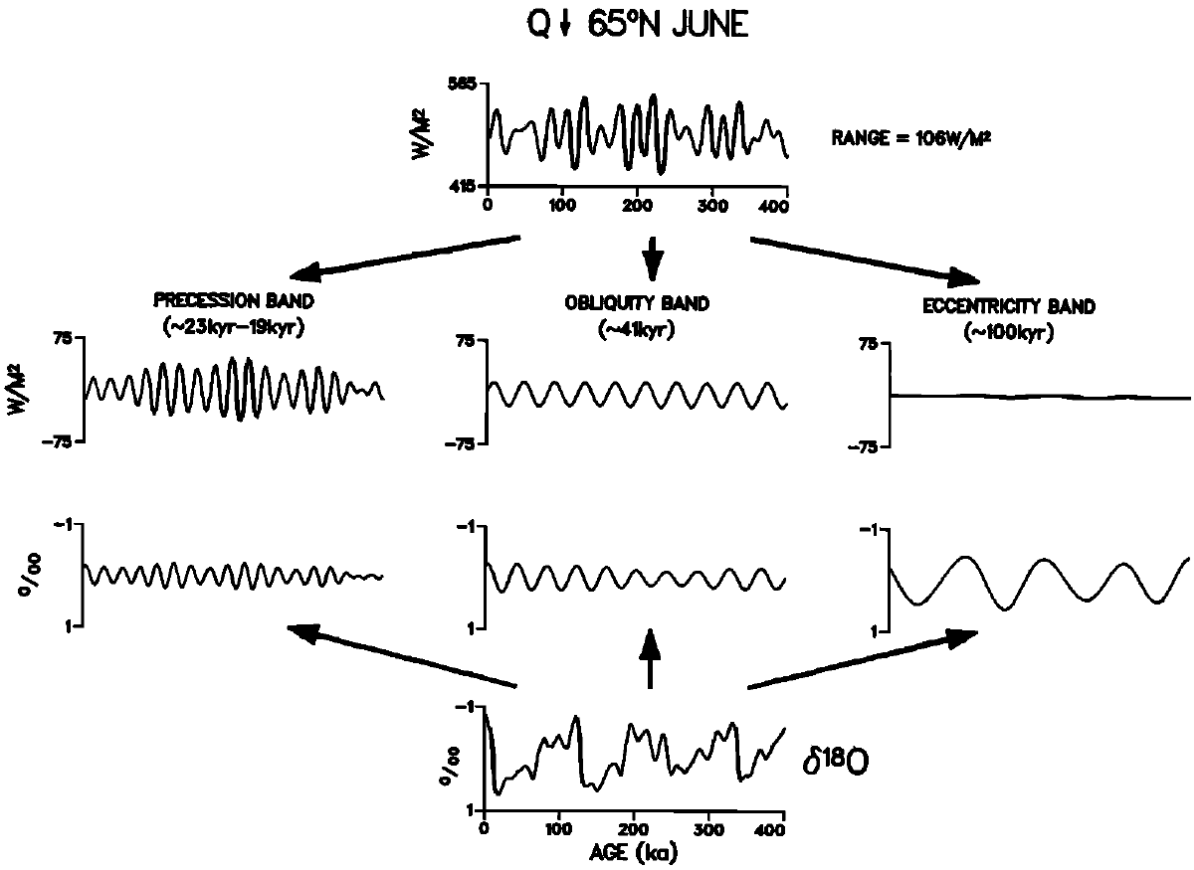


Figura 3-19 – Comparação do particionamento da radiação e as séries de tempo do clima com os seus componentes de periodicidade (precessão, obliquidade e excentricidade). Fonte: Series de radiação de Berger (1978, apud Imbrie *et al.*, 1993); dados de isótopo de $\delta^{18}O$ de (Imbrie *et al.*, 1984).

Capítulo 4

Estratigrafia de Sequências

A Estratigrafia de Sequências consiste em técnicas de análise de padrões cíclicos de sedimentação que estão presentes em sucessões estratigráficas e de como tais padrões respondem espacial e temporalmente a variações de taxa de aporte sedimentar e de espaço de acomodação (Posamentier e Allen, 1999). Este método tem fornecido um melhor entendimento de como unidades estratigráficas, tratos de sistemas deposicionais, assim como fácies e elementos deposicionais diversos se relacionam entre si, no tempo e no espaço, durante preenchimento das bacias sedimentares.

Os mais importantes estudos que investigam a relação entre sedimentação, descontinuidades deposicionais e flutuações no nível de base foram publicados antes do surgimento da Estratigrafia Sísmica (e.g. Curray, 1964; Grabau, 1913; Sloss, 1962; Wheeler e Murray, 1957; Wheeler, 1964, 1959, 1958). No entanto, estes estudos trazem importantes conceitos estratigráficos diretamente relacionados com a Estratigrafia de Sequências, sendo de tal modo considerados seus antecessores (Catuneanu, 2006, 2002).

O termo "sequência" foi introduzido por Sloss *et al.*, (1949) para designar uma unidade estratigráfica limitada por descontinuidades subaéreas. Em 1963, Sloss enfatizou também a importância do tectonismo na geração das sequências e descontinuidades (Figura 4-1 e Figura 4-2). O significado de "sequências" foi posteriormente expandido, incluindo qualquer 'sucessão em

conformidade com estratos relacionados geneticamente' (Mitchum Jr *et al.*, 1977), independentemente das escalas temporais e espaciais. O conceito de 'unidade limitada por descontinuidades' ('sequência' de Sloss) foi formalizada no 'International Stratigraphic Guide' na Europa, em 1994.

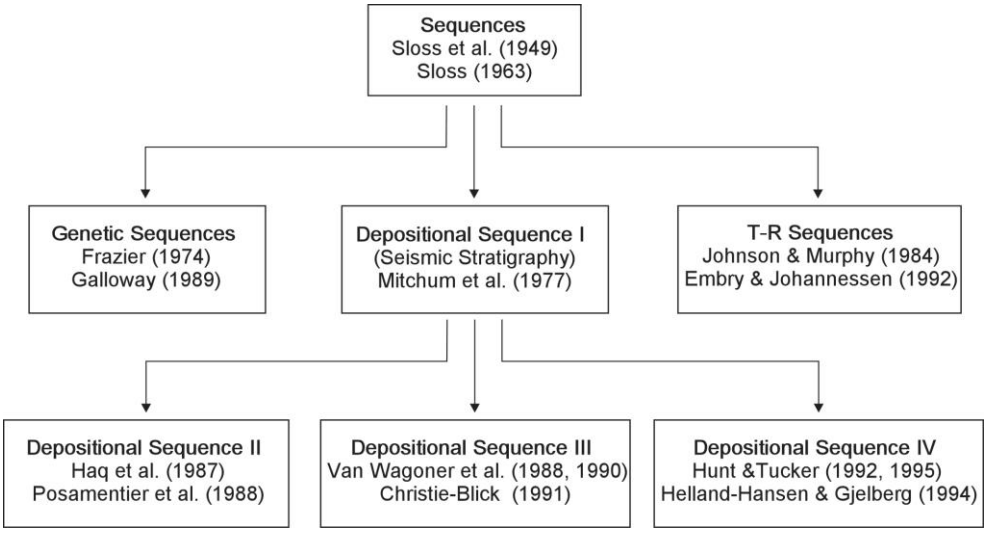


Figura 4-1 – Evolução das abordagens do termo "sequência estratigráfica" (Catuneanu *et al.*, 2010).

Sequence model / Events	Depositional Sequence II	Depositional Sequence III	Depositional Sequence IV	Genetic Sequence	T-R Sequence
	HST	early HST	HST	HST	RST
end of transgression					
	TST	TST	TST	TST	TST
end of regression					
	late LST (wedge)	LST	LST	late LST (wedge)	
end of base-level fall					
	early LST (fan)	late HST (fan)	FSST	early LST (fan)	RST
onset of base-level fall					
	HST	early HST (wedge)	HST	HST	

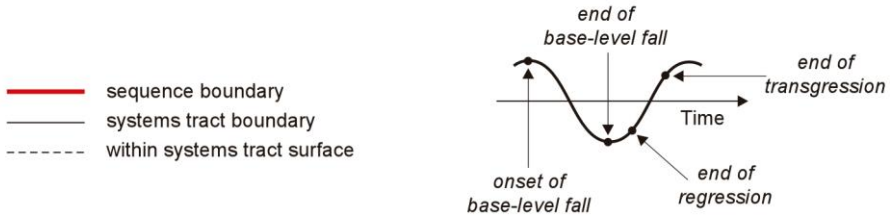


Figura 4-2 – Tratos de sistemas e limites de sequências de cada modelo de sequência (Catuneanu, 2006).

O contínuo desenvolvimento da Estratigrafia de Sequências levou, no entanto, à criação de diferentes conceitos e tipos de "sequências", em função da consideração de diferentes superfícies estratigráficas como superfícies limitantes, tais como: *sequência deposicional*, que é limitada por discordâncias subaéreas e suas conformidades correlativas (Hunt e Tucker, 1992; Posamentier *et al.*, 1988; Vail *et al.*, 1977; Van Wagoner *et al.*, 1988); *sequência genética*, limitada pela Superfície de Inundação Máxima (Galloway, 1989); e *sequência transgressivo-regressiva* (T-R), limitada pelas Superfícies de Máxima Regressão (Embry e Johannessen, 1992) (Figura 4-1 e Figura 4-2).

4.1) Parâmetros Condicionantes da Arquitetura Sedimentar das Margens

As sequências estratigráficas são interpretadas como resposta da interação entre as taxas de eustasia, subsidência e aporte sedimentar (Van Wagoner *et al.*, 1988) (Figura 4-3).

Eustasia – é considerada como o movimento da superfície do mar em relação a um ponto de referência imóvel, como o centro da Terra, e é controlada por dois fatores: (1) variação glacio-eustática, que considera as variações no volume de água nos oceanos e é controlado principalmente pelas glaciações; (2) variações tectono-eustáticas, que consideram as variações no volume das bacias oceânicas e são controladas principalmente pela abertura e fechamento de oceanos (Walker e James, 1992).

Tectonismo – em um sentido amplo se refere a movimentos em escala crustal (subsidência e soerguimento). A subsidência pode ocorrer através de três mecanismos: estiramento, quando a litosfera se afina e se aprofunda; resfriamento (subsidência térmica), quando a litosfera se esfria se tornando mais densa e mais pesada; e sobrecarga sedimentar, quando é adicionada uma grande quantidade de sedimentos à litosfera. Em escala plataformal, a subsidência total (estiramento + resfriamento + sobrecarga) apresenta taxas diferenciadas desde a plataforma interna até a borda da plataforma, sendo a taxa de subsidência progressivamente maior nas porções mais distais da plataforma (Catuneanu, 2006; Figura 4-4).

Aporte sedimentar – este parâmetro influencia na extensão do preenchimento da bacia e também na sua geometria (diferentes geometrias arquiteturais refletem variações no tipo e na taxa de aporte). Este fator depende em parte dos fatores precedentes; por exemplo, o soerguimento tectônico induz à erosão e a uma maior taxa de aporte sedimentar.

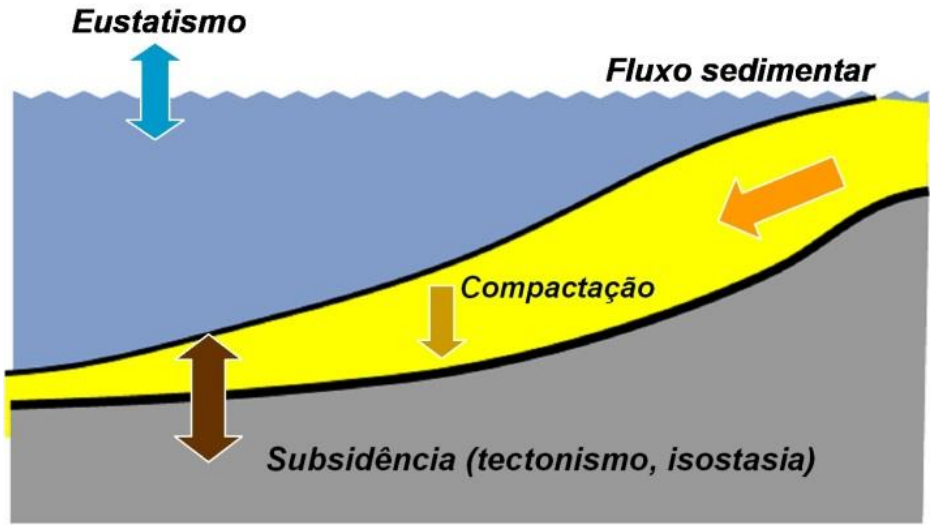


Figura 4-3 - Esquema simplificado dos parâmetros que controlam o registro sedimentar de uma margem passiva (levemente modificado de Homewood *et al.*, 2003).

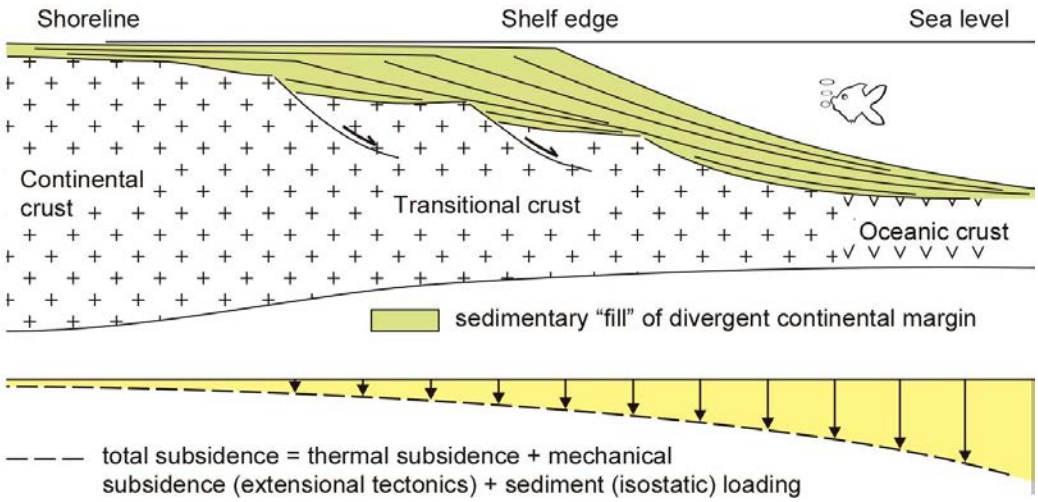


Figura 4-4 - Modelo de variação na taxa de subsidência ao longo de uma margem continental divergente (Catuneanu, 2006).

As relações entre estes três fatores resulta ainda na elaboração do conceito de três tipos de nível de mar (Figura 4-5): eustasia, nível relativo de mar e profundidade da coluna d'água.

- Eustasia – onde é considerado somente o fator eustático, ou seja, a variação absoluta do nível do mar (Figura 4-5).

- Variação relativa do nível do Mar - depende da combinação das variações eustática e tectônica local. A tectônica considera os movimentos de descida (subsidência) e subida (soerguimento) do

fundo oceânico, e pode amplificar, reverter ou anular os efeitos da eustasia (Walker e James, 1992). É importante ressaltar, que a variação relativa do nível do mar não considera a espessura sedimentar (Figura 4-5). Na Figura 4-6, podemos observar exemplos da composição da variação relativa do nível do mar (eustasia + tectônica), que fornece a quantidade de espaço disponível para a acumulação sedimentar.

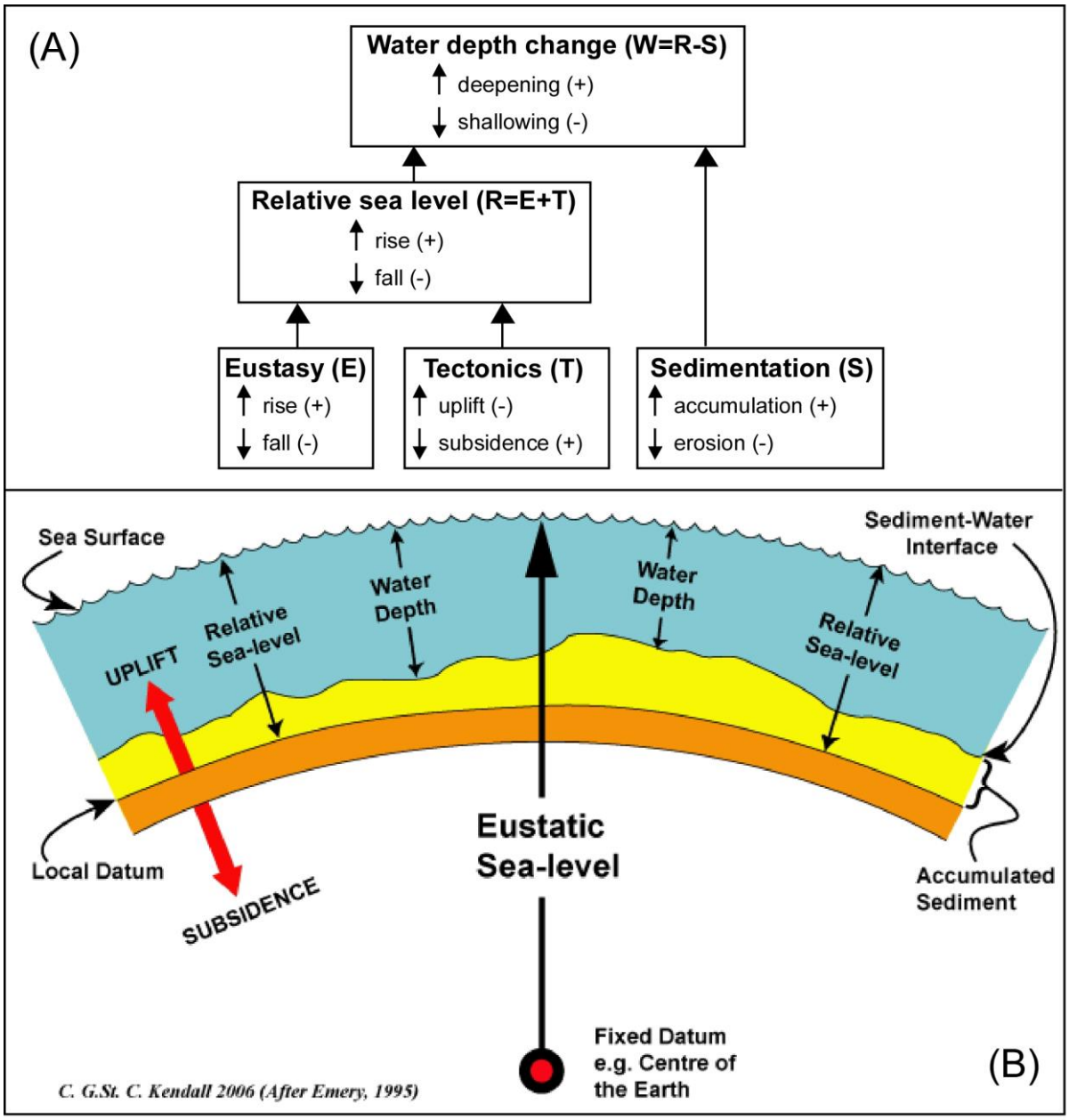


Figura 4-5 - Esquemas mostrando a relação entre cada um dos fatores que influenciam na formação dos três tipos de nível de mar (A)(Catuneanu, 2006) e (B) (Posamentier *et al.*, 1988).

- Profundidade da coluna d'água - depende da relação entre a eustasia e a tectônica local, assim como da variação relativa do nível do mar. Mas a profundidade da coluna d'água também envolve o grau de preenchimento sedimentar local (Walker e James, 1992) (Figura 4-5). Assim, para o entendimento das variações na profundidade batimétrica, tem-se que considerar as variações relativas do nível do mar, além das variações de aporte sedimentar locais.

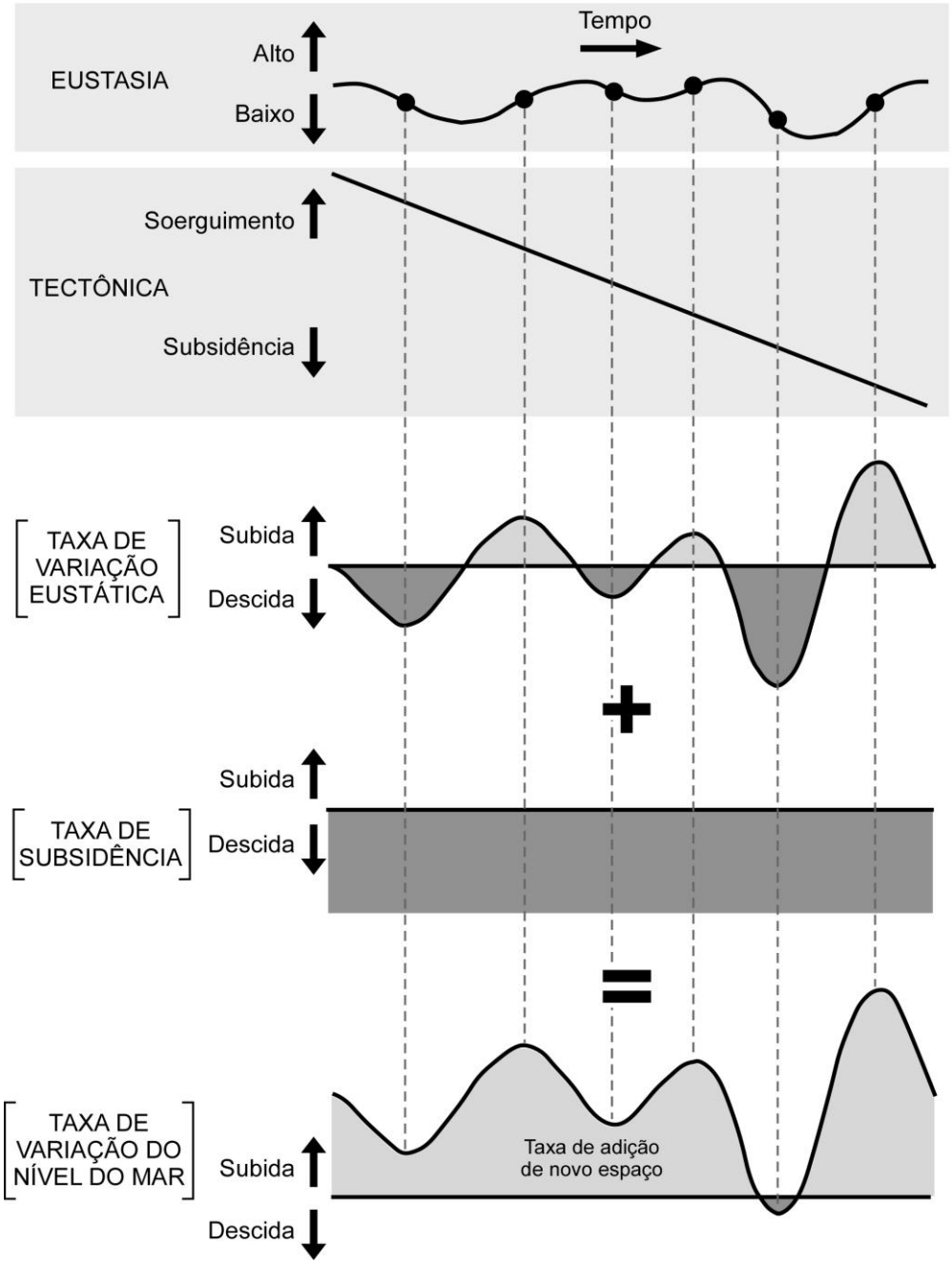


Figura 4-6 – Relação da eustasia e da subsidência e de suas taxas de variação correspondentes para a construção da taxa de variação relativa do nível do mar levemente modificado de Posamentier *et al.* (1988).

4.1.1) Espaço de Acomodação

O espaço de acomodação, de acordo com Jervey (1988), é o espaço disponível para os sedimentos se acumularem, ou seja, é relacionado diretamente com as variações eustáticas e tectônicas (subsidência e/ou soerguimento) e, por isso, varia com o nível relativo de mar (Catuneanu, 2006, 2002).

4.1.1.1) Nível de Base

O *Nível de Base* (de deposição ou de erosão) é geralmente considerado como a superfície de balanço entre erosão e deposição sedimentar (Catuneanu *et al.*, 2009). Esta superfície é definida pelo nível de erosão continental, pelo nível mais baixo de desenvolvimento fluvial e pelo nível mais alto onde uma sucessão sedimentar consegue se desenvolver (Sloss, 1962; Twenhofel, 1939) (Figura 4-7). Como simplificação, o *nível de base* é frequentemente aproximado ao nível do mar (Schumm, 1993), embora esteja, na realidade, situado a alguns metros abaixo do nível zero do mar, devido à ação erosiva de ondas e de correntes marinhas (Figura 4-7). É importante ressaltar também que o nível de base é completamente independente da taxa de aporte sedimentar, variando apenas em relação à variação relativa do nível do mar.

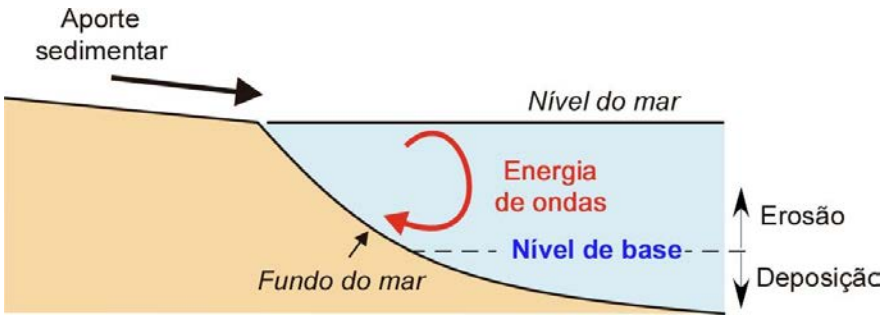


Figura 4-7 – Definição do nível de base (linha tracejada) em relação à energia de ondas (modificado de (Catuneanu, 2006).

4.1.2) Espaço de Acomodação versus Sedimentação

A relação entre o *espaço de acomodação* (taxa de acomodação) e o aporte sedimentar que irá preencher este espaço (taxa de deposição) será refletida no padrão de deposição das unidades

sedimentares, que pode ser classificada como progradacional, retrogradacional e agradacional, (Van Wagoner *et al.*, 1988) (Figura 4-8).

O padrão progradacional se desenvolverá quando a taxa de deposição for maior que a taxa de acomodação, ou quando houver equilíbrio entre ambas (Figura 4-8). O padrão retrogradacional se desenvolverá quando a taxa de deposição for menor que a taxa de acomodação (Figura 4-8). E quando ocorre um balanço entre estas taxas, há o desenvolvimento do padrão agradacional (Figura 4-8). É importante ressaltar que o padrão progradacional frequentemente se desenvolve com o padrão agradacional.

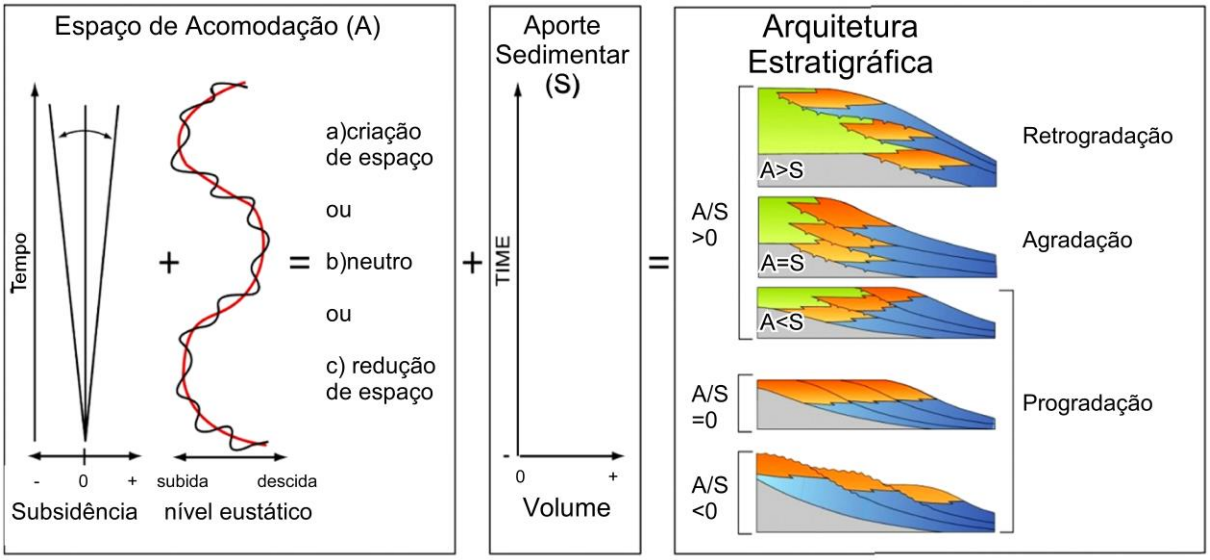


Figura 4-8 - Diferentes padrões arquiteturais (progradacional, retrogradacional e agradacional) desenvolvidos em função de variações na razão A/S (espaço de acomodação/aporte sedimentar) da bacia (Homewood *et al.*, 2000).

4.1.3) Caracterização dos Deslocamentos de Linha de Costa

Os padrões de deposição progradacional, retrogradacional e agradacional, explicados anteriormente estão diretamente relacionados aos deslocamentos da linha de costa transgressivos e regressivos. Estes deslocamentos são resultado da relação entre taxa de variação do nível de base e taxa de sedimentação (Posamentier *et al.*, 1992). A curva da Figura 4-9 idealiza as subidas e descidas cíclicas do nível de base através do tempo definindo o período de ocorrência das transgressões e regressões.

Em linhas de sísmica de reflexão, os sistemas sedimentares progradacionais apresentam uma geometria deposicional marcante, cujo perfil deposicional é caracterizado por camadas de topo (*topsets*) / clinoformas / camadas de base (*bottomsets*) (Emery e Myers, 1999). As clinoformas são usadas para descrever a porção mais inclinada do perfil deposicional (geralmente > 1º) que se desenvolvem a frente dos *topsets*. As clinoformas são caracterizadas pela sobreposição lateral de estratos e estão relacionadas ao padrão chamado *offlap*, que é caracterizado pela presença de terminações em *onlap* ou *toplap,* no limite superior, e em *downlap* no limite inferior de uma sequência sísmica (Mitchum Jr *et al.*, 1977). A principal quebra no gradiente do perfil deposicional ocorre entre os *topsets* e as clinoformas, e é chamado de *offlap break* (Figura 4-10).

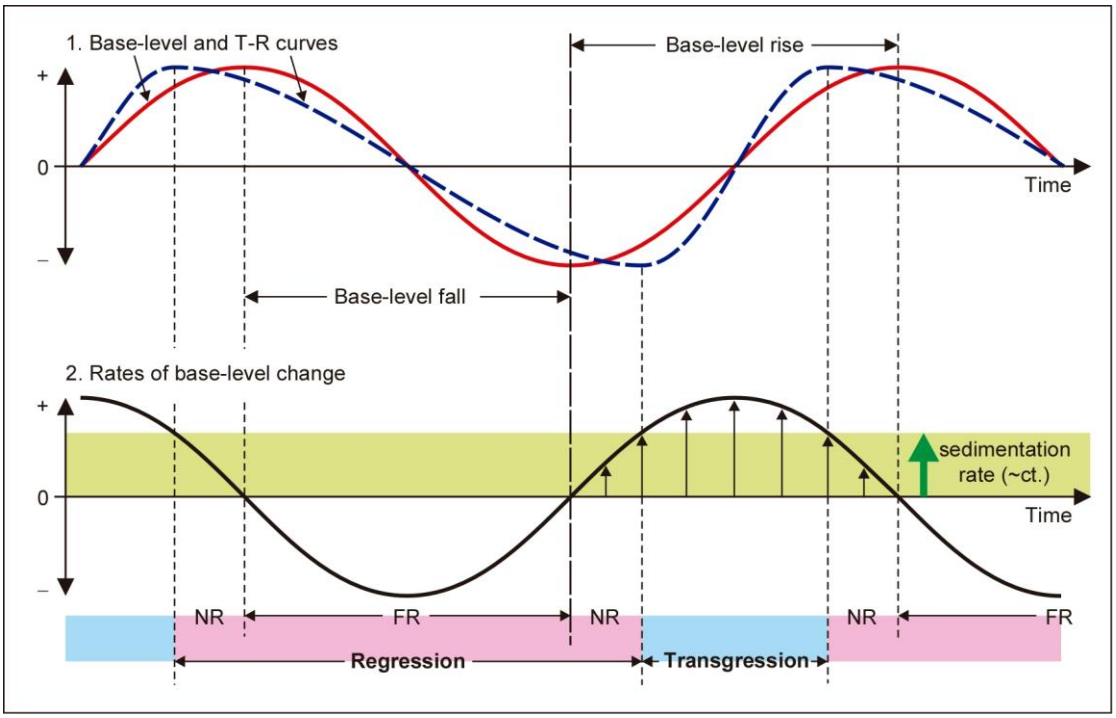


Figura 4-9 - Comparação entre as curvas de variação do nível de base, curva T-R (transgressivo-regressivo) e a taxa de variação de nível de base (Catuneanu, 2006, 2002).

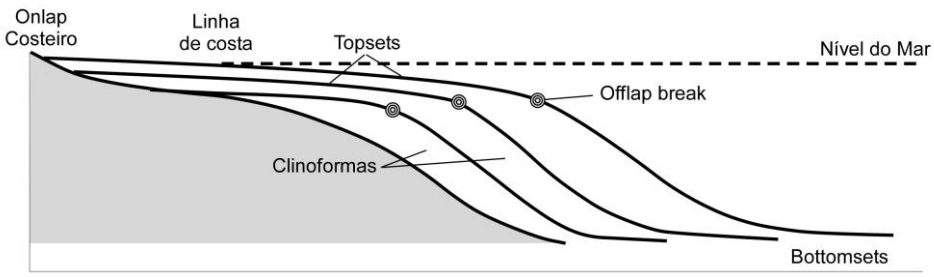


Figura 4-10 – Deslocamento do *offlap break* indicando, neste caso, uma progradação (ligeiramente modificado de Emery e Myers, 1999).

Os *offlap break*s indicavam, até recentemente, a posição da linha de costa, contudo estudos mais atuais indicam que as clinoformas e *offlap break*s podem ocorrer em diferentes escalas, desde ondas de sedimento a faces de praia e quebras de plataforma continental.

As trajetórias dos *offlap break*s de borda de plataforma continental são normalmente fixas ou em direção à bacia e são influenciadas por variações relativas de nível de mar e de aporte sedimentar em uma ordem maior do que as que controlam as trajetórias da linha de costa (Helland e Hampson, 2009 apud Catuneanu e Zecchin, 2013). Um classificação mais atual da arquitetura estratal das sucessões sedimentares de clinoformas através do reconhecimento das trajetórias de *offlap break* de borda de plataforma foi proposta por Zecchin e Catuneanu (2013). Nesta classificação o ângulo da trajetória de migração do *offlap break* é relacionado aos diferentes depósitos transgressivos e regressivos, como mostra a Figura 4-11.

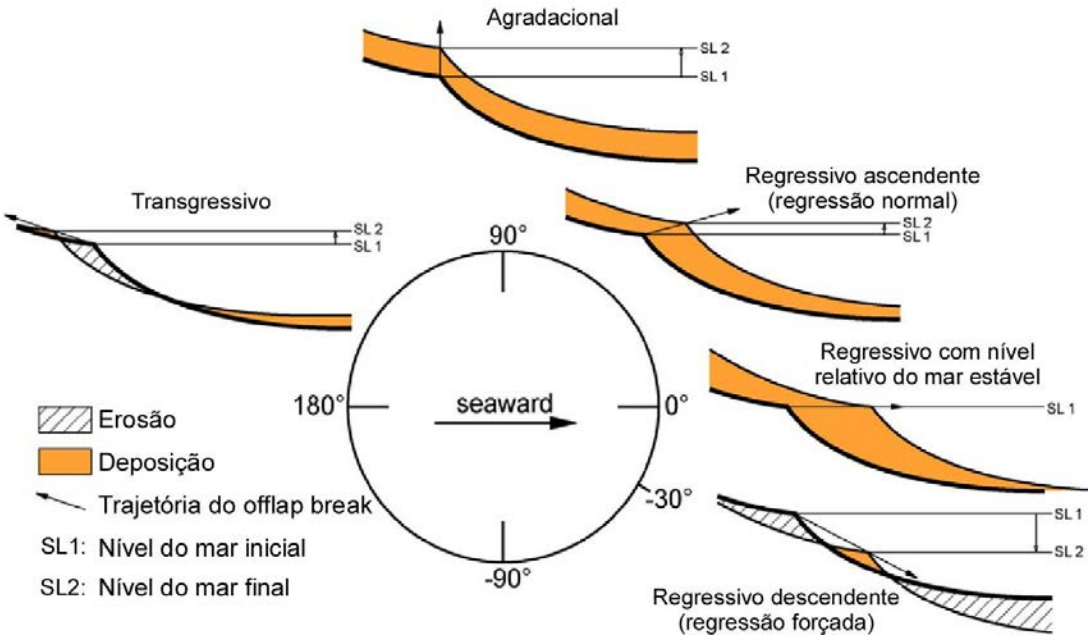


Figura 4-11 – Classificação da trajetória de *offlap break* de borda de plataforma proposta por Zecchin e Catuneanu (2013): Transgressiva (entre 0° e 180°); Agradacional (90°); Regressiva ascendente (regressão normal, entre 0° e 90°); Regressiva com estabilização de nível de mar (0°) e; Regressiva descendente (regressão forcada, entre 0° e -30°).

4.1.3.1) Trajetória Transgressiva de Linha de Costa

Uma transgressão de linha de costa ocorre quando a taxa de criação de espaço de acomodação é maior que a taxa de aporte sedimentar. Este cenário ocorre normalmente próximo ao ponto de inflexão da curva de elevação do nível de base, quando aumenta a taxa de subida e a

variação do nível do mar tende a ser o fator dominante sobre o aporte sedimentar (Figura 4-9). Os sistemas deposicionais formados durante uma transgressão apresentam o padrão retrogradacional de acamamento (Figura 4-8 e Figura 4-12), através da migração de fácies marinhas sobre fácies não-marinhas (Figura 4-13).

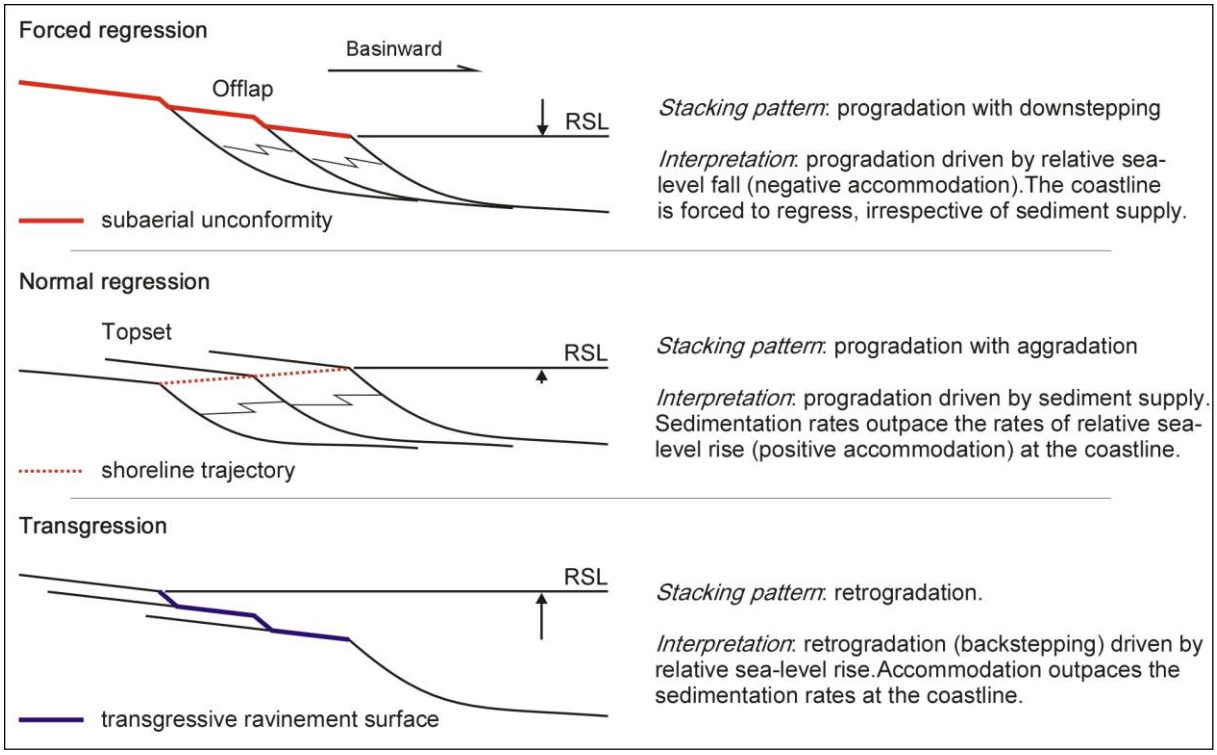


Figura 4-12 – Padrões de estratigrafia relacionados com trajetórias de linha de costa (Catuneanu *et al.*, 2010).

Existem três possibilidades para a ocorrência de uma trajetória transgressiva da linha de costa (Figura 4-14):

(1) A trajetória coincide ou faz um ângulo pequeno com a antiga superfície que foi transgredida, e pouco ou nenhum depósito transgressivo pode ser acomodado (Figura 4-14A);

(2) A trajetória é direcionada para cima (com ângulo ligeiramente mais inclinado) da topografia transgredida (Figura 4-14B);

(3) A trajetória possui um complexo padrão em zig-zag onde a transgressão ocorre em movimento de pulsos, mas com um movimento geral em direção ao continente. Neste caso, há pequenos intervalos de regressão durante toda a transgressão (padrão retrogradacional) devido a variações no espaço de acomodação ou no aporte sedimentar. Estes tipos de depósito são os mais frequentes (Figura 4-14C).

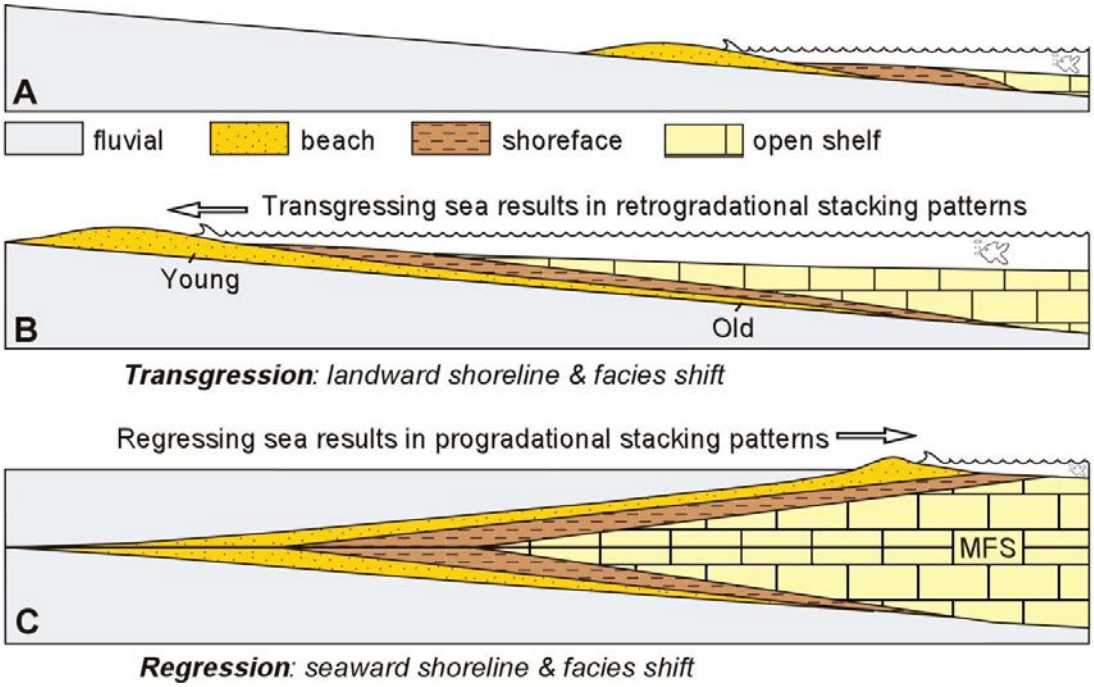


Figura 4-13 – Regressões e transgressões e os padrões de deposição associados (Catuneanu, 2006).

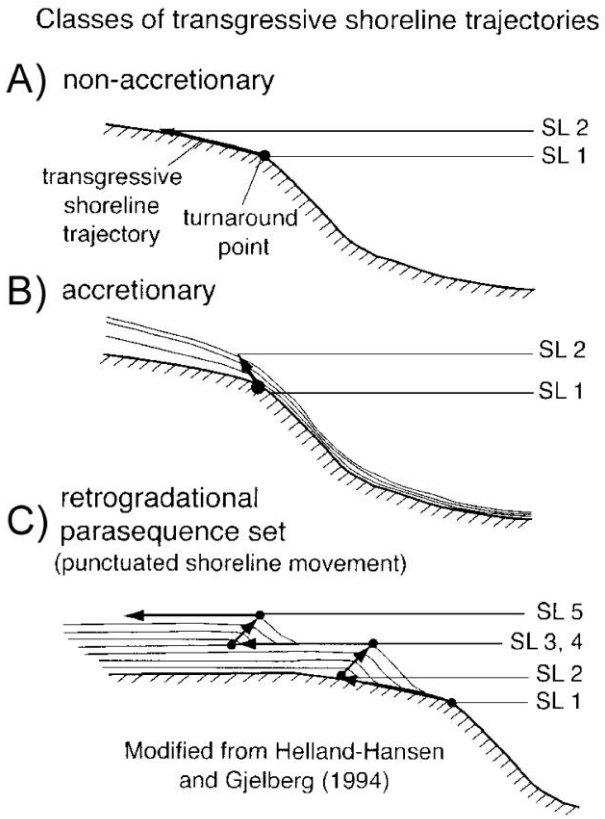
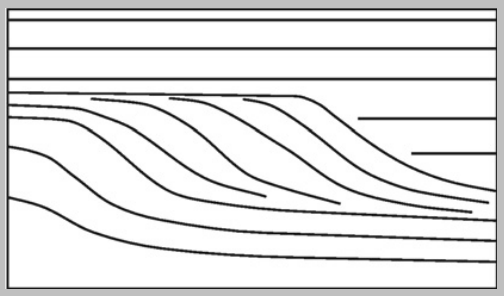
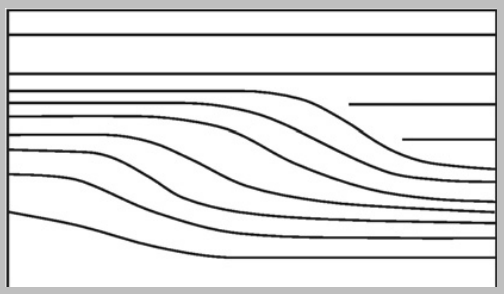


Figura 4-14 – Tipos de trajetórias transgressivas de linha de costa (Cattaneo e Steel, 2003).

4.1.3.2) Trajetórias Regressivas de Linha de Costa

A regressão de sistemas deposicionais é caracterizado pelo padrão de acamamento progradacional, com migração de clinoformas em direção à bacia, e migração de fácies não marinhas sobre fácies marinhas (Figura 4-8). Os sistemas regressivos são sismicamente interpretados através da identificação do tipo de clinoformas, sumarizadas na Tabela 4.1.

Tabela 4.1- Tipos de clinoformas (Catuneanu *et al.*, 2009; Mitchum Jr *et al.*, 1977)

Clinoformas progradantes oblíquas 	Padrão onde o ângulo de mergulho é relativamente alto, com terminações em *toplap* e em *downlap* (Mitchum Jr *et al.*, 1977) Este tipo de clinoforma sugere condições de alto suprimento sedimentar e nível relativo do mar estacionário ou descendente, e é relacionada diretamente às regressões forçadas.
Clinoformas progradantes sigmoidais 	Padrão com disposição lateral dos refletores em forma de "S" com construção progressiva em direção à bacia. Este tipo de clinoforma apresenta na porção mais superior da fácies sísmica uma construção agradacional (sugerindo uma subida do nível do mar), passando a uma construção progradacional em direção à bacia, característica das regressões normais (Mitchum Jr *et al.*, 1977)

Tipos de regressão

Diferentes tipos de sistemas regressivos podem ser identificados, cada um deles relacionados a cenários criados pela relação entre as taxas de criação de espaço de acomodação e aporte sedimentar:

(1) As regressões normais são identificadas sismicamente através da presença de clinoformas sigmoidais e/ou obliquas. Elas se formam quando a taxa de aporte sedimentar ultrapassa a taxa de elevação do nível de base. Este tipo de regressão pode ocorrer em dois momentos: no inicio e no final da elevação do nível de base, onde a velocidade é mais lenta. Este tipo de regressão é caracterizada pelo desenvolvimento de sistemas agradacionais em conjunto com os sistemas progradacionais (Figura 4-12 e Figura 4-15).

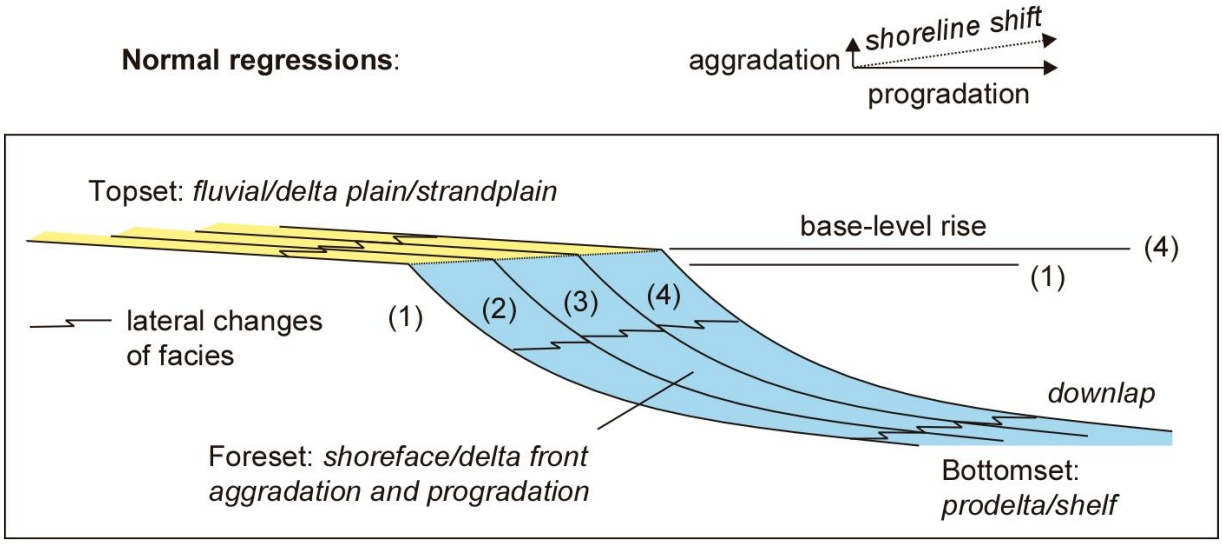


Figura 4-15 – Desenvolvimento de uma regressão normal (Catuneanu, 2006).

(2) As regressões forçadas são caracterizadas por clinoformas obliquas que podem apresentar seu topo desnivelado (Figura 4-12 e Figura 4-16). Este tipo de regressão é formada durante a descida do *nível de base* com destruição de espaço de acomodação (Figura 4-9 e Figura 4-12).

Os prismas de regressão forçada são formados durante as descidas do nível do mar quando a linha de costa é forçada a regredir pelo nível de base descendente. Outros processos, como a taxa de sedimentação, o perfil deposicional, o sistema deposicional, o ambiente deposicional e o clima não são determinantes para a formação da feição, mas são parâmetros importantes no potencial de desenvolvimento e preservação dos sedimentos depositados e das superfícies desenvolvidas (Hunt e Tucker, 1995). De acordo com os modelos da estratigrafia de sequências, os depósitos de regressão forçada consistem de fácies de água rasa e água profunda, que se acumulam ao mesmo tempo em que há a formação da descontinuidade subaérea na porção não-marinha (Figura 4-16).

Este processo de regressão forçada pode ser dividido em duas partes: o inicio da descida do nível de base, onde passam a ser desenvolvidos depósitos retrabalhados pela erosão/*bypass* nos ambientes fluviais e marinhos rasos; e o final da descida do nível de base, que marca o término da erosão e o início da deposição (agradação) nos ambientes fluviais e marinhos rasos (Figura 4-16).

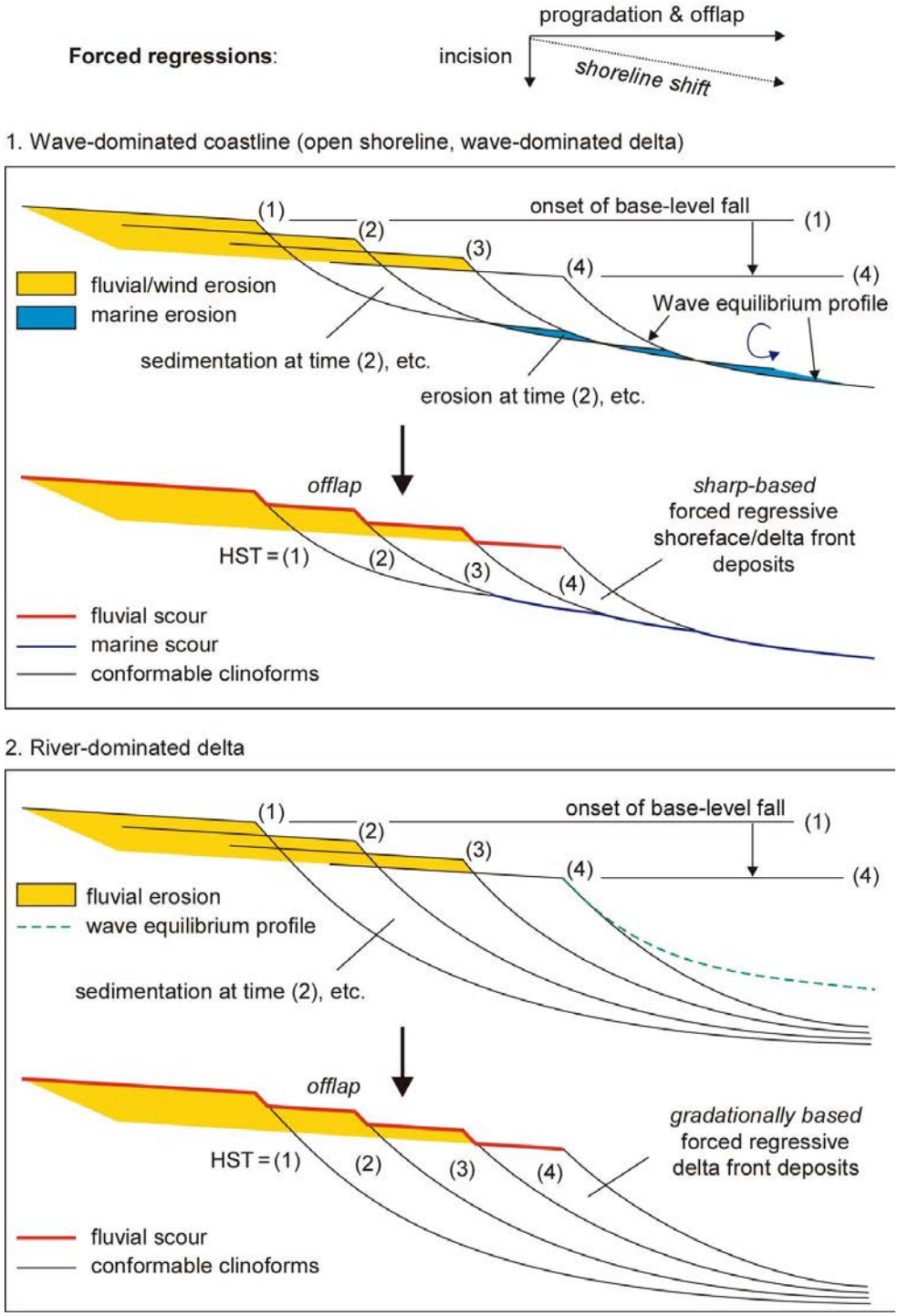


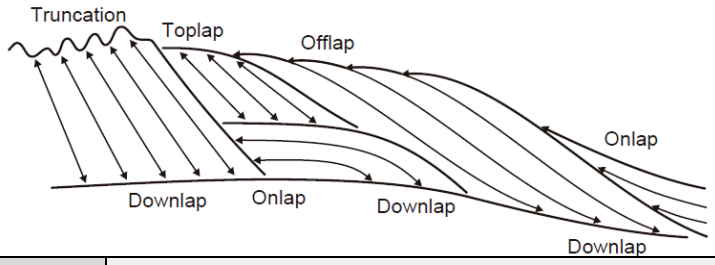
Figura 4-16 – Desenvolvimento de um sistema de regressão forçada e suas superfícies relacionadas (Catuneanu, 2006).

4.2) Superfícies Estratigráficas

As superfícies evocadas pela Estratigrafia de Sequências são definidas em relação a duas curvas: uma que descreve a variação do nível de base na linha de costa (*base level curve*); e outra que descreve os deslocamentos da linha de costa (*T-R curve*), representando a relação entre a curva de nível de base e a sedimentação (Figura 4-9). Estas duas curvas estão deslocadas uma da outra pela duração das regressões normais, que ocorrem no final da descida e no inicio da elevação do nível de base, quando a taxa de elevação é muito baixa sendo, normalmente, ultrapassada pela taxa de sedimentação.

As superfícies estratigráficas podem ser interpretadas em linhas sísmicas através do reconhecimento do padrão de terminação de refletores classificados na Estratigrafia Sísmica, o que permite o reconhecimento dos Limites de Sequências. De acordo com Mitchum Jr *et al.* (1977), as terminações de refletores se dividem em dois grupos principais sumarizados na Tabela 4.2.

Tabela 4.2 - Terminações estratais definidas na Estratigrafia Sísmica (baseadas em Mitchum Jr *et al.*, 1977).



Terminacoes contra o limite superior	Truncamento erosivo	As reflexões terminam lateralmente por terem sido seccionadas, por erosão, no seu limite deposicional superior original
	Toplap	As reflexões terminam lateralmente, diminuindo gradualmente de espessura mergulho acima até alcançar o limite superior. O *toplap* evidencia um hiato não deposicional e indica uma região de passagem sedimentar (*bypass*), impedindo a deposição agradacional
	Conformidade ou concordância	As reflexões das duas unidades adjacentes se apresentam paralelas com a superfície que as delimitam, evidenciando preenchimento sedimentar em agradação. Este tipo de reflexão pode ocorrer tanto na base como no topo de uma unidade sísmica
Terminacoes contra o limite inferior	*Onlap*	As reflexões inicialmente horizontais, ou de pequena inclinação, terminam mergulho acima contra uma superfície de maior inclinação, evidenciando preenchimento sedimentar
	Downlap	As reflexões inicialmente inclinadas terminam mergulho abaixo contra uma superfície horizontal ou contra uma superfície com pouca inclinação, evidenciando sistemas deposicionais progradantes

As principais superfícies estratigráficas que limitam cada sistema deposicional estão sumarizadas na Figura 4-17 e na Tabela 4.3, e cada uma pode ser definida como um distinto contato que marca um evento específico, ou estágio do ciclo de variação de nível de base.

- Descontinuidade Subaérea - é uma superfície de erosão ou não-deposição criada durante a descida do nível de base (Figura 4-17), formada por processos subaéreos (como incisões fluviais), degradação pelo vento, *bypass* sedimentar, ou pedogênese. Gradualmente, esta descontinuidade se estende em direção à bacia durante a regressão forçada da linha de costa, alcançando sua máxima extensão ao final da regressão forçada (Helland-Hansen e Martinsen, 1996).

- Conformidade Correlativa – é formada no ambiente marinho ao final da descida do nível de base da linha de costa (Hunt e Tucker, 1992). Na prática, a porção marinha da conformidade correlativa separa estratos progradantes da regressão forçada dos posteriores depósitos agradacionais de regressão normal (Figura 4-17). Em ambiente de mar profundo, a conformidade correlativa pode ser traçada no topo dos leques submarinos progradantes.

- Superfície Basal de Regressão Forçada – define a base de todos os sedimentos depositados em ambiente marinho durante a regressão forçada da linha de costa (ver capítulo 4.3.3) - Trato de Sistemas de Mar Descendente) (Figura 4-17). Nos depósitos de mar raso, a superfície basal da regressão forçada pode estar em conformidade ou pode ser retrabalhada pela superfície regressiva de erosão marinha. Em ambientes de águas profundas, a superfície basal da regressão forçada pode ser correlacionada estratigraficamente com a base dos leques submarinos progradantes (Hunt e Tucker, 1992).

- Superfície de Regressão Máxima (Helland-Hansen e Martinsen, 1996) – é definida em relação à curva T-R, marcando o ponto entre a regressão e a subsequente transgressão, separando assim os estratos progradantes abaixo dos estratos retrogradacionais acima (Figura 4-17). A mudança de sistema progradacional para retrogradacional ocorre durante a elevação do nível de base, quando a taxa de elevação do nível de base ultrapassa a taxa de sedimentação (Figura 4-17). A Superfície de Regressão Máxima está geralmente em conformidade com os estratos progradacionais abaixo, apesar de haver a possibilidade de erosão associada com a mudança do sentido do deslocamento.

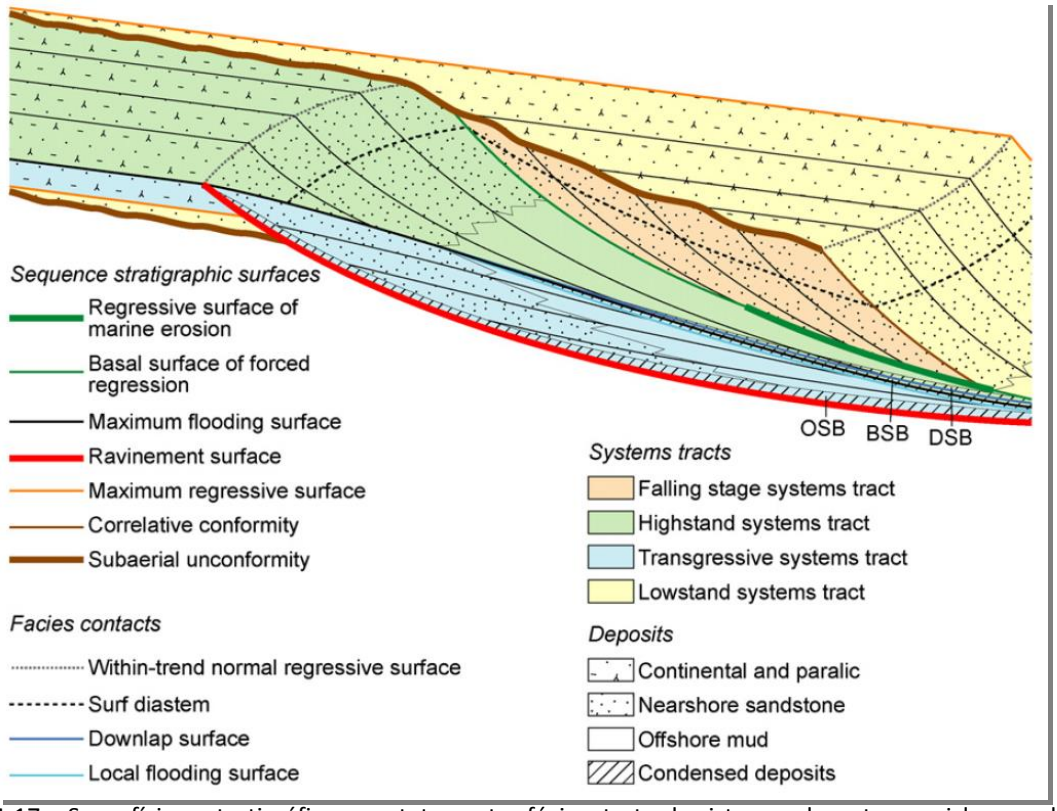


Figura 4-17 – Superfícies estratigráficas, contatos entre fácies, trato de sistemas durante um ciclo completo de variação de nível de mar numa plataforma siliciclástica (Zecchin e Catuneanu, 2013).

- Superfície de Inundação Máxima (Galloway, 1989; Posamentier *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988) – é definida em relação à curva T-R, marcando o final da transgressão da linha de costa, separando os estratos retrogradacionais abaixo, dos estratos progradacionais acima. Nos dados sísmicos, a *Superfície de Inundação Máxima* pode ser identificada pelo *donwlap* dos estratos progradacionais acima dela. A mudança do padrão retrogradacional para progradacional pode ocorrer ainda durante a elevação do nível de base, quando a sedimentação ultrapassa a taxa de elevação do nível de base (Figura 4-17). Esta superfície está geralmente em conformidade com os estratos formados abaixo, excetuando a plataforma externa e talude superior onde a falta de aporte sedimentar pode deixar o fundo marinho exposto a processos erosivos (Galloway, 1989). A *Superfície de Inundação Máxima* é também conhecida como Superfície de Transgressão Máxima (Helland-Hansen e Martinsen, 1996) ou Superfície Final da Transgressão (Nummedal *et al.*, 2009).

- Superfície de Ravinamento – é provocada pela erosão das ondas na parte superior da face de praia durante a transgressão da linha de costa (Figura 4-17). Esta superfície é identificada sismicamente através de *onlaps* terminando contra ela durante o deslocamento retrogradacional da fácies dos depósitos transgressivos (*onlap* costeiro).

Tabela 4.3 – Principais superfícies estratais e suas relações (modificado de Catuneanu, 2006).

Superfície estratigráfica	Natureza do contato	Facies		Tendência depositional		Terminação estratal	Atributos temporais
		abaixo	acima	abaixo	acima		
Discontinuidade subaérea	erosiva ou *bypass*	variável (onde marinho, granocrescente ascendente)	Não marinho	regressão normal, regressão forçada	regressão normal, transgressão	Acima: *onlap* fluvial Superfície: *offlap* Abaixo: truncamento, *toplap*	Hiato variável
Conformidade correlativa	conformante	marinho, granocrescente ascendente	marinho, granocrescente ascendente na plataforma	regressão forçada	regressão normal	Acima: *downlap* Superfície: *downlap* Abaixo: N/A	Baixa diacronicidade
Superfície da base da regressão forçada	conformante ou erosiva	marinho, granocrescente ascendente na plataforma	marinho, granocrescente ascendente	regressão normal	regressão forçada	Acima: *downlap* Superfície: *downlap* Abaixo: N/A, truncation	Baixa diacronicidade
Superfície de máxima regressão	conformante	variável	variável (onde marinho, granocrescente descendente)	regressão normal	transgressão	Acima: *onlap* marinho Superfície: *onlap*, *downlap* Abaixo: N/A	Baixa diacronicidade
Superfície de máxima inundação	conformante ou erosiva	variável (onde marinho, granocrescente descendente)	variável (onde marinho, granocrescente ascendente)	transgressão	regressão normal	Acima: *downlap* Superfície: *onlap*, *downlap* Abaixo: N/A, truncamento	Baixa diacronicidade
Ravinamento transgressivo	erosiva	variável (onde marinho, granocrescente ascendente)	marinho, granocrescente descendente	regressão normal, transgressão	transgressão	Acima: *onlap* costeiro Superfície: N/A Abaixo: truncamento	Alta diacronicidade

4.3) Tratos de Sistemas

O conceito de tratos de sistemas foi introduzido para definir os sistemas deposicionais (Brown Jr e Fisher, 1977). Os tratos de sistemas são interpretados com base no padrão de deposição, no posicionamento dentro da sequência e nos tipos de superfícies limitantes, e são relacionados com períodos específicos na curva de nível de base. A Figura 4-18 resume as principais características de cada trato de sistemas, descritos em detalhes posteriormente.

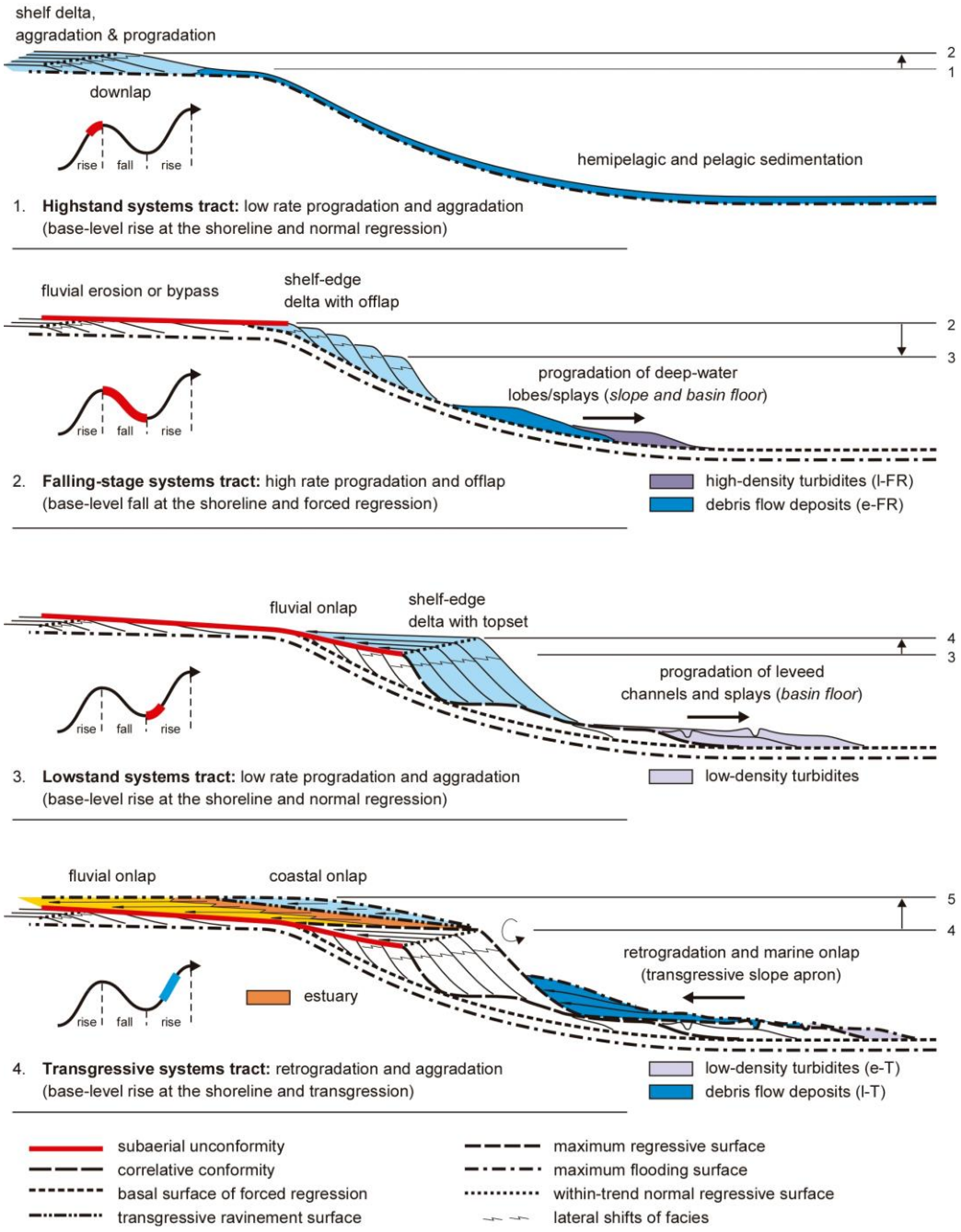


Figura 4-18 – Desenvolvimento de cada trato de sistemas com variações do nível do mar (Catuneanu, 2002).

4.3.1) Trato de Sistemas Transgressivo (*Transgressive System Tract* – TST)

Os depósitos transgressivos se desenvolvem durante a elevação do nível de base e constituem o chamado *Trato de Sistemas Transgressivo* (TST) (Figura 4-16). Este trato é limitado na sua base pela *Superfície de Regressão Máxima* e a *Superfície Transgressiva ou de Ravinamento,* e no seu topo pela Superfície de Inundação Máxima (Figura 4-19).

Os depósitos do TST podem ser totalmente marinhos, de águas rasas, estuarinos ou fluviais, e são representados por uma grande faixa de litologias. Particularmente em pequenas escalas (ciclos de 4º – 6º ordem é possível definir depósitos transgressivos originados na linha de costa, ou próximo a ela, em resposta à subida relativa do nível do mar e migração da linha de costa em direção ao continente (Cattaneo e Steel, 2003). Devido à rápida subida do nível do mar e passagem da linha de costa transgressiva, estes depósitos são comumente muito finos, alcançando poucas dezenas de metros. Existem dois critérios principais para a identificação de depósitos transgressivos (TST):

1) Evidências de um movimento da linha de costa em direção ao continente (Cattaneo e Steel, 2003; Catuneanu, 2006, 2002), resultando em um padrão retrogradacional de acamamento (Figura 4-19).
2) Evidências de fácies com características de ambientes cada vez mais profundos, culminando na formação da *Superfície de Inundação Máxima* (Cattaneo e Steel, 2003).

4.3.1.1) Formação dos Depósitos do Trato de Sistemas Transgressivos

Na Figura 4-19 são observados os padrões de redistribuição sedimentar como resultado do ravinamento e seu retrabalhamento na porção superior da face de praia durante a transgressão. Durante o retrabalhamento e transporte sedimentar, as partículas clásticas produzidas pelo ravinamento, ou disponíveis na face de praia, são depositados como lençóis transgressivos (*transgressive lags*) sobre a superfície de ravinamento (Figura 4-19). Os sedimentos erodidos na porção superior da face de praia são transportados tanto em direção ao mar quanto em direção ao continente. Já os chamados depósitos da fase de cicatrização (*healing-phase deposits*) (Figura 4-19) são relativamente fáceis de serem identificados em linhas sísmicas, pois eles formam um pacote com refletores convexos que se depositam em relação de *onlap* por sobre a última clinoforma costeira regressiva, depositada durante o trato de sistemas anterior (Figura 4-20) (Cattaneo e Steel, 2003; Catuneanu, 2006).

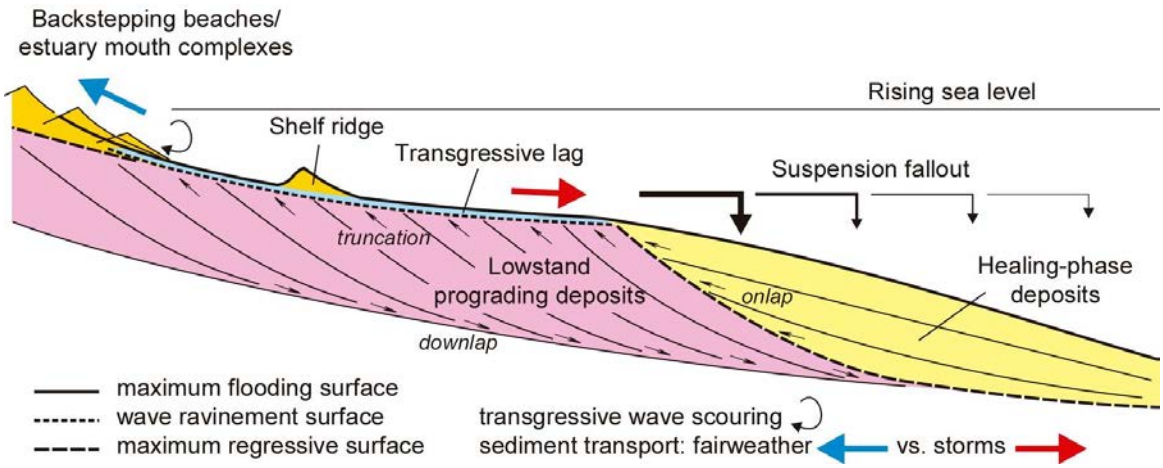


Figura 4-19 – Depósitos costeiros a marinhos num Trato de Sistemas Transgressivos (Catuneanu, 2006).

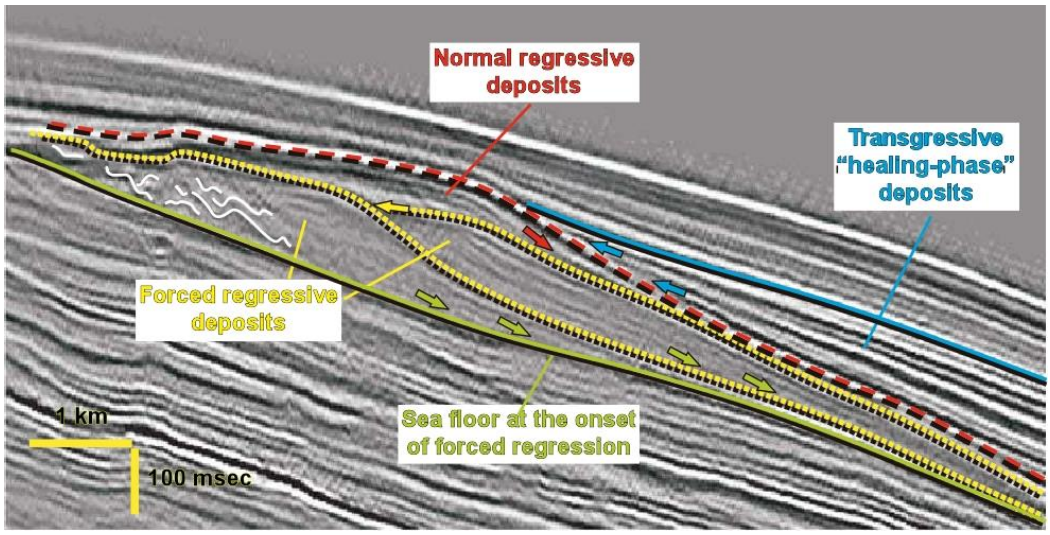


Figura 4-20 – Exemplo de healing-phase em uma linha sísmica (ligeiramente modificado de Catuneanu, 2006).

Os depósitos ou cunhas da fase de cicatrização podem se formar em ambientes de face de praia, de plataforma ou de águas profundas, e cada configuração fornece uma quantidade de acomodação associada a diferentes escalas espaciais. Na escala de face de praia (pequena escala) as cunhas da fase de cicatrização que preenchem as irregularidades produzidas pelas ondas durante a transgressão cobrem a *Superfície de Ravinamento* (Cattaneo e Steel, 2003). Na escala da plataforma (média escala), cunhas da fase de cicatrização recobrem a *Superfície de Regressão Máxima* e estão em relação de *onlap* contra a clinoforma progradante mais jovem. Na escala de bacia (grande escala) as cunhas da fase de cicatrização tendem a suavizar as diferenças nos gradientes da inclinação entre o talude continental e o fundo da bacia, e se depositam em relação de *onlap* contra a *Superfície de Regressão Máxima* no talude continental (Figura 4-21) (Cattaneo e Steel, 2003; Catuneanu, 2006).

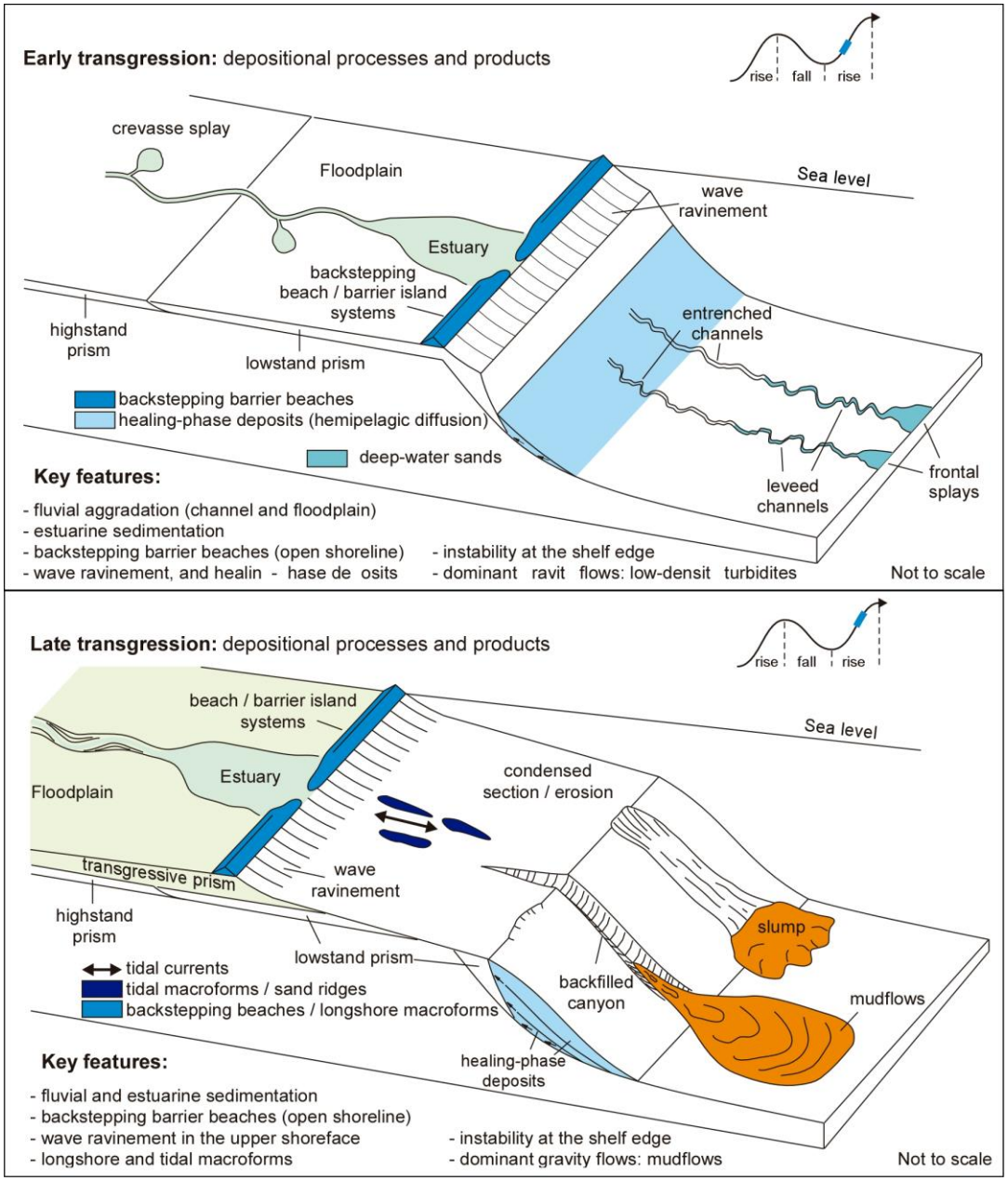


Figura 4-21 – Sistemas deposicionais transgressivos do inicio e fim de uma transgressão (Catuneanu, 2006).

Em escala de bacia, na fase inicial da transgressão, onde a taxa de aporte sedimentar tende a sobrepor a taxa de criação de espaço de acomodação, os processos deposicionais são dominados pela combinação de fluxos gravitacionais e sedimentação por suspensão (Figura 4-21 A). A resultante cunha da fase de cicatrização possui granulometria relativamente grosseira, podendo conter uma significante quantidade de areias. Com o avanço da transgressão, o aporte sedimentar diminui e a acumulação das cunhas da fase de cicatrização continua primariamente por suspensão. Esta porção mais superior da cunha é relativamente constituída por grãos finos (argilas e siltes). O típico perfil

vertical de uma cunhas da fase de cicatrização totalmente desenvolvida é constituído de grãos cada vez mais finos em direção ao topo (Cattaneo e Steel, 2003).

4.3.1.2) Arquitetura dos Depósitos Transgressivos *versus* Aporte Sedimentar

A arquitetura e a distribuição dos sistemas transgressivos estão diretamente relacionadas com a taxa de criação de espaço de acomodação e a taxa de aporte sedimentar. Na Figura 4-22 podemos observar três tipos diferentes de arquitetura relacionados com diferentes intensidade de aporte sedimentar.

1) No caso do modelo "*overstep*", a pequena elevação do nível relativo do mar, associada a baixas taxas de sedimentação (A/S>>1) causa um sucessivo ravinamento da face de praia pelas ondas. Este ravinamento gera uma superfície erosiva que resulta em extensos e delgados depósitos arenosos mais grossos na porção inferior, tendendo a mais finos na porção superior (Figura 4-22A).
2) Quando ocorre altas taxas de sedimentação (A/S≥1), como no caso do modelo "*step up*", os depósitos retrogradacionais se empilham verticalmente formando degraus, onde pequenas superfícies de ravinamento estão em *onlap* sobre a Superfície de Ravinamento principal (Figura 4-22C).
3) Quando a taxa de aporte sedimentar tem valores intermediários (entre os modelos de "overstep" e o "step-up"), a transgressão pode ser conduzida pelo modelo "*expanded*" (Figura 4-22B).

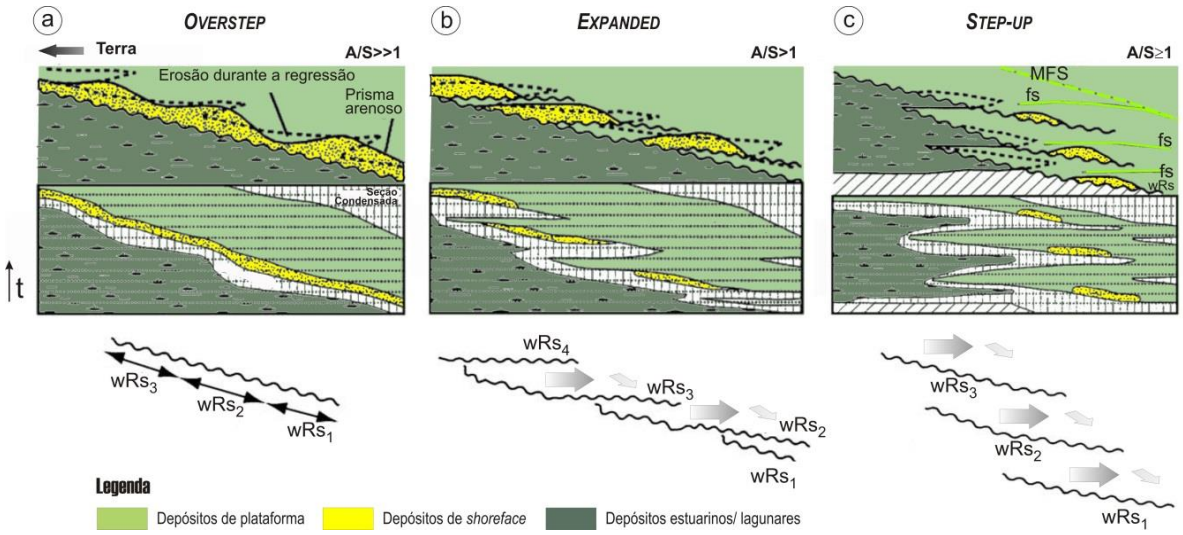


Figura 4-22 – Tipos de arquitetura sedimentar baseada em diferentes intensidades de aporte sedimentar (Cattaneo e Steel, 2003; Hatushika, 2008).

4.3.1.3) Gradiente da Topografia da Base

Outro fator que influencia na deposição ou não deposição sedimentar durante a transgressão marinha, tanto em escala costeira quanto em escala plataformal, é o gradiente topográfico sobre o qual se desenvolve a transgressão. Durante transgressões em topografias com alto gradiente, o movimento da linha de costa em direção ao continente é relativamente lento e o processo de ravinamento na linha de costa tem mais tempo para retrabalhar e redepositar os sedimentos (Figura 4-23). Isso resulta num recuo da face de praia, formação da Superfície de Ravinamento e deposição acima desta superfície de possíveis espessos depósitos transgressivos. Já baixos gradientes resultam na rápida migração da linha de costa em direção ao continente, visto que as áreas de transgressão marinha são mais extensas quando comparadas com topografias de alto gradiente. Com isso os sedimentos são dispersos em maiores distâncias, gerando depósitos transgressivos pouco espessos (Cattaneo e Steel, 2003).

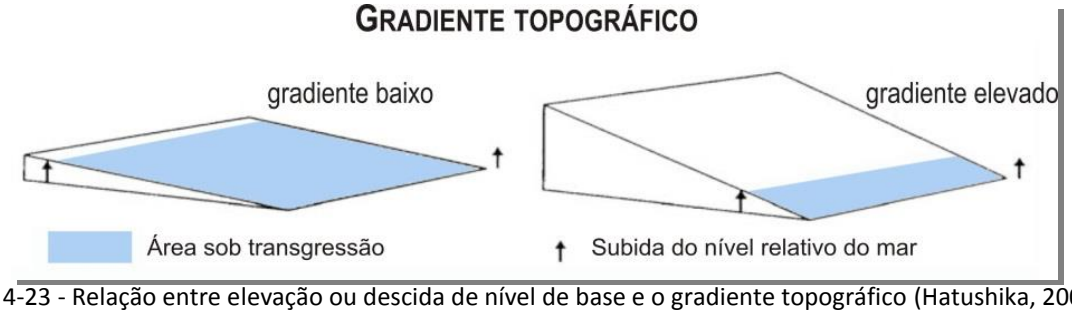


Figura 4-23 - Relação entre elevação ou descida de nível de base e o gradiente topográfico (Hatushika, 2008).

4.3.2) Trato de Sistemas de Mar Alto (*Highstand System Tract* – HSST)

O *Trato de Sistemas de Mar Alto* é formado durante o final da elevação e começo da descida do nível de base, quando a taxa de criação de espaço de acomodação é ultrapassada pela taxa de sedimentação, gerando uma regressão normal da linha de costa (Figura 4-18, Figura 4-24 e Figura 4-25). O HSST é limitado na base pela *Superfície de Inundação Máxima* e no topo pela superfície de descontinuidade subaérea, pela Superfície Basal da Regressão Forçada e pela Superfície Regressiva de Erosão Marinha (Figura 4-25).

Com o aumento do espaço de acomodação pela elevação do nível de base, mesmo com a velocidade de criação de espaço desacelerando, a cunha sedimentar da HSST é geralmente observada em todos os sistemas deposicionais, de fluvial a costeiro, mar raso, e marinho profundo.

Prismas de HSST estão, em geral, distantes da borda da plataforma, desenvolvendo pacotes com agradação e progradação. A estabilidade da borda da plataforma juntamente com a falta de aporte sedimentar na plataforma externa (área do talude superior) resulta na escassez de fluxos gravitacionais nos ambientes de águas profundas durante o período de desenvolvimento do HSST (Figura 4-24). Prismas de HSST tendem a estar sujeitos à incisão fluvial durante o subsequente estágio de descida do nível do mar, assim como a parte frontal da cunha de HSST, que herda o gradiente dos ambientes de face de praia ou delta.

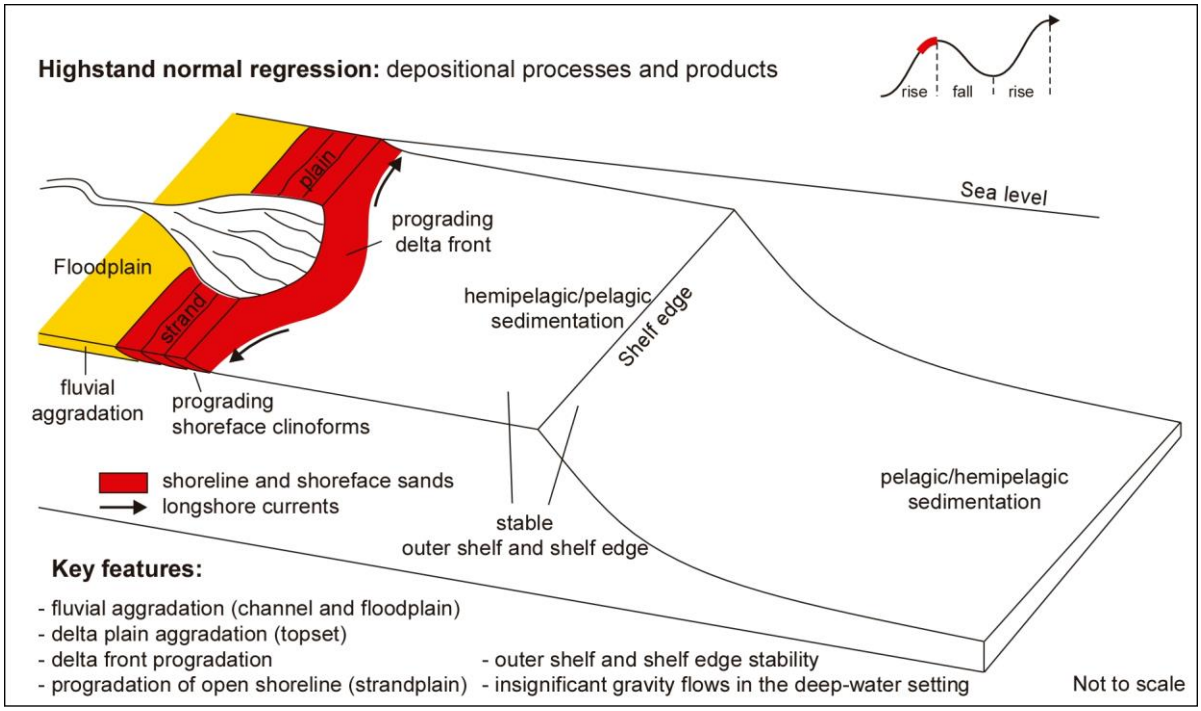


Figura 4-24 – Esquema ilustrativo do desenvolvimento do Trato de Sistemas de Mar Alto (Catuneanu, 2006).

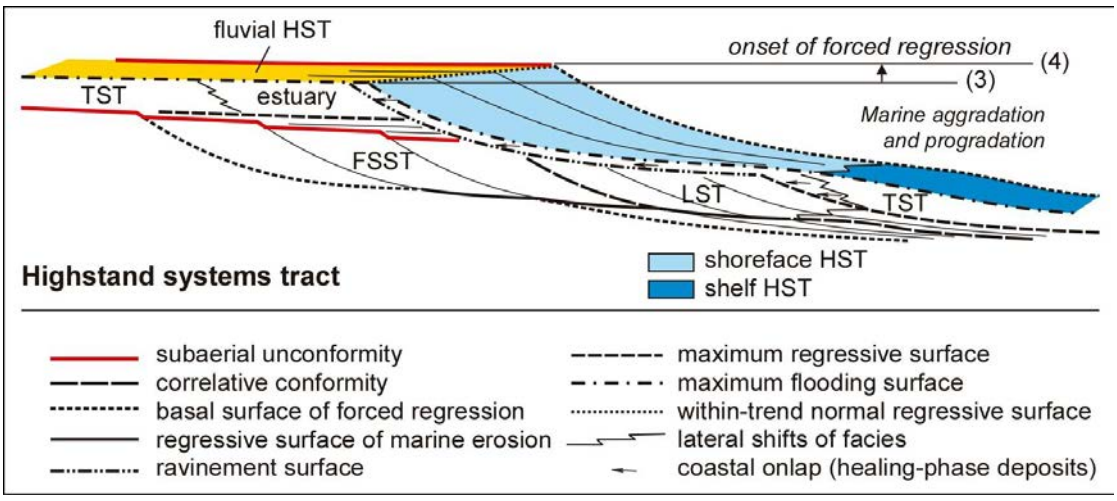


Figura 4-25 – Esquema ilustrativo do desenvolvimento do *Trato de Sistemas de Mar Alto* (HSST) (Catuneanu, 2006).

O relativo aumento da espessura do prisma costeiro durante a deposição do HSST, que resulta em agradação ao longo dos deslocamentos da linha de costa, é acompanhada pela sedimentação fluvial diferencial, com maiores taxas em áreas próximas à linha de costa. Este padrão de sedimentação, o qual envolve progradação e agradação, conduz a uma diminuição do gradiente topográfico e correspondente a uma diminuição do fluxo de energia (Shanley *et al.*, 1992).

A porção marinha rasa do HSST possui um perfil granucrescente relacionado com o deslocamento de fácies, e inclui baixas taxas de progradação e agradação. A arquitetura interna destes depósitos depende, em parte, do padrão de deslocamento da linha de costa, que pode ser contínuo durante todo o estágio ou pode compreender uma alta frequência de pulsos transgressivo-regressivos causados por flutuações nas taxas de sedimentação ou de subida do nível de base. No caso de regressão continua, o HSST desenvolve uma única sucessão de fácies em *downlap* contra a *Superfície de Inundação Máxima.* No caso de um padrão mais complexo de regressão do HSST, é desenvolvida uma sucessão de lobos progradantes, em que os depósitos são direcionados cada vez mais em direção à bacia. O grau de sobreposição vertical dos lobos é mais pronunciado durante a fase inicial do HSST, quando as taxas de elevação do nível de base são maiores (Figura 4-26). Na fase final, o HSST é caracterizado pelo aumento da taxa de regressão da linha de costa como consequência da desaceleração da elevação do nível de base (Figura 4-26). Como resultado, a espessura do pacote que reflete o grau de sobreposição vertical entre os sucessivos lobos progradantes diminui com o tempo. Outra consequência da desaceleração da elevação do nível de base é a progressiva menor criação espaço de acomodação na plataforma, onde os lobos progradantes, que preenchem a acomodação disponível, se tornam menos espessos com o tempo (Figura 4-26).

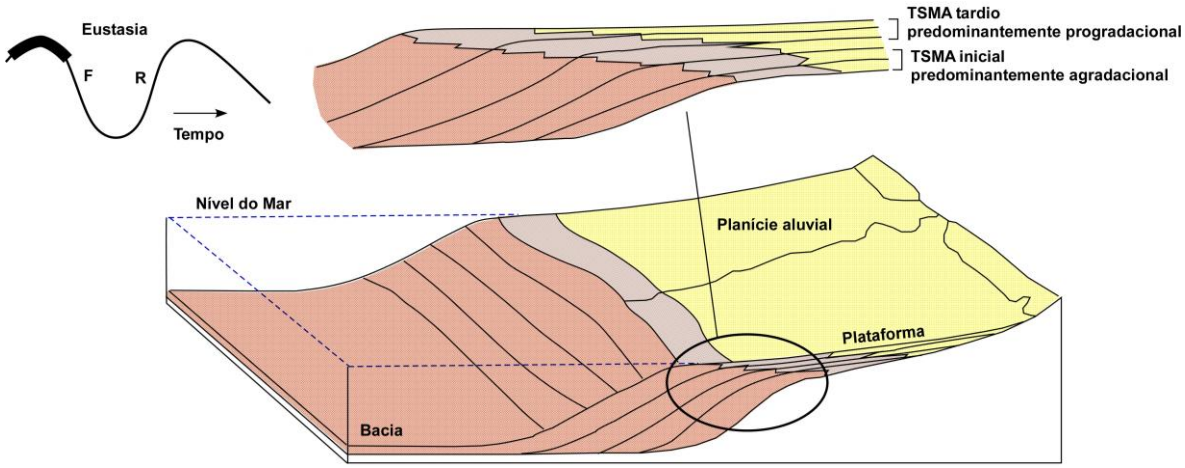


Figura 4-26 – Arquitetura sedimentar do *Trato de Sistemas de Mar Alto* nos diferentes estágios de desenvolvimento (modificado de Posamentier e Vail, 1988).

4.3.3) Trato de Sistemas de Mar Descendente (*Falling Stage System Tract* – FSST)

Os depósitos formados durante as regressões forçadas (Figura 4-27) constituem o chamado Trato de Sistemas de Mar Descendente (*Falling-Stage System Tract* - FSST), distinguido dos demais tratos de sistemas na década de 90, como resultado do trabalho de (Ainsworth, 1994, 1992, 1991). O *Trato de Sistemas de Mar Descendente* é caracterizado por uma progradação em padrão *offlap*, com clinoformas progradacionais oblíquas (Tabela 4.1). Este trato de sistemas se desenvolve entre o *Trato de Sistema de Mar Alto* e o *Trato de Sistema de Mar Baixo*. É limitado no topo pelas superfícies de descontinuidade subaérea e sua conformidade correlativa (*sensu* Hunt e Tucker, 1992) e a Superfície Regressiva de Erosão Marinha (Figura 4-16). Sua base é limitada pela Superfície Basal da Regressão Forçada e sua conformidade correlativa, e pela Superfície Regressiva de Erosão Marinha (Figura 4-16) (Hunt e Tucker, 1992). Contudo, esta individualização dos depósitos de regressão forçada em um trato de sistemas específico tem sido alvo de discussões entre alguns estudiosos. Posamentier *et al.* (1992) e Van Wagoner *et al.* (1988), por exemplo, argumentam que os estratos depositados depois do inicio da queda relativa do nível do mar (FR, chamados, na época, de *shelf-perched shoreface deposits*) seriam incluídos na porção inicial do *Trato de Sistemas de Mar Baixo*. No presente trabalho, os depósitos de regressão forçada são considerados como *Trato de Sistemas de Mar Descendente,* e os limites de sequência são definidos no topo destes tratos de sistemas (*sensu* Hunt e Tucker, 1995, 1992 e Plint e Nummedal, 2000).

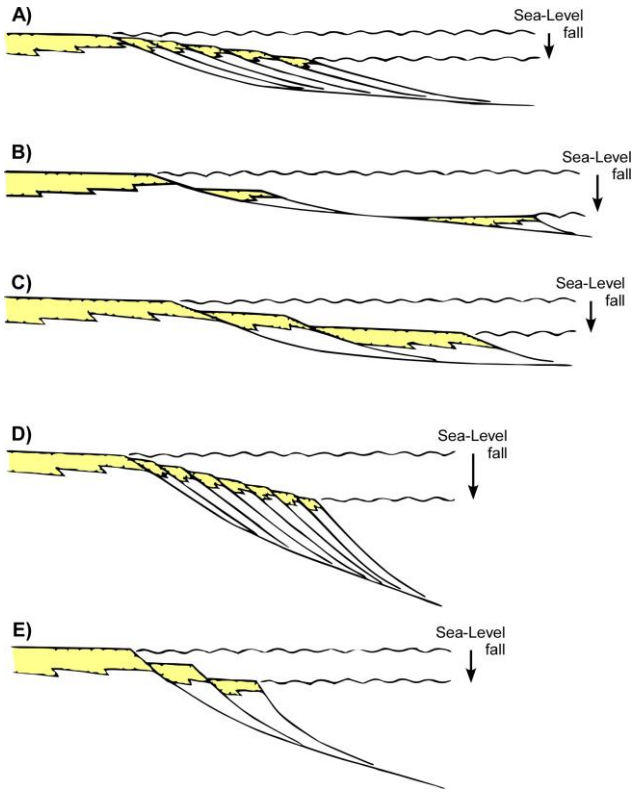


Figura 4-27 – Arquiteturas estratigráficas dos depósitos de regressão forçada. (a) cunhas com topo suave e conectadas formando uma plataforma de baixo ângulo; (b) cunhas em degraus desconectados formando uma plataforma de baixo ângulo; (c) cunhas em degraus conectadas formando uma plataforma de baixo ângulo; (d) cunhas com topo suave e conectadas formando uma plataforma de alto ângulo; (e) cunhas em degrau conectadas formando uma plataforma em alto ângulo (Posamentier e Morris, 2000).

A descida do nível de base, responsável pela formação do FSST, ocorre em pulsos, o que estimula a construção de uma sucessão de cunhas em degrau (Figura 4-27 e Figura 4-28). A cada pulso de descida de nível de base ocorre uma maior exposição subaérea e consequentemente uma maior erosão da porção superior destas cunhas, resultando num aplainamento do topo dos depósitos de regressão forçada (Figura 4-16). Dependendo do gradiente de deposição do perfil, da taxa de aporte sedimentar, e da taxa de queda do nível de base os padrões arquiteturais das cunhas de regressão forcada podem ou não estar interligados resultando em diferentes perfis topográficos da plataforma (Figura 4-27).

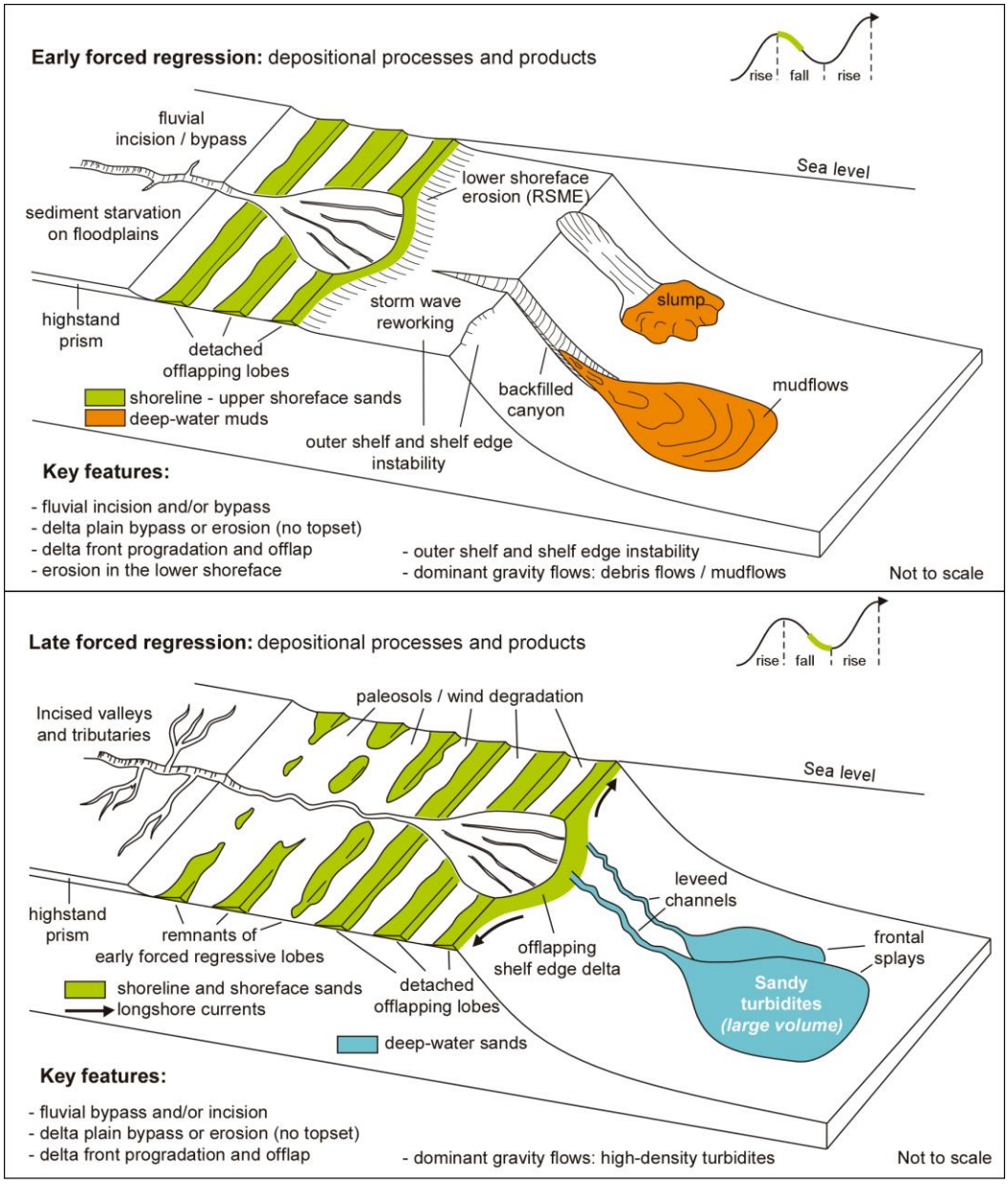


Figura 4-28 – Esquema ilustrativo do desenvolvimento do sistema de regressão forçada (Catuneanu, 2006).

Ainda como resultado da descida do nível de base, e a consequente formação de prismas de regressão forçada, ocorre o desenvolvimento de diferentes sistemas ambientais: (1) incisão de rios (Figura 4-29); (2) deslocamento das fácies da linha de costa e face de praia (Figura 4-28); (3) redeposição sedimentar em ambientes de água profunda (Figura 4-28). Quando a linha de costa se desloca em direção ao oceano, devido à descida do nível de base, a desembocadura do rio acompanha este deslocamento e erode toda a plataforma. A incisão fluvial ocorre quando o nível do mar se encontra abaixo do nível do perfil do rio (Figura 4-29). Quando a desembocadura do rio chega próximo à quebra da plataforma começam a se desenvolver leques submarinos de água profunda.

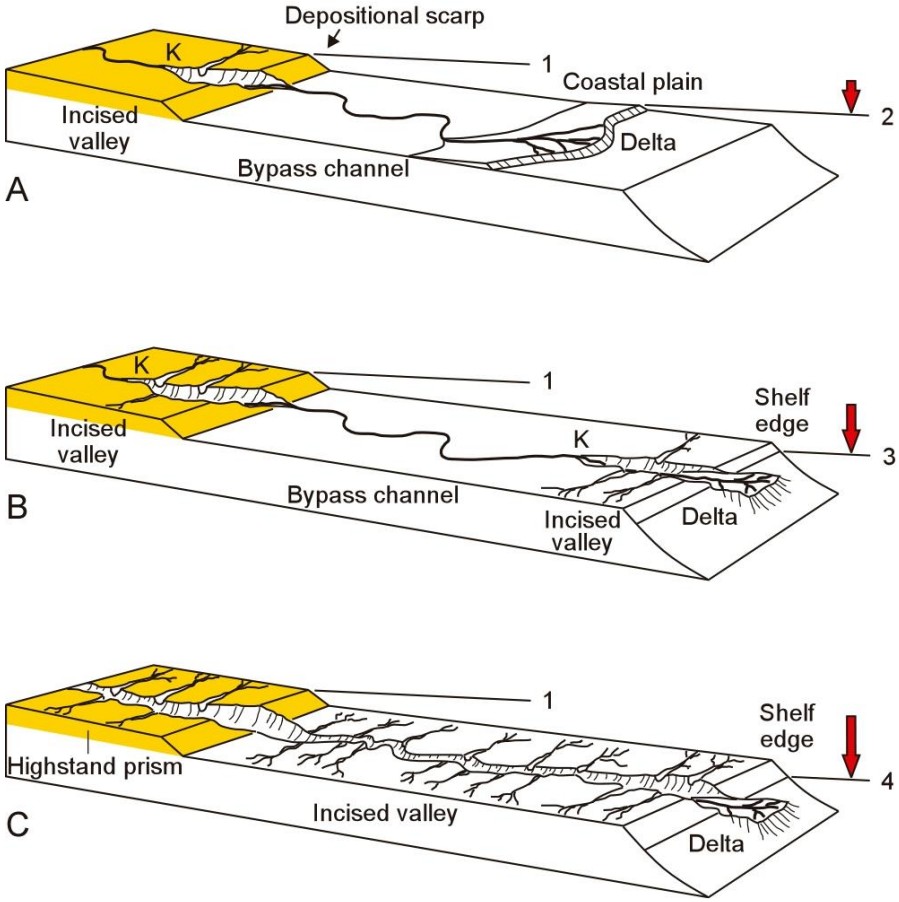


Figura 4-29 – Esquema ilustrativo do desenvolvimento de sistema de incisão fluvial com a descida de nível de mar (Catuneanu, 2006).

4.3.4) Trato de Sistemas de Mar Baixo (*Lowstand System Tract* - LSST)

O Trato de Sistemas de Mar Baixo (Lowstand System Tract – LSST) é definido como depósitos de regressão normal acumulados durante o começo da elevação do nível de base (*sensu* Hunt e

Tucker, 1992). Estes depósitos são limitados na base pela superfície de Descontinuidade Subaérea e sua conformidade correlativa e a Superfície Regressiva de Erosão Marinha, e são limitados no topo pela Superfície de Regressão Máxima (Figura 4-30).

O LSST começa a ser desenvolvido logo após a formação do *Trato de Sistemas de Mar Descendente* (FSST), no final da descida da curva de nível relativo de mar, quando grande parte da plataforma continental fica exposta. Neste período são formados os depósitos na borda de plataforma que fazem parte dos depósitos do LSST (Figura 4-31). Com o início da elevação do nível de base, a agradação dos estratos fluviais começa pela borda da plataforma e vai se dirigindo em direção ao continente, desenvolvendo *onlaps* contra a descontinuidade subaérea (Figura 4-31). Estes depósitos derivados da elevação do nível de base formam um prisma em forma de cunha que se adelgaça em direção ao continente e se espessa com o tempo, garantindo que as agradações passem a ser cada vez mais importantes em relação às progradações (Figura 4-32).

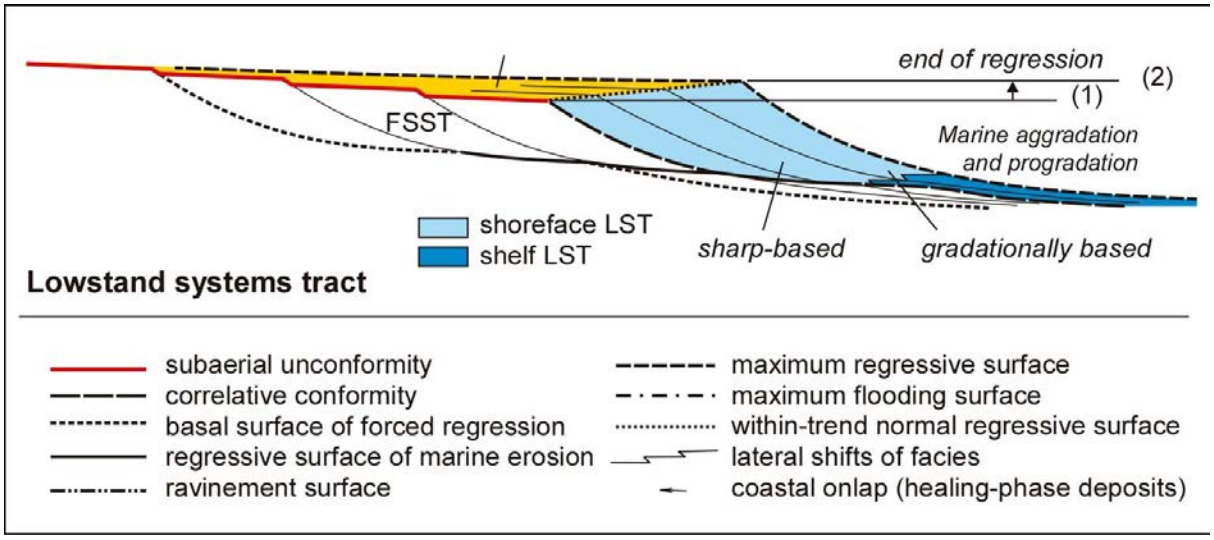


Figura 4-30 - Detalhes do desenvolvimento do trato de sistemas de mar baixo (LSST) (Catuneanu, 2006).

A extensão deste prisma do LSST depende de vários fatores: duração do estágio de mar baixo, da quantidade de aporte sedimentar, da taxa de agradação costeira e do gradiente topográfico. Uma topografia plana com altas taxas de aporte sedimentar induz uma agradação em larga escala, enquanto que topografias inclinadas com baixo aporte sedimentar restringem a área de agradação (Blum e Törnqvist, 2000).

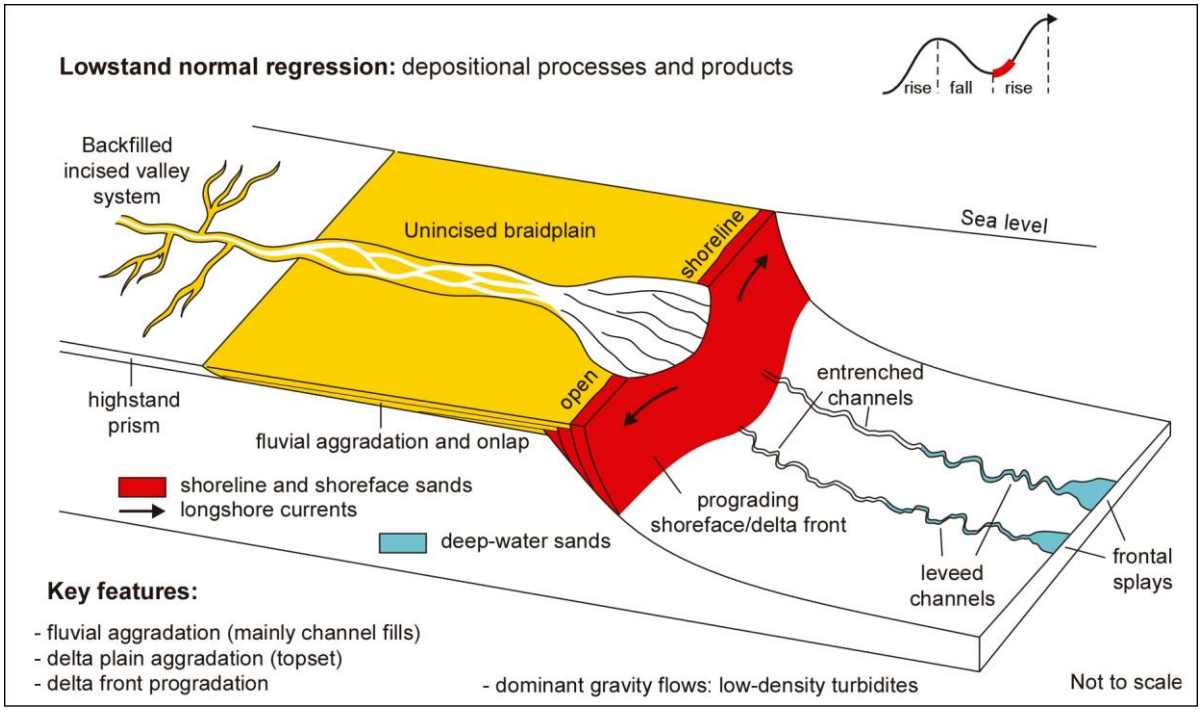


Figura 4-31 – Esquema ilustrativo do desenvolvimento de um *Trato de Sistema de Mar Baixo* (LSST) (Catuneanu, 2006).

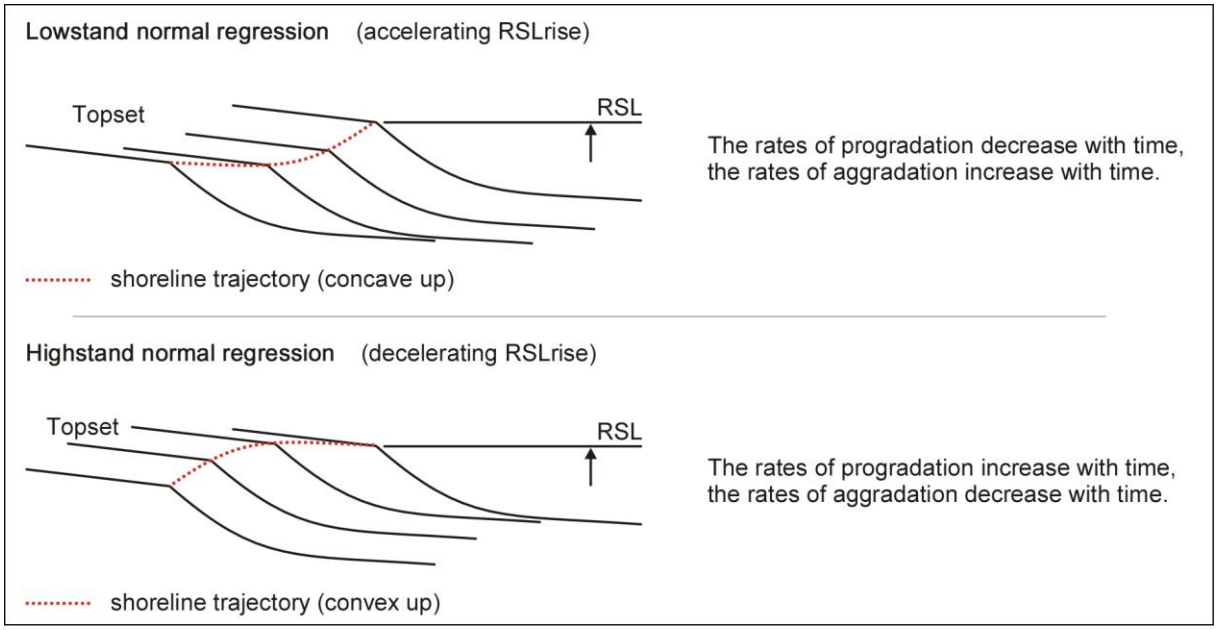


Figura 4-32 – Diferenças na evolução dos padrões de desenvolvimento progradacional entre os *Trato de Sistema de Mar Baixo* e o *Trato de Sistema de Mar Alto* (Catuneanu *et al.*, 2011).

Movimentos de Massa durante o desenvolvimento do LSST

A agradação costeira durante a regressão normal do LSST faz com que haja uma diminuição nos gradientes da porção inferior dos sistemas fluviais induzindo uma diminuição da energia do fluxo. Devido a esta diminuição do fluxo fluvial ocorre a diminuição no tamanho do grão conduzido pelos fluxos gravitacionais para águas profundas durante o estágio de LSST. Esta diminuição do grão transportado gera correntes turbidídicas de baixa densidade, em contraste com as correntes de alta densidade relacionadas à regressão forçada. As correntes de baixa densidade possuem alta energia e pouco sedimento por isso elas geram canais escavados que alcançam grandes distâncias (Figura 4-31).

4.4) Hierarquia em Estratigrafia de Sequências

O conceito de hierarquia se refere à classificação das sequências baseado em suas escalas e significados estratigráficos (Catuneanu *et al.*, 2011) (Figura 4-33). Na Figura 4-33 está representado um esquema em pirâmide representando a hierarquização: a primeira ordem é a mais importante e representa as sequências de maior ordem (*high order*) e de mais baixa frequência que as sequências de ciclicidade de menor ordem.

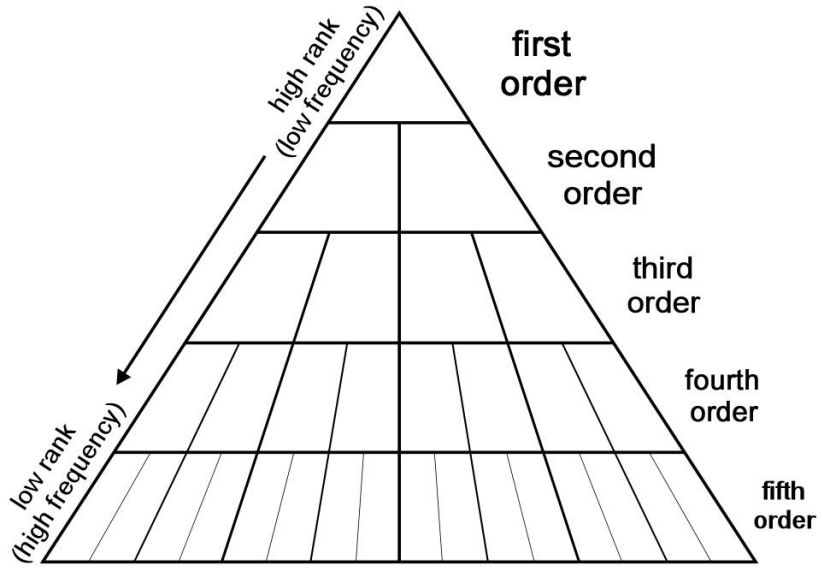


Figura 4-33 – Diagrama que representa o conceito de hierarquia na estratigrafia de sequências. As ordens maiores representam sequências mais importantes mas de menor frequências, enquanto as sequências de ordens menores são de maior frequência (Catuneanu *et al.*, 2011).

É importante ressaltar que sequências de ordem maior são normalmente subdivisíveis em várias sequências de ordem menor. Logo, uma visão geral da arquitetura estratigráfica que descreva a tendência deposicional como um todo, é normalmente complicada (Catuneanu, 2006). A hierarquia entre sequências passa a ser importante a partir do momento que as interpretações entre as sequências e superfícies das sequências de maiores ordens passam a se confundir com sequências de menor ordem que as compõem (Catuneanu, 2006), como no exemplo da Figura 4-34.

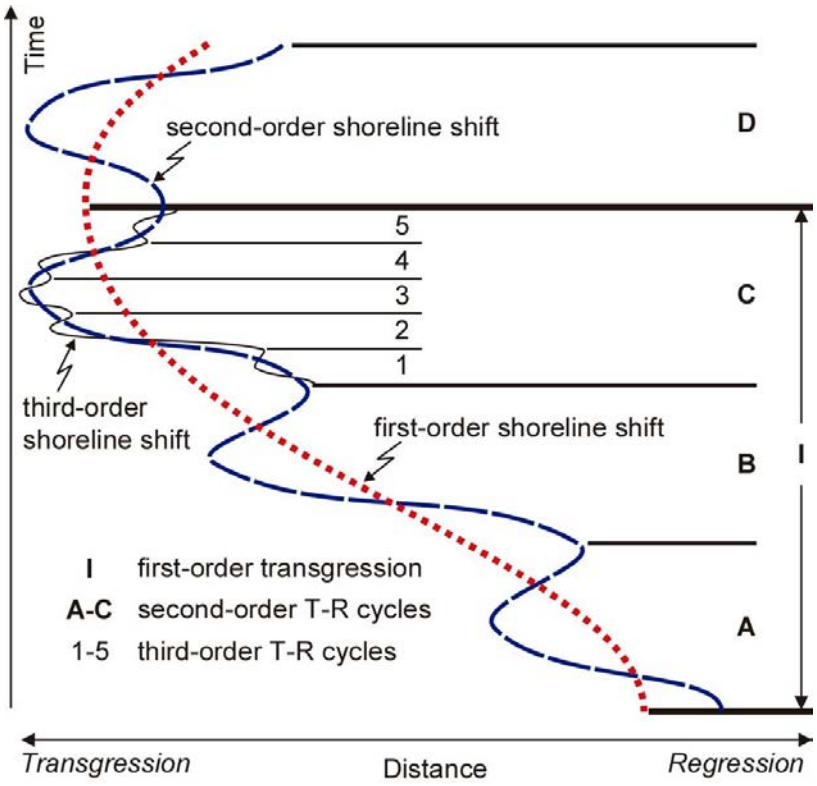


Figura 4-34 – Exemplo da sobreposição de padrões de trajetória de linha de costa de diferente ordens de ciclicidade. A menor ordem de ciclicidade (3ª ordem neste exemplo) reflete o verdadeiro deslocamento da linha de costa. As ordens maiores de ciclicidade refletem tendências gerais de deslocamento (Catuneanu, 2006).

Dois sistemas hierárquicos são utilizados atualmente: (1) baseado na frequência dos limites de sequência (duração do ciclo) (e.g. Mitchum e Van Wagoner, 1991; Vail *et al.*, 1977) e, (2) baseado na magnitude das variações do nível de base que formam os limites de sequência (independente da duração do ciclo) (Catuneanu, 2006).

4.4.1) Hierarquia Baseada na Duração do Ciclo

O sistema de hierarquia baseado na duração do ciclo (Mitchum e Van Wagoner, 1991; Vail *et al.*, 1977) enfatiza a eustasia como principal força controladora da ciclicidade estratigráfica, que, por sua vez, é controlada por tectonismo e forças orbitais (Tabela 4.4). O sistema hierárquico baseado na duração do ciclo é fundamentado no pressuposto de que os controles sobre a ciclicidade em especificas ordens hierárquicas são previsíveis, repetitivas e invariáveis ao longo do tempo (Catuneanu, 2006).

Como a eustasia é um fenômeno global, as sequências de diferentes ordens hierárquicas deveriam ter um sincronismo mundial, ou seja, um único gráfico de ciclicidade ('*global-cycle chart*' de Haq *et al.*, 1987) poderia descrever a ciclicidade estratigráfica observada em qualquer bacia do mundo (Catuneanu, 2006). Contudo, as bacias são submetidas, além da variação eustática, a tectonismos de escalas regionais a continentais, resultando na formação de arquiteturas estratigráficas dessincronizadas ao redor do mundo, o que limitaria a utilização do sistema hierárquico baseado na duração do ciclo.

Tabela 4.4 – Sistema hierárquico baseado na duração dos ciclos estratigráficos (baseado em Miall, 2010).

Tipo de sequência	Duração (my)	Terminologia
A) Ciclo global de supercontinente;	200-400	Ciclo de 1ª ordem (Vail *et al.*, 1977)
B) Ciclos gerados por processos termais do manto em escala continental e cinemática de placas;	10-100	Ciclo de 2ª ordem (Vail *et al.*, 1977) Superciclo (Vail *et al.*, 1977) Sequência (Sloss, 1962)
C) Ciclos locais ou regionais de movimentos do embasamento causados por cinemática regional de placas;	0.01-10	Ciclo de 3ª a 5ª ordem (Vail *et al.*, 1977)
D) Ciclos globais gerados por forças orbitais.	0.01-2	Ciclo de 4ª e 5ª ordem (Vail *et al.*, 1977), Ciclos de Milankovitch

4.4.2) Hierarquia Baseada na Magnitude das Variações do Nível de Base

A hierarquia baseada na magnitude das variações do nível de base, que resulta na formação dos limites das sequências, fornece uma classificação em que a ordem da sequência depende de atributos físicos das superfícies limitantes e é independente da duração do ciclo (Embry, 1995 apud Catuneanu, 2006; Figura 4-35). As classes estabelecidas são ordenadas de acordo com a quantidade

relativa das variações de nível de base, quanto maior a variação de nível de base, maior a ordem hierárquica.

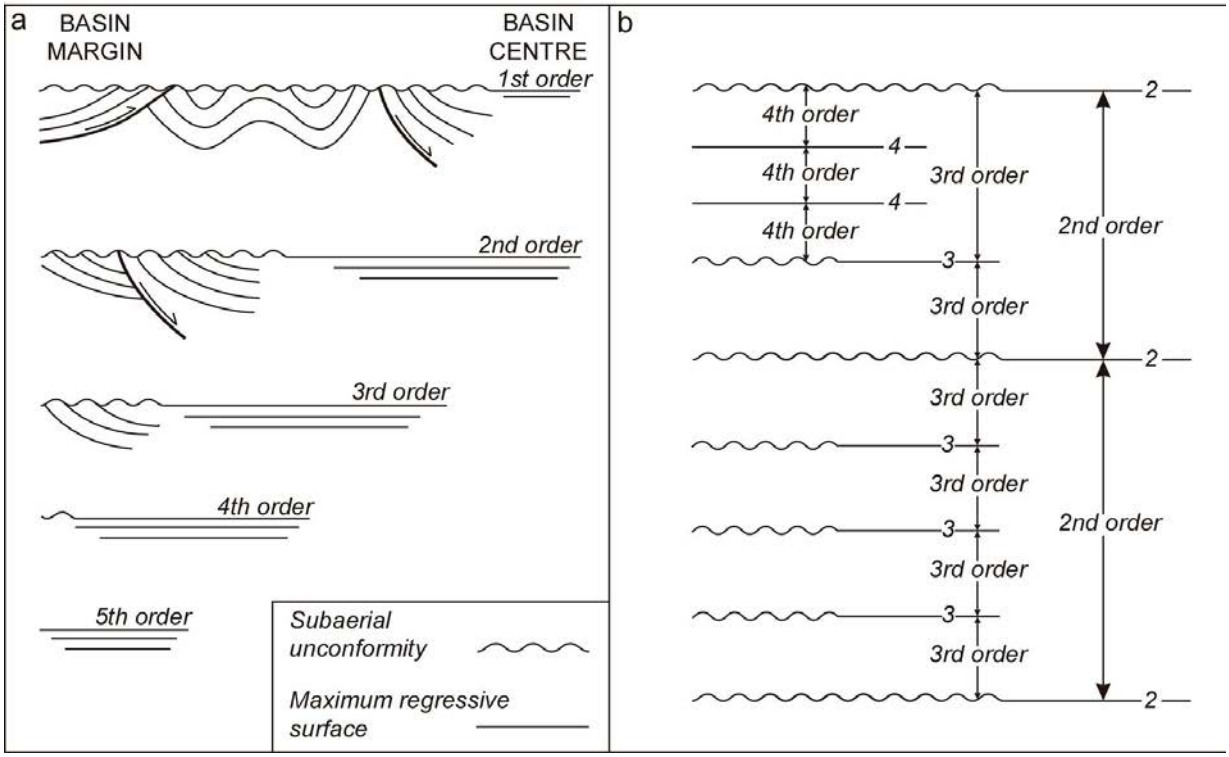


Figura 4-35 – Hierarquia baseada na magnitude das variações do nível de base que resultam na formação de superfícies limitantes: (A) Esquema com as cinco ordens de limites de sequência; (B) Princípios da determinação da ordem das sequências (modificado de Embry, 1993).

Capítulo 5

Modelagem Estratigráfica de Plataforma Continental Siliciclástica de Margem Passiva

A modelagem estratigráfica tem como objetivo a simulação geométrica e de fácies das unidades sedimentares em uma escala de dezenas a centenas de quilômetros e em uma escala de tempo de milhares a milhões de anos (Granjeon e Joseph, 1999; Granjeon e Wolf, 2007; Granjeon, 2009, 1997). A arquitetura estratigráfica de uma bacia sedimentar é controlada pelo transporte de sedimentos, mas também pelo espaço de acomodação e o aporte sedimentar (Figura 5-1). A criação ou redução de espaço de acomodação e a sedimentação são os principais componentes da evolução estratigráfica.

O espaço de acomodação é definido pela composição entre movimentações verticais do embasamento (subsidência ou soerguimento) e a variação do nível do mar. A mesma estratigrafia pode ser produzida por diferentes combinações, por exemplo, o mesmo espaço de acomodação pode ter sido criado pela subsidência de uma bacia ou pela elevação do nível do mar, resultando na mesma estratigrafia aparente com historias evolutivas e processos causadores completamente diferentes. Modelos avançados fornecem a possibilidade de testes de uma serie de cenários de possíveis historias evolutivas da bacia.

Para a realização da modelagem estratigráfica foi utilizado o programa *Dionisos*, desenvolvido pelo Dr. Didier Granjeon do *IFP Energies Nouvelles* (Paris - França), capaz de realizar simulações de avançados modelos estratigráficos 3D. A partir dos dados de entrada na simulação (topografia inicial, subsidência, curva de variação do nível do mar, compactação, erosão, transporte de sedimentos, etc.) o programa *Dionisos* modeliza o preenchimento da bacia e o comportamento das unidades sedimentares levando em consideração três parâmetros principais:

- espaço de acomodação, que corresponde ao espaço criado pelos movimentos tectônicos e eustáticos para acumulação de sedimentos;

- aporte sedimentar, que pode ser oriunda de uma fonte externa ao ambiente modelizado ou da erosão de depósitos previamente depositados;

- transporte de sedimentos no domínio continental e marinho, baseado em equações de difusão.

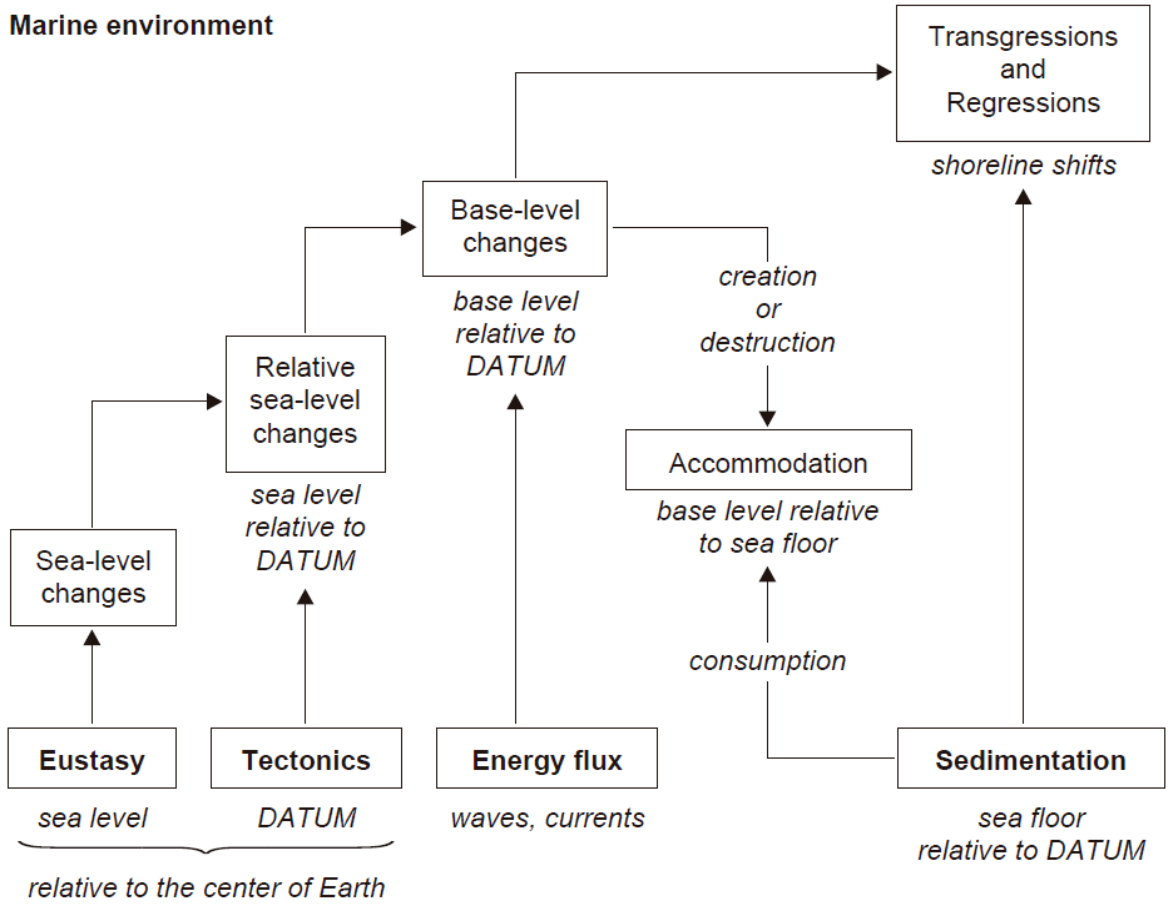


Figura 5-1 – Fatores considerados numa simulação estratigráfica e suas respectivas respostas (Catuneanu, 2006).

5.1) Criação e Destruição de Espaço de Acomodação

O espaço de acomodação corresponde ao espaço potencial disponível para a acumulação de sedimentos. Este parâmetro é controlado por (1) tectonismo, que cria subsidência ou soerguimento da bacia; (2) eustatismo, que são as variações absolutas/globais do nível do mar (ver capítulo de *Variações Climáticas e Eustáticas no Cenozóico*).

Para a quantificação do espaço de acomodação criado para a sedimentação em uma bacia é necessário o entendimento do conceito de nível de base, explicado em mais detalhes no capítulo *Estratigrafia de Sequências*. Nível de base é usualmente definido como a superfície imaginária onde abaixo dele existe erosão e acima deposição (Barrel, 1917). Contudo, para cálculos de criação de espaço de acomodação, o nível de base é considerado a superfície do nível de mar local. O espaço de acomodação disponível é considerado, então, como a distância que separa o embasamento estratigráfico da superfície de nível de mar, sendo o embasamento correspondente ao horizonte isócrono que marca a base da formação sedimentar estudada.

O espaço de acomodação pode ser calculado de duas maneiras diferentes: a partir da sua origem física, como o resultado dos movimentos eustáticos e de subsidência ou; simplesmente pelo resultado destes fatores nos registros geológicos, como a soma entre a espessura de sedimentos e a batimetria local (Granjeon, 1997)(Figura 5-2).

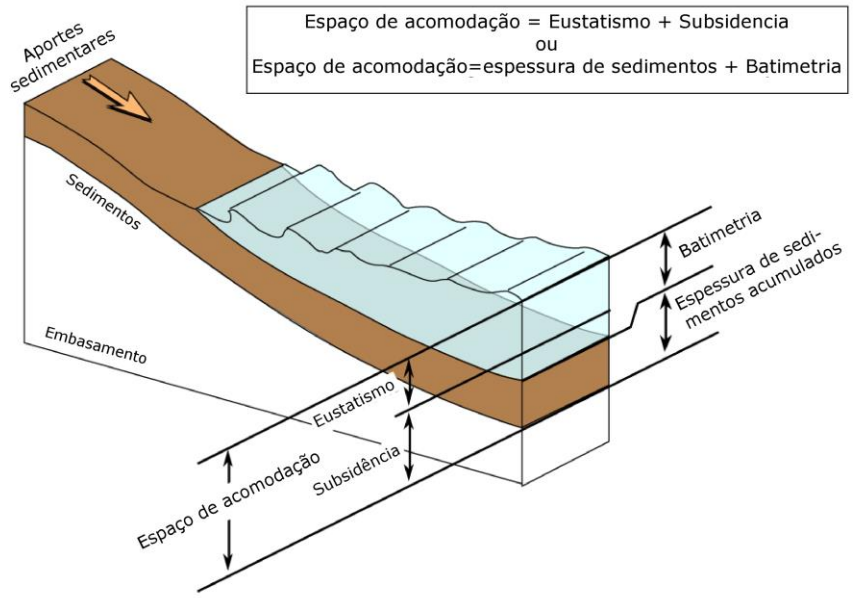


Figura 5-2 – Duas relações diferentes para estipular o espaço de acomodação: eustatismo + subsidência e espessura de sedimentos + batimetria (modificado de Granjeon, 1997).

5.1.1) Eustatismo e Subsidência

A variações eustáticas, juntamente com as variações de subsidência, são responsáveis pela criação ou destruição de espaço de acomodação. A subsidência é gerada por movimentos verticais do embasamento e pode ser de três tipos: subsidência térmica, por sobrecarga e flexural.

O eustatismo e a variação do fundo marinho (subsidência ou soerguimento) são responsáveis pela chamada variação relativa do nível do mar que é diretamente relacionada ao criação/destruição de espaço de acomodação (melhor explicado no capítulo *Estratigrafia de Sequências*). As variações eustáticas e relativas do nível do mar são mais bem explicadas no capítulo *Variações Climáticas e Eustáticas no Cenozóico*.

5.1.2) Compactação

A eustasia e a subsidência, descritas acima, geram ou destroem espaço de acomodação disponível para sedimentos. A compactação modifica a batimetria dos sedimentos já depositados diminuindo progressivamente a sua espessura (Figura 5-3).

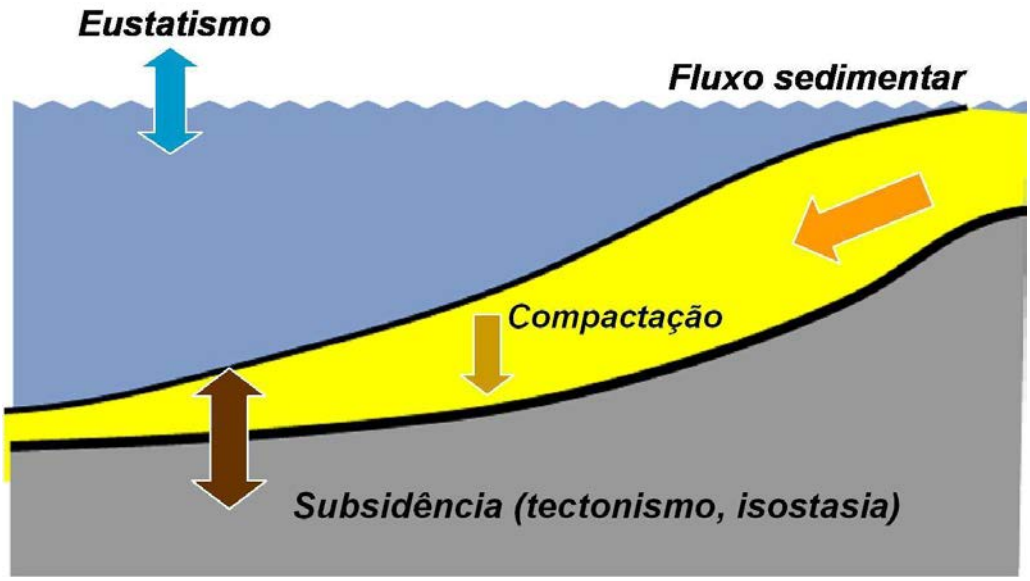


Figura 5-3 - Esquema simplificado dos parâmetros que controlam o registro sedimentar de um margem passiva (levemente modificado de Homewood *et al.*, 2003).

A compactação é definida como a mudança nas dimensões de um volume de sedimento como resultado da sobrecarga (Allen e Allen, 2005). A compactação ocorre devido ao progressivo soterramento sedimentar pelas camadas subsequentemente depositadas gerando inúmeras mudanças físicas e químicas como: diminuição da porosidade, aumento da densidade e diminuição da espessura da camada soterrada. Outros tipos de processos também podem ocorrer, como: dissolução ou precipitação de elementos químicos, cimentação, etc.

De acordo com Allen e Allen (2005) a compactação e a perda de porosidade são afetadas por três conjuntos de processos inter-relacionados: (1) Compactação mecânica, que é rearranjamento mecânico e compressão dos grãos em resposta a sobrecarga; (2) compactação físico-química que ocorre devido a processos como a pressão da solução, particularmente importante em carbonatos; (3) cimentação, que envolve o preenchimento do espaço do poro pela precipitação química durante o soterramento.

Durante o soterramento, e consequente compactação, ocorre a grande redução no volume dos poros e também uma pequena redução no volume sólido da rocha devido à compressão, em contrapartida a cimentação aumenta o volume de sólidos e diminui ainda mais o volume dos poros. A espessura sedimentar de uma camada soterrada é, então, o resultado de variações cumulativas no volume rocha (solido + poros) através do tempo.

Na simulação estratigráfica a compactação é diretamente relacionada à perda de porosidade, principal fator que gera a diminuição de espessura das camadas pela expulsão dos líquidos dos poros.

A descompactação das camadas sedimentares nos permite obter a espessura original da camada no momento em que ela foi formada. Para a realização da descompactação é necessária à variação da porosidade com a profundidade (Figura 5-4) que pode ser obtida através de perfis sônicos ou através da litologia do sedimento. A relação exponencial entre a porosidade e a profundidade, obtida através de inúmeras análises de perfis sônicos, é dada pela formula $\phi = \phi_0 e^{-cy}$ onde ϕ é a porosidade em cada profundidade y, ϕ_0 é a porosidade original na superfície e c é o coeficiente que depende da litologia. (Allen e Allen, 2005). O gráfico abaixo (Figura 5-4) mostra como a porosidade nas litologias mais frequentes se comportam com a profundidade.

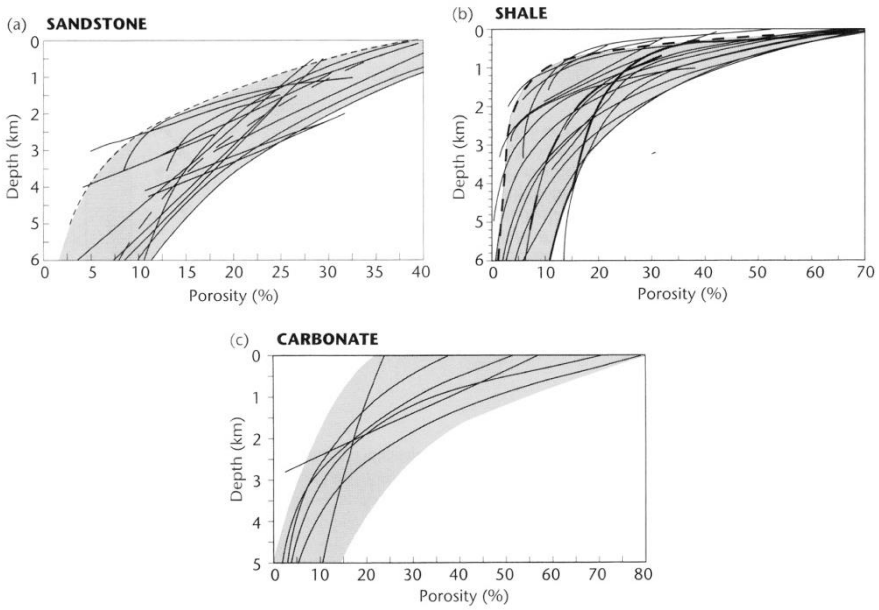


Figura 5-4 – Gráficos de variação de porosidade com a profundidade em três tipos de sedimentos diferentes (Allen e Allen, 2005).

5.2) O Aporte sedimentar

As rochas sedimentares são classicamente divididas em dois grupos de acordo com a litologia: siliciclásticos e os sedimentos de origem química como os carbonatos e os evaporitos. Neste trabalho serão discutidos somente os sedimentos siliciclásticos.

Os sedimentos siliciclásticos são compostos essencialmente por areias, formadas por grãos de sílica e de diâmetro médio na ordem de 0.1 a 1 mm, e por argilas, constituídas por minerais de silico-alumínio como a ilita, a clorita ou a caolinita. Eles são resultados de erosões continentais e são transportados das áreas deltaicas e marinhas pela ação de rios.

Os sedimentos após destacados da rocha fonte são remobilizados através de agentes de transporte como a água ou o vento. Na simulação estratigráfica são considerados somente os agentes aquáticos e, por isso, a produção sedimentar (Y em t/km^2 ano) é definida como total da descarga de sedimentos medidos na boca do rio, dividido pela área resultando nos valores do fluxo de massa (Allen e Allen, 2005).

Muitos estudos são realizados para quantificar a produção sedimentar, como a estimativa da taxa de preenchimento sedimentar em lagos e reservatórios artificias, ou pelo cálculo do volume sedimentar datado em depocentros *offshore*, como é o caso do presente trabalho. Além de medições

diretas, outros parâmetros físicos podem ser quantificados e relacionados com a produção sedimentar, como: o comprimento do curso d'água principal, a área e a altitude media da área fonte, o fluxo d'água e de sedimento na desembocadura do rio e/ou a pluviosidade media. As tentativas de correlação entre estes parâmetros permitiu a elaboração de fórmulas empíricas que relacionam o fluxo sedimentar anual com parâmetros físicos como a área da bacia de drenagem e ao fluxo d'água anual (Milliman e Meade, 1983) ou a altitude média da área fonte (Milliman e Syvitski, 1992).

Compilações mais atuais foram realizadas pelo Dr. Didier Granjeon (obtidas através de comunicação pessoal) resultando em uma serie de relações que podem ser utilizadas para estimar o aporte sedimentar. Alguns parâmetros e suas relações com a produção sedimentar estão descritos abaixo:

- Área da bacia de drenagem (A em km^2) – a área de uma bacia de drenagem é considerada a área total entre a fonte e o destino do sedimento, desde as montanhas onde nascem os rios até bacias sedimentares *offshore*. Foram realizadas tentativas de relacionar diretamente a produção sedimentar e a área da bacia de drenagem através de compilações de dados de inúmeros rios (compilação realizadas pelo Dr. Didier Granjeon e obtidas por comunicação pessoal). Como pode se observar na compilação do gráfico da Figura 5-5 não é possível verificar uma relação muito clara entre estes dois parâmetros.

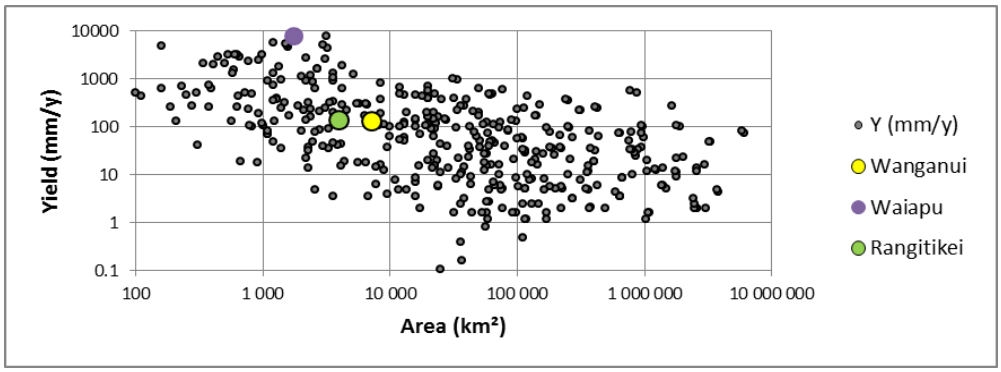


Figura 5-5 – Gráfico de produção sedimentar X área de drenagem baseada na compilação de dados realizada por Didier Granjeon.

- Descarga sedimentar (Qs em km^3/my) – Através da compilação de informações realizadas pelo Dr. Didier Granjeon (obtidas por comunicação pessoal) sobre a descarga sedimentar, descarga

d'água e inclinação da bacia de vários rios ao redor do mundo, foi possível relacionar estes parâmetros e traçar algumas curvas de tendência de acordo com a área da bacia de drenagem (Figura 5-6).

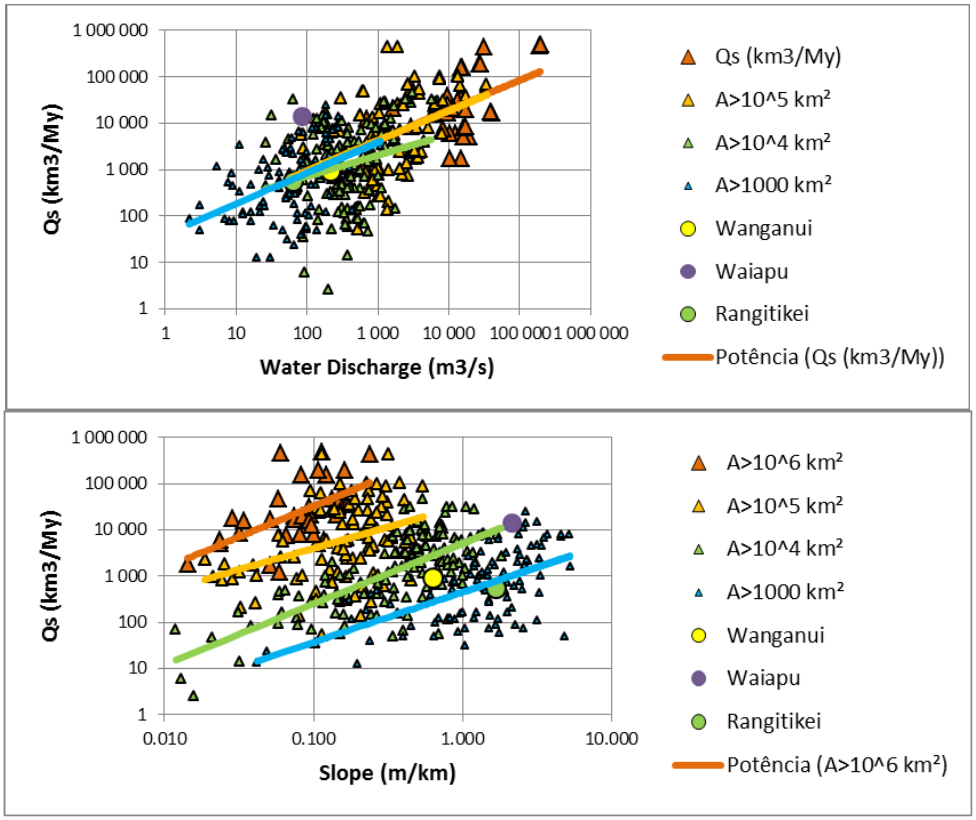


Figura 5-6 - Gráfico de descarga sedimentar (Qs) X descarga d'água (*water discharge*), e descarga sedimentar (Qs) X inclinação do fundo (*slope*), baseados na compilação de dados realizada por Didier Granjeon. *"A"* representa a área da bacia de drenagem.

- <u>*Run-off*</u> – é o fluxo do ciclo hidrológico que conecta os reservatórios continentais e marinhos. A diferença entre os fluxos continentais e atmosféricos, onde a precipitação excede a evaporação nas áreas continentais, é compensada pelo fluxo *run-off* dos reservatórios continentais para os oceânicos (Allen e Allen, 2005).

$$P = E + T + \Delta S + \Delta G + R$$

Onde P é a precipitação, E a evaporação, T a transpiração, ΔS a variação da estocagem de água no solo, ΔG é a variação da estocagem de águas subterrâneas, e R é o run off.

A importância de cada um destes parâmetros depende do clima, da topografia e da configuração geológica.

- Descarga d'água (Qw em m^3/s) - este parâmetro é diretamente relacionado com o tamanho da área da bacia de drenagem (A), como observado no gráfico da compilação de dados de área de drenagem X descarga sedimentar (Figura 5-7). Este gráfico ainda correlaciona estes dois parâmetros a altas ou baixas altitudes (linhas verdes no gráfico da Figura 5-7).

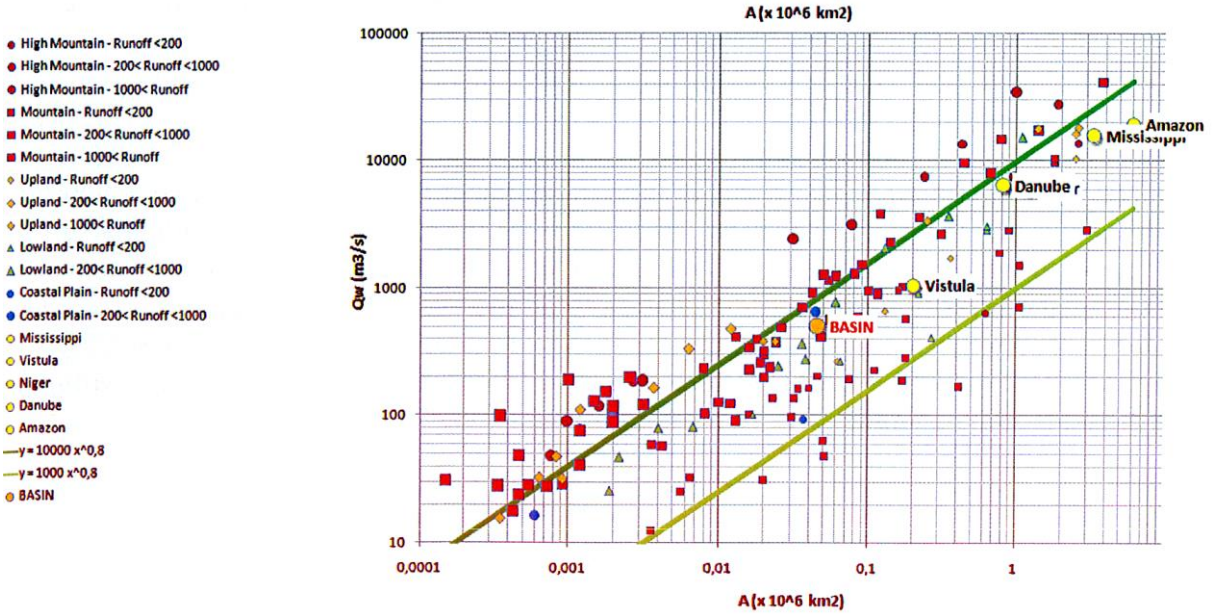


Figura 5-7 – Gráfico com a compilação de informações de descarga d'água (Qw) e área de drenagem (A) mostrando a relação entre área de baixas altitudes, linha em verde clara, e em altas altitudes, linha em verde escuro (Granjeon, 2011).

5.3) Erosão *versus* Denudação *versus* Exumação

A erosão dos continentes está ligada à alteração das rochas, combinando diferentes processos físicos, como: congelamento-degelo, umidade e dissecação, e processos químicos, como a hidrolise. Estes processos de intemperismo variam fortemente com as variações climáticas. Compilações realizadas até os anos 90 mostravam que as velocidades medias de erosão variavam entre 0.1 e 100 m/my (compilação realizada por Granjeon, 1997).

Frequentemente são observados termos relacionados à erosão como a denudação e a exumação. A denudação é a composição entre a erosão e a exumação, onde a erosão representa a perda de relevo e massa sob a ação de processos climáticos (mecânicos e químicos) e de processos de transporte, e a exumação é relacionado a processos tectônicos.

Na simulação estratigráfica a taxa de erosão é quantificada considerando-se os volumes totais de relevo e massa retirados. Esta taxa é definida através da equação abaixo:

Taxa erosão= (Vs*ρs)/(t*ρr*A)	Vs=volume de sedimentos, t=idade do deposito, A=área da bacia, ρs=densidade do sedimento (2.3 g/cm^3) e ρr=densidade da rocha *in situ* (2.7g/cm^3)

O potencial de material erodível depende do relevo que, ao ser erodido, gera reajustes isostáticos (movimentos verticais para reequilibrar o balanço de massa). Este reequilíbrio gera novos altos relevos induzindo, assim, mais erosão. Este processo é continuo e remodela a geomorfologia até que haja um equilíbrio e os altos relevos desapareçam (Figura 5-8).

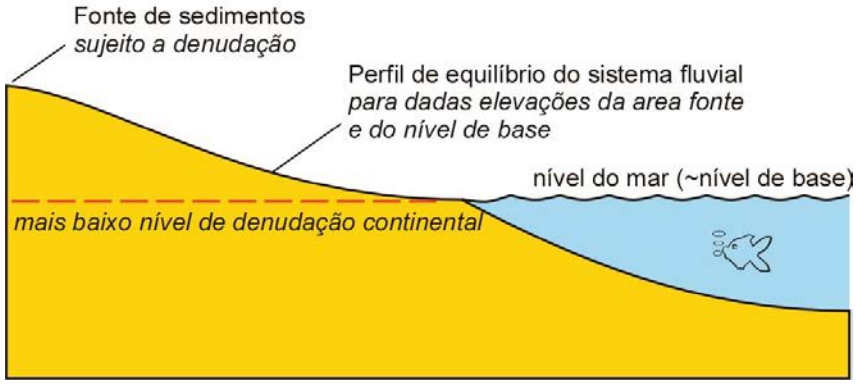


Figura 5-8 – Imagem ilustrando o nível de máxima denudação para a manutenção de um perfil em equilíbrio (Catuneanu, 2006).

Medidas de taxa de denudação e taxa de exumação permitem a obtenção de informações relativas à evolução dos fluxos sedimentares e das variações climáticas. Existem alguns tipos de medições como: a análise de isótopos cosmogênicos que permitem a estimativa da taxa de denudação através de: datação geoquímica (produção de isótopos raros, como o berílio, o alumínio, e o cloro, através dos raios cósmicos); análise de traços de fissão de apatita e zircão, onde são obtidas as taxas de exumação através da quantificação do movimento vertical local; e através de medições de idade de terraços marinhos e linhas de costa.

5.4) Transporte de Sedimentos

Desde os trabalhos de Culling (1960) e Carson e Kirby (1972) as leis de difusão tem sido utilizadas em geomorfologia e geologia para representar, em grande escala, os processos de transporte por arrasto, escoamento superficial e fluxo canalizado. O conceito de transporte de sedimento por difusão determina que a capacidade do fluxo d'água seja proporcional a inclinação da bacia e da descarga d'água.

A equação de difusão é derivada de equações empíricas e conceituais de hidráulica de Begin *et al*. (1981) e Paola *et al.* (1992). Estas equações vêm sendo amplamente utilizadas de várias formas em modelos de transporte de sedimentos (Carson e Kirby, 1972; Culling, 1960) de deltas aluviais, rios e várzeas (Coulthard 1999; Parker *et al.* 1998; Murray e Paola 1994; Begin *et al.* 1981), montanhas e bacias de *foreland* (Jordan e Flemings, 1991; Tucker e Slingerland, 1994), deltas e margens continentais (Kenyon e Turcotte, 1985; Paola *et al.*, 1992; Postma *et al.*, 2008; Rivenaes, 1992).

Utilizando o modelo de evolução sedimentar (Tucker e Slingerland, 1994; Willgoose *et al.*, 1991), o programa *Dionisos* combina dois processos de transporte por arrasto em uma superfície inclinada (fluxo gravitacional) e por rápida descarga d'água. O primeiro processo é simulado através da equação linear de difusão *slope-driven* onde o transporte é proporcional ao gradiente da superfície. O segundo processo é simulado por uma equação não linear de difusão da água e *slope-driven*. A combinação destas duas leis de transporte nos leva a seguinte equação de transporte de sedimento:

$$Q_s = -\left(K_s + K_w * q_w^{n} * S^{(m-1)} \right) S$$

Onde: Q_s é o fluxo de sedimento (km^2/my),

K_s e K_w são os coeficientes de transporte por lento arrasto e por processos de *water-driven*, respectivamente (km^2/ka)

q_w é a descarga d'água em uma célula sem dimensão (em que a descarga d'água local está normalizada em $100m^3/(s.km)$)

S é o gradiente local da bacia

n e m são constantes, usualmente entre 1 e 2.

Simplificando a equação temos:

qs=K*Qw*S onde qs é a capacidade de transporte de sedimentos,

K é o coeficiente de difusão,

Qw é a descarga d'água e S a inclinação do fundo (m/km)

Já para modelos em 3D temos a formula:

$$Qsed = - K\ Qeau \sqrt{\left(\frac{\partial h}{\partial x}(x,y)\right)^2 + \left(\frac{\partial h}{\partial y}(x,y)\right)^2}$$

O coeficiente de difusão *K* é caracterizado como a eficácia de transporte de um tipo de sedimento em um determinado ambiente, e depende da dinâmica local (fluvial, tidal ou por ondas) (Figura 5-9). Podem ser adotados valores médios de coeficiente de difusão, como mostrado na Tabela 5.1.

Tabela 5.1 – Valores médios de coeficientes de difusão para alguns tipos de sedimento.

	Kmédio fluvial	Kmédio marinho
Areia grossa	447	8.9
Areia fina	1000	20
Silte	2230	45

Em um modelo estratigráfico o sedimento é considerado como composto de um número finito de frações de grãos. Além da equação de transporte foi também aplicada a lei da conservação de massa em cada fração de grão levando a definição da taxa de sedimentação e erosão locais. Sedimentação ocorre quando a capacidade de transporte diminui (devido à diminuição da inclinação de fundo ou a diminuição do fluxo d'água), e erosão ocorre quando a capacidade de transporte aumenta.

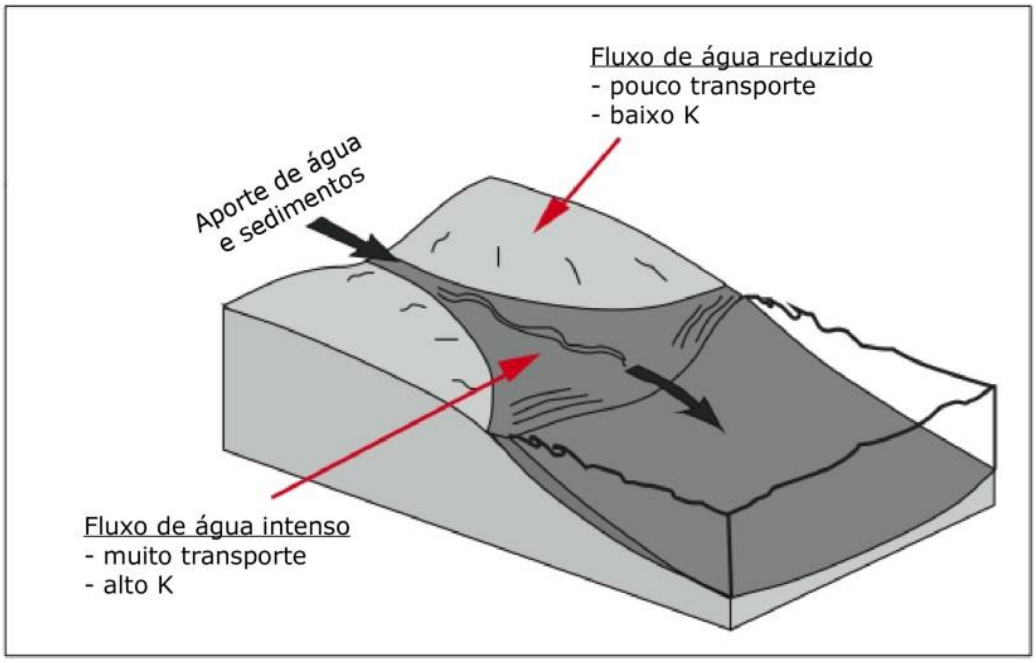


Figura 5-9 – Imagem ilustrando as possíveis trajetórias de sedimento e o respectivo coeficiente de difusão (modificado de Granjeon, 1997).

Capítulo 6

Base de Dados e Métodos

Este item descreve toda a base de dados e métodos utilizados neste trabalho para a interpretação de dados, confecção de mapas e realização de simulações estratigráficas.

6.1) Base de Dados

A principal base de dados utilizada para a realização deste estudo compreende dois conjuntos de dados de sísmica de reflexão (alta resolução e profunda) e dados de poços exploratórios disponibilizados pela Agência Nacional do Petróleo (ANP, Figura 6-1). Dados de batimetria disponíveis no site da GEBCO (*Generic Bathymetric Chart of Oceans*), com resolução 30 segundos, também foram utilizados para a confecção de mapas batimétricos. Também foram utilizadas diferentes curvas de variação eustáticas para a correlação com superfícies e sequências estratigráficas identificadas nos diferentes tipos de linhas sísmicas.

6.1.1) Sismica de Reflexão

A base de dados sísmicos utilizada neste trabalho é composta por dois conjuntos de linhas sísmicas de diferentes níveis de resolução e de penetração do sinal acústico: Linhas sísmicas de alta resolução (da Comissão Geomar) e linhas sísmicas profundas (disponibilizadas pela ANP, Figura 6-1).

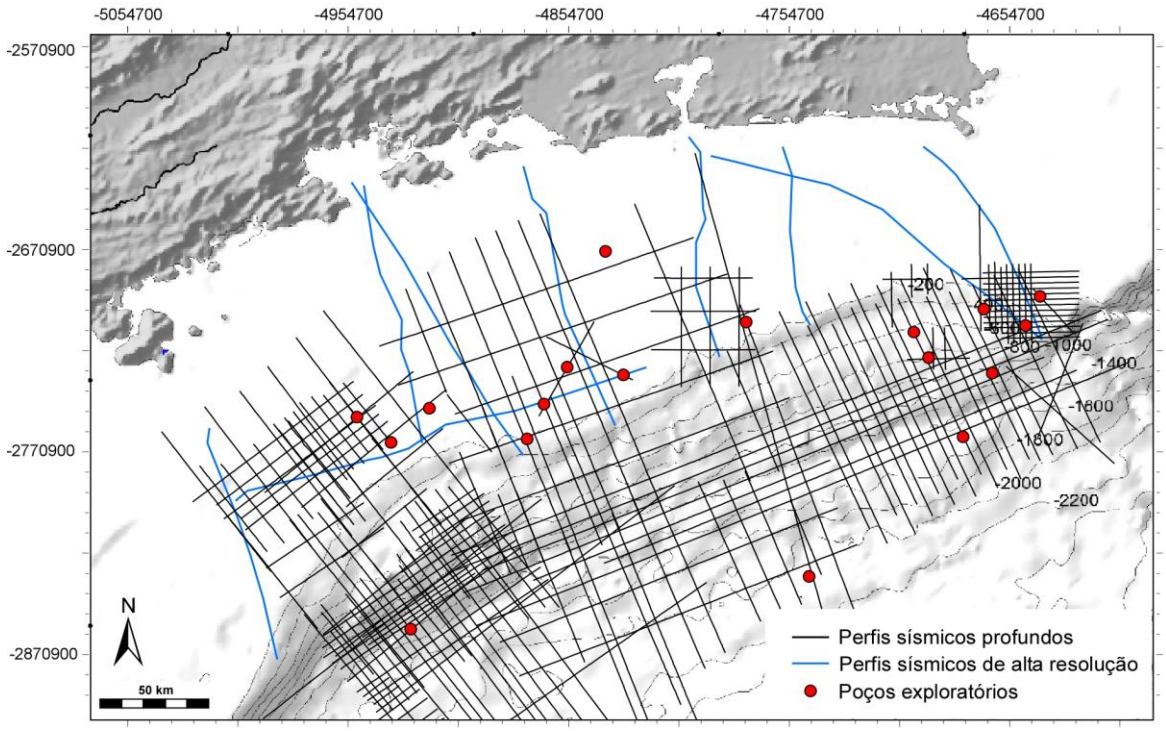


Figura 6-1 – Mapa de localização da base de dados sísmicos e poços exploratórios utilizados neste estudo.

<u>Linhas de sísmica rasa monocanal das Comissões Geomar (Linhas sísmicas de alta resolução)</u>

Trata-se de dados de sísmica rasa coletadas com sistema *Sparker* de 500-1000 J, frequências na faixa de 100-1400 Hz, penetração do sinal sísmico de cerca de 300-400 ms e resolução vertical média da ordem de 6-12 m, dependendo da linha considerada. Esta base de dados perfaz aproximadamente 5000 Km de linhas sísmicas (Figura 6-1). As operações ou cruzeiros oceanográficos Geomar são um produto de esforços conjuntos da comunidade científica nacional e da Diretoria de Hidrografia e Navegação-Marinha do Brasil, realizados entre 1969 e 1986. Todos os dados originais se encontram sob a forma analógica (rolos originais impressos durante a obtenção das linhas sísmicas). A Comissão Geomar XX foi a principal base de dados utilizada, enquanto apenas parte da Geomar XVI (linhas que recobrem a área de estudo) foi utilizada (Figura 6-1). Este conjunto de dados é aqui denominado ao longo do estudo de “linhas sísmicas de alta resolução”.

Linhas de sísmica profunda 2D

As linhas sísmicas profundas 2D foram fornecidas pelo Bdep (Banco de Dados de Exploração e Produção de Petróleo) e incluem dados pertencentes a diferentes empresas (Petrobras, Gaia e Maersk Brasil). Esta base de dados compreende um total de aproximadamente 18000 km de linhas sísmicas profundas utilizadas neste trabalho. As linhas possuem cerca de 7-8 segundos de penetração e recobrem quase a totalidade da área de estudo, excetuando a plataforma continental entre a Baía de Guanabara e Alto de Cabo Frio (Figura 6-1).

6.1.2) Poços Exploratórios

Informações de 19 poços exploratórios da base pública de dados da ANP foram disponibilizados para a utilização neste trabalho (Figura 6-1 e Tabela 6.1). Dentre as informações inclusas nestes poços estão a cronoestratigrafia, a litologia e perfis de geofísica de poço (*gamma ray*, densidade e sônico), contudo apenas a cronoestratigrafia e a litologia foram efetivamente utilizadas (Tabela 6.1). Os dados destes poços exploratórios foram utilizados tanto para correlação com as linhas sísmicas de alta resolução e como com as profundas. Contudo, apenas dados de dois poços puderam ser correlacionados com as linhas sísmicas de alta resolução, pois a grande maioria de poços exploratórios possuem poucas informações no intervalo de tempo considerado por este tipo de sísmica rasa, contendo apenas informações abaixo da profundidade máxima alcançada pelas linhas sísmicas. Os dados de poço foram utilizados tanto para a datação de horizontes sísmicos, através da correlação direta com horizontes cronoestratigráficos nos poços, como também para a análise litológica, descritos no capítulo de *6.2) Métodos*.

Tabela 6.1 – Lista de poços exploratórios disponíveis e em que métodos foram utilizados.

	Litologia	Crono estratigrafia	Correlação com linhas sísmicas profundas	Correlação com linhas sísmicas de alta resolução
1-HESS-1-RJS	x	x	x	
1BSS0066BS	x	x	x	
1BSS0069BS	x			
1BSS0083BS	x			
1BSS0084BS	x			
1RJS0107RJ	x			
1RJS0348RJ	x			
1SPS0003RJ	x	x	x	x
1RJS0317RJ	x			
1BRSA183DRJS	x	x	x	

1-WINT-2-RJS	x			
1RJS0123RJ	x	x		
1RJS0072RJ	x	x	x	x
1RJS0398RJ	x			
1SPS0002SP	x			
1SPS0007SP	x			
1-RJS-0033-RJ		x	x	
1-RJS-0067-RJ		x	x	
1-RJS-0001-RJ (bacia de Campos)		x		x

6.1.3) Curvas de Variação Eustática

Diferentes curvas de variação eustática foram utilizadas neste trabalho para estimativas de idade das superfícies sísmicas e ciclicidade deposicional das sequências sedimentares identificadas na etapa de interpretação sísmica.

As superfícies e sequências sísmicas identificadas na escala do Cenozóico foram utilizadas as curvas de variação eustática de Haq *et al.* (1987) e Miller *et al.* (2005), aqui chamadas de curva de Haq e curva de Miller, respectivamente (Figura 6-2). Estas duas curvas, apesar de englobar o mesmo período de análise, apresentam diferenças marcantes em relação à amplitude e a frequência das variações de nível de mar. Isto se deve a origem dos dados que serviram de base para a construção de cada uma das curvas:

Curva de Haq – A curva de variação eustática de Haq representa a documentação dos eventos de 3ª ordem, baseada, na maioria dos casos, em dados de estratigrafia de sequências em seções ao redor do mundo, e quando possível reforçada pelos dados de isótopos de oxigênio. Quando eventos de queda eustática são documentados em mais de três seções de diferentes bacias é feita a média dos níveis de mar relativos em cada uma delas para a obtenção da medida eustática de cada evento (Haq, comunicação pessoal). Para a utilização desta curva na correlação com linhas símicas foi necessário um ajuste nas idades das principais quedas eustáticas observadas na curva de Haq, já que os valores de idade estipulados por Haq *et al.* (1987) não correspondem aos valores observados no gráfico da curva eustática (Figura 6-2).

Curva de Miller – A curva de variação eustática de Miller é baseada nas variações isotópicas de oxigênio que refletem as mudanças no volume de gelo na escala de 10 mil a 1 milhão de anos (melhor caracterizada no capítulo *3 - Variações Climáticas e Eustáticas no Cenozóico*). Através

das relações entre volume de gelo e variação de nível de mar é possível a construção da curva de variação eustática.

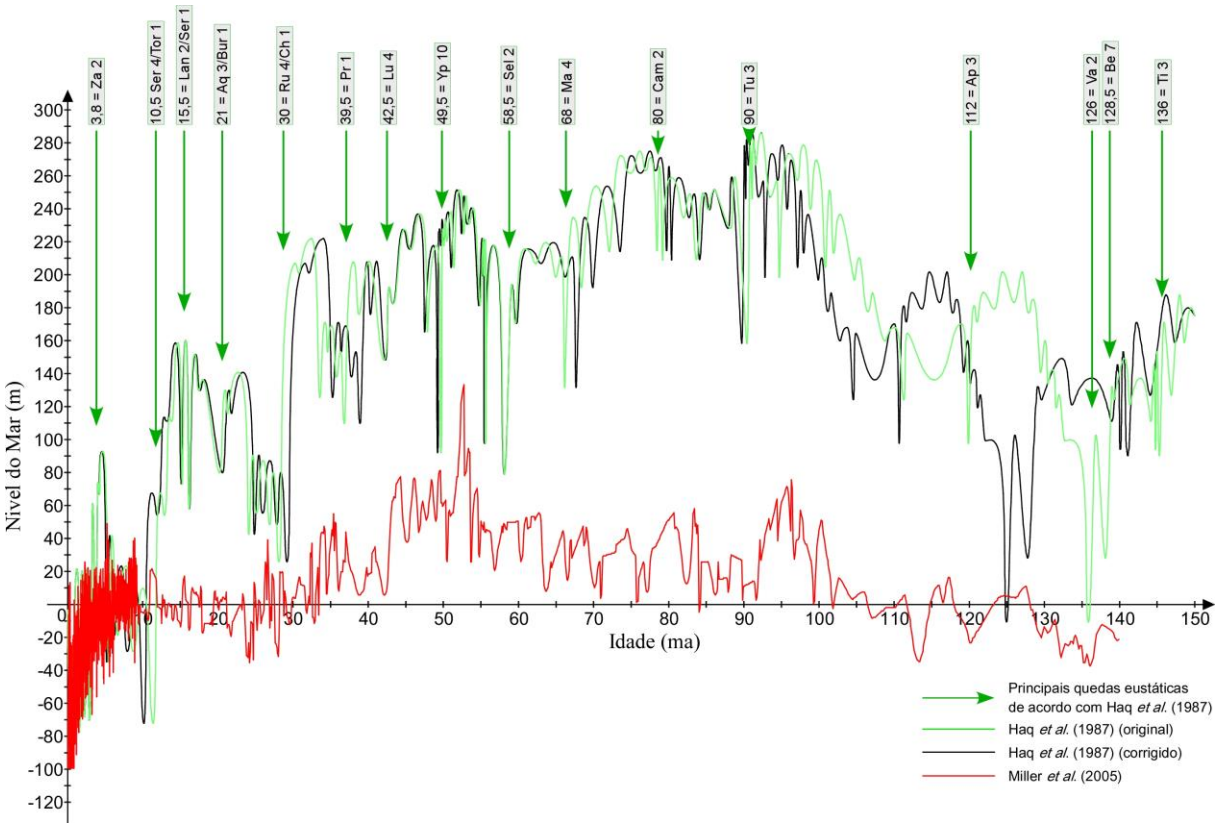


Figura 6-2 – Curvas de variação eustática de Haq, em verde e preto, e Miller, em vermelho, mostrando a diferença de amplitudes e frequências entre elas. O gráfico verde representa a curva de variação eustática de Haq original e o gráfico preto representa a curva de variação de Haq corrigida através das idades reais estipuladas por Haq *et al.* (1987), representadas pelas setas verdes presentes no gráfico original.

Em escala do Plio-Quaternário, também foram utilizadas curvas baseadas em isótopos de oxigênio como a curva de Lisiecki e Raymo (2005) (aqui chamada de curva de Lisiecki) e as curvas presentes na compilação realizada por Rabineau *et al.* (2006) (aqui chamada de curva de Rabineau).

Curva de Lisiecki - A curva de variação isotópica de oxigênio de Lisiecki e Raymo (2005) (Figura 6-3) registra as variações dos últimos 5 Ma e é baseada em dados de $\delta^{18}O$ de foraminíferos bentônicos de 57 testemunhos, incluindo alguns situados no Oceano Atlântico Sul (Figura 6-4). Esta curva foi convertida para variação de nível de mar por E. Leroux a partir da equação de Fairbanks e adotando o nível de mar do ultimo máximo glacial (LGM, 18000 anos) de -120 m (comunicação pessoal, Figura 6-5).

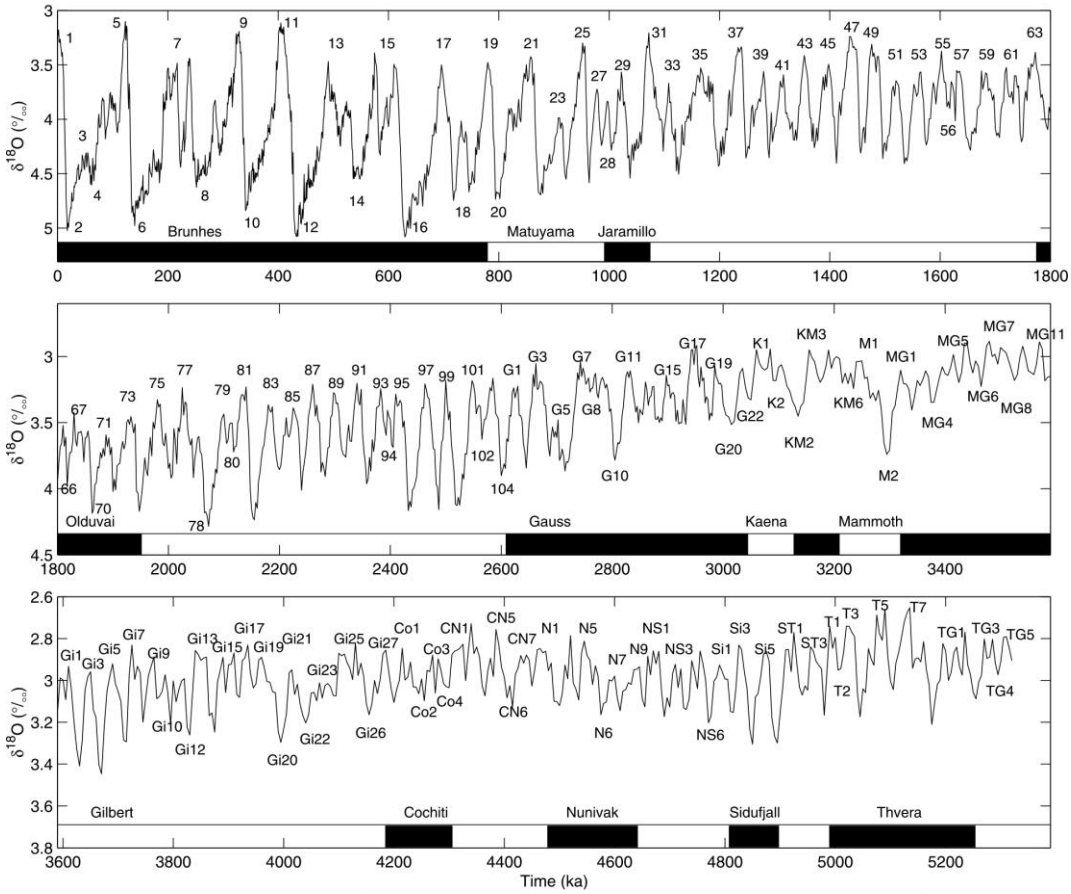


Figura 6-3 – Curva de variação de $\delta^{18}O$ Lisiecki e Raymo (2005) obtida através de $\delta^{18}O$ de foraminíferos bentônicos globalmente distribuídos (localização das amostragens na Figura 6-4).

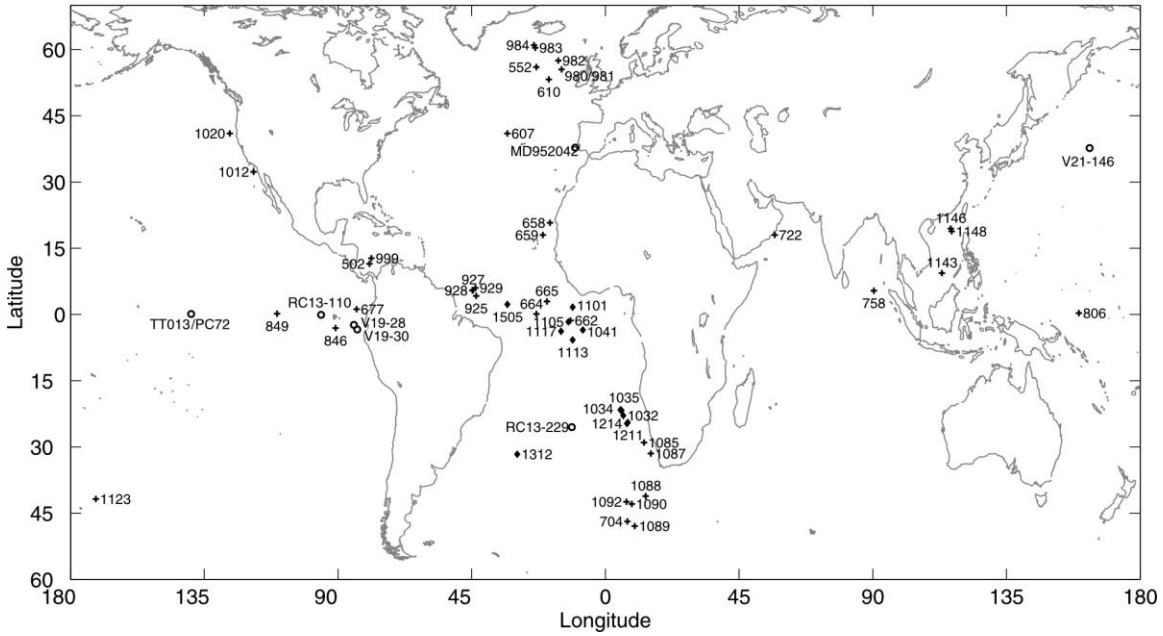


Figura 6-4 - Localização das amostragens utilizadas na elaboração da curva de variação de $\delta^{18}O$ de Lisiecki e Raymo (2005). Os dados de $\delta^{18}O$ bentônicos foram extraídos dos projetos DSDP (*Deep-Sea Drilling Project*) e ODP (*Ocean Drilling Project*).

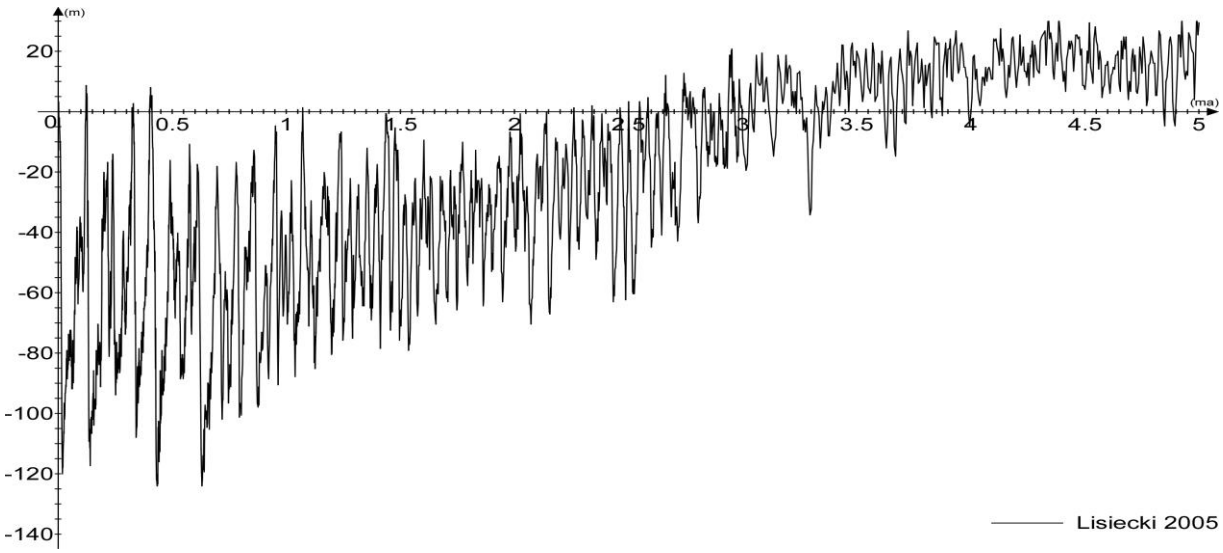


Figura 6-5 - Curva de variação de eustática baseada nos dados de $\delta^{18}O$ bentônicos globalmente distribuídos de Lisiecki e Raymo (2005). A conversão de variações de $\delta^{18}O$ para nível de mar foi realizada por E. Leroux a partir da equação de Fairbanks e adotando o nível de mar do ultima máximo glacial (LGM, 18000 anos) de -120 ou -100 m (localização das amostragens na Figura 6-4).

Curva de Rabineau - Para interpretações no Quaternário Superior foi também utilizada a compilação de curvas de variação eustáticas dos últimos aproximadamente 1 Ma realizada por Rabineau *et al.* (2006) (Figura 6-6). Esta curva representa a síntese de dados de nível de mar de diferentes origens incluindo curvas isotópicas, modelagens glacio-isostáticas, modelagens estratigráficas e medidas pontuais (corais, espeleotemas, etc).

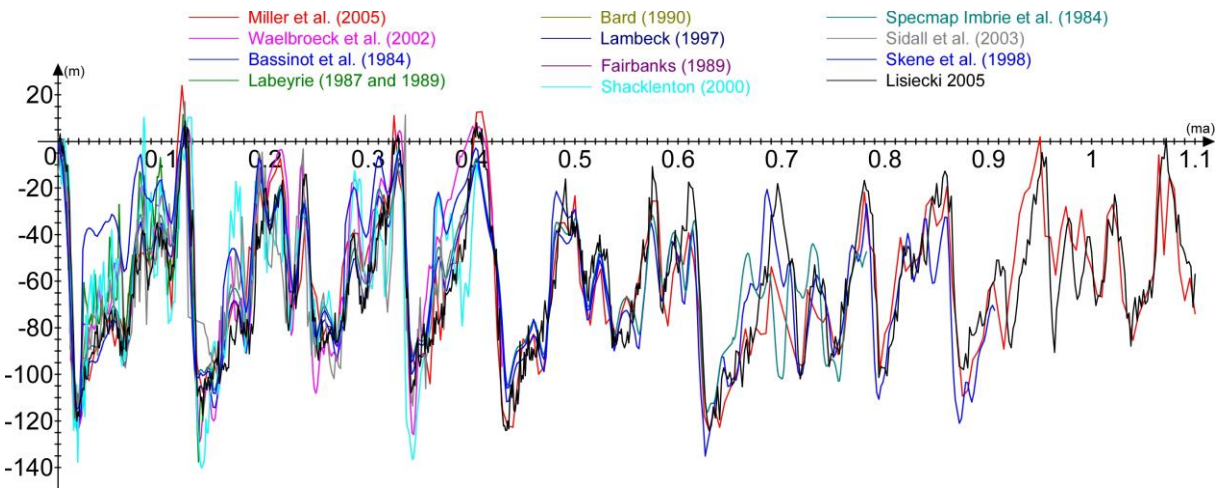


Figura 6-6 – Curvas de variação eustáticas (baseadas na compilação Rabineau *et al.,* 2006).

6.2) Métodos

Diversos métodos foram utilizados neste trabalho, desde a primeira etapa de interpretação sísmica até a última de modelagem estratigráfica. Todos estes métodos são conectados, sendo necessários todos eles para a completa realização do trabalho (Figura 6-7).

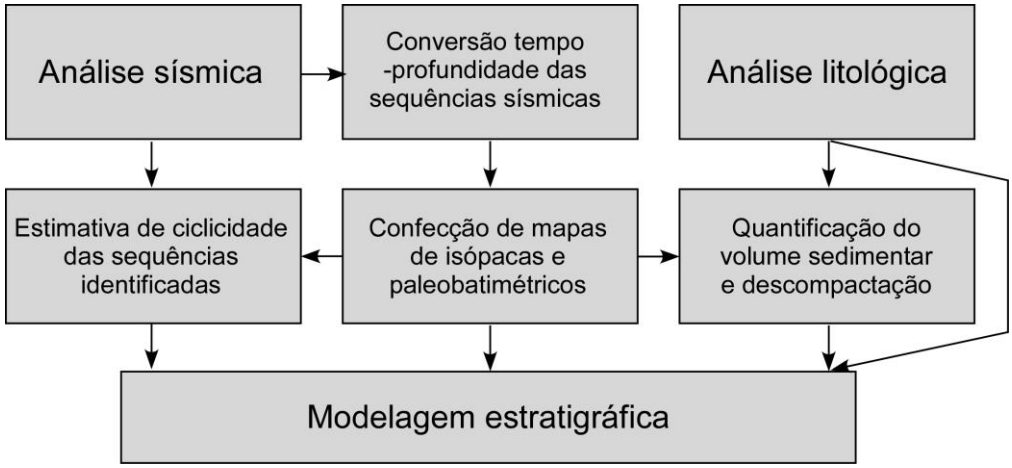


Figura 6-7 – Diagrama mostrando os métodos utilizados e interdependência entre eles.

6.2.1) Análise Sísmica

A análise sísmica das linhas disponíveis neste trabalho foi realizada utilizando os preceitos de Estratigrafia Sísmica e de Sequências de Catuneanu (2006), Mitchum Jr *et al.* (1977) e Vail *et al.* (1977) aqui descritos no Capítulo *4 - Estratigrafia de Sequências*. Toda a interpretação foi realizada no programa especifico para interpretação sísmica *Kingdom Suite.*

6.2.2) Estimativa da Ciclicidade Deposicional das Principais Sequências Sísmicas a partir das Discordâncias Interpretadas na Análise Sísmica

As superfícies identificadas na análise sísmica são caracterizadas por diferentes tipos de superfícies estratigráficas (ver capítulo *4.2) Superfícies Estratigráficas*) através da caracterização das terminações de refletores contra as superfícies e das sequências que elas limitam (realizada na etapa *6.2.1) Análise Sísmica*).

A estimativa da ciclicidade deposicional das sequências sísmicas interpretadas na análise sísmica foi, primeiramente, realizada através da estimativa do intervalo de idade de cada superfície estratigráfica identificada. Para isso, foram utilizados dados cronoestratigráficos de poços exploratórios disponíveis na área de estudo dentro da profundidade alcançada por cada base de dados sísmicos.

A partir das estimativas dos períodos de formação das superfícies estratigráficas, foi possível fazer a relação entre estas superfícies e as variações eustáticas. Cada superfície é relacionada a um momento especifico de um ciclo de variação eustática, por exemplo: superfícies erosivas sobre plataformas indicam exposições subaéreas devido a grandes quedas de nível de mar; superfícies de forte amplitude localizadas na bacia podem ser consideradas como seções condensadas e são relacionadas a superfícies de máxima inundação (MFS). No presente estudo as superfícies identificadas foram relacionadas a quedas de nível de mar.

Diferentes curvas de variação eustática são utilizadas para a relação com as superfícies estratigráficas, dependendo da resolução da base de dados sísmicos e da escala temporal envolvida. Para superfícies identificadas em linhas sísmicas profundas são, normalmente, utilizadas curvas que apresentam alcance temporal maior, como a curva de Haq e/ou curva de Miller. Para superfícies identificadas em linhas sísmicas de alta resolução são, normalmente, utilizadas curvas de menor alcance temporal e maior resolução, como a curva de Lisiecki e a compilação de curvas de Rabineau. A partir da relação entre as superfícies e as curvas eustáticas é possível determinar a ordem de ciclicidade envolvida em cada sequência sedimentar.

6.2.3) Análise espectral e de Amplitude das Curvas de Variação Eustática

A análise espectral das curvas de variação eustática foi realizada utilizando o programa *Estatística,* de análise estatística de dados. Foram utilizadas duas curvas de variação eustática que apresentam resolução suficiente para este tipo de análise: Curva de (Miller *et al.*, 2005), dos últimos 65 Ma, e a curva de Lisiecki e Raymo (2005), dos últimos 5.3 Ma. Este tipo de análise é realizado em intervalos temporais específicos e, por isso, foi necessária a escolha de intervalos que englobassem os diferentes períodos de tempo estudados neste trabalho.

Já a analise de amplitude do sinal eustático foi realizada através de uma rotina no programa *MATLAB* que permite detectar os principais níveis de mar alto e mar baixo.

6.2.4) Conversão Tempo-Profundidade (*Depth conversion*) e Análise de Velocidade Sísmica

A conversão tempo-profundidade é um importante método de transformação das superfícies identificadas na interpretação sísmica, ou seja, transformação da profundidade das superfícies em tempo de percurso do sinal acústico (*accoustic wave travel time*) para profundidade em metros. As linhas sísmicas apresentam como unidade no eixo vertical y segundos ou milissegundos, mas para a confecção de mapas mais realistas é necessária a conversão do eixo y para profundidade. A conversão de tempo-profundidade dos horizontes interpretados nas linhas sísmicas pode ser realizada utilizando diferentes metodologias:

- velocidade da onda sísmica/*checkshots* de poços exploratórios disponíveis – utilizada quando há disponibilidade de poços na área de estudos e quando se verifica variações de velocidade da onda sísmica tanto verticalmente com a profundidade quanto lateralmente ao longo da área de estudo;

- linha de tendência da variação da velocidade da onda sísmica com a profundidade – utilizada para o cálculo da profundidade de horizontes mais profundos onde o alcance dos dados de velocidade de onda sísmica não é suficiente. São utilizadas compilações dos gráficos de velocidade de onda sísmica para estimativa da linha de tendência;

- valor médio de velocidade da onda sísmica – utilizada quando o horizonte é pouco profundo. Cabe ressaltar que este valor médio deve ser utilizado somente para cálculo dentro do pacote de sedimentos, pois a coluna d'água possui um valor de velocidade de onda sísmica de aproximadamente 1500 m/s.

6.2.4.1) Conversão Tempo-Profundidade dos Horizontes Sísmicos Interpretados nas Linhas Sísmicas Profundas

Os horizontes interpretados nas linhas sísmicas profundas (nível de resolução do Cenozóico) podem estar situados em grandes profundidades. Neste caso, a melhor metodologia para a conversão tempo-profundidade é a utilização do máximo de dados de poços disponíveis. Para isso, foram criados alguns poços hipotéticos nas áreas onde não existem poços ou onde os dados dos poços não são suficientes (Figura 6-8). A criação destes poços hipotéticos foi realizada através da utilização da equação da linha de tendência da compilação de dados de *checkshot* dos poços situados em três diferentes zonas de um perfil batimétrico: plataforma continental, talude continental e bacia (Figura 6-8 e Figura 6-9). Neste trabalho não foram utilizados os perfis sônicos, pois estes se apresentaram com uma grande variação de um poço para o outro (ver gráficos no item 11 - Anexos). A Figura 6-10 representa um exemplo da transformação tempo-profundidade dos perfis de sísmica profunda.

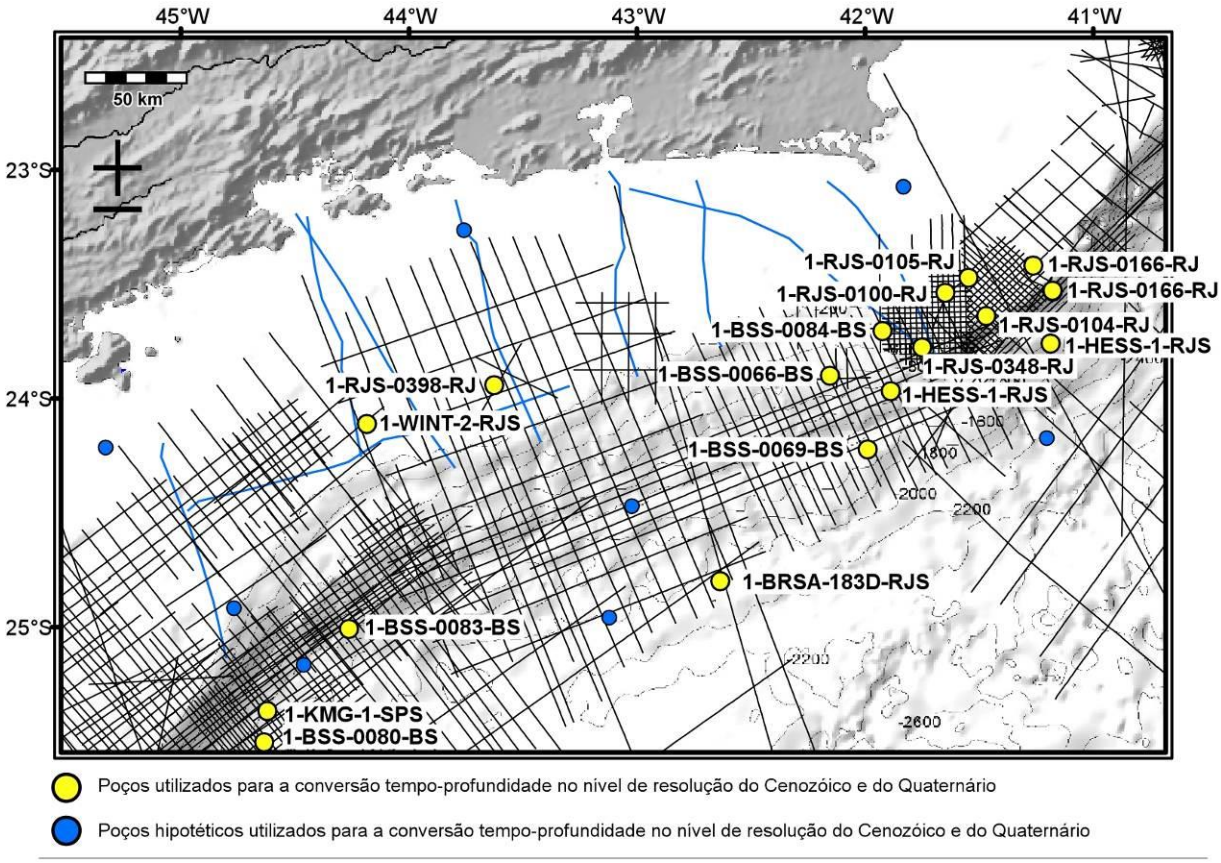


Figura 6-8 – Mapa do posicionamento dos poços exploratórios utilizados para a conversão tempo-profundidade das superfícies interpretadas nas linhas sísmicas tanto na resolução do Cenozóico (linhas sísmicas profundas) como na do Quaternário (linhas sísmicas de alta resolução).

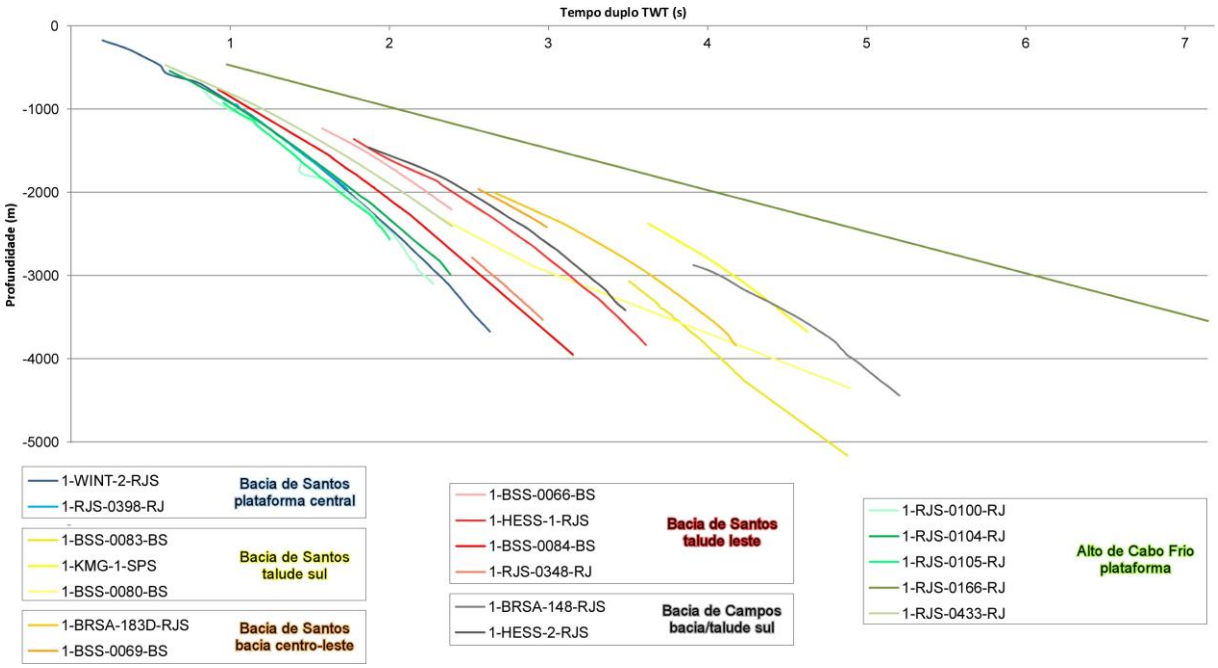


Figura 6-9 – Gráfico da correlação tempo-profundidade utilizando os checkshots dos poços exploratórios disponíveis na área de estudo.

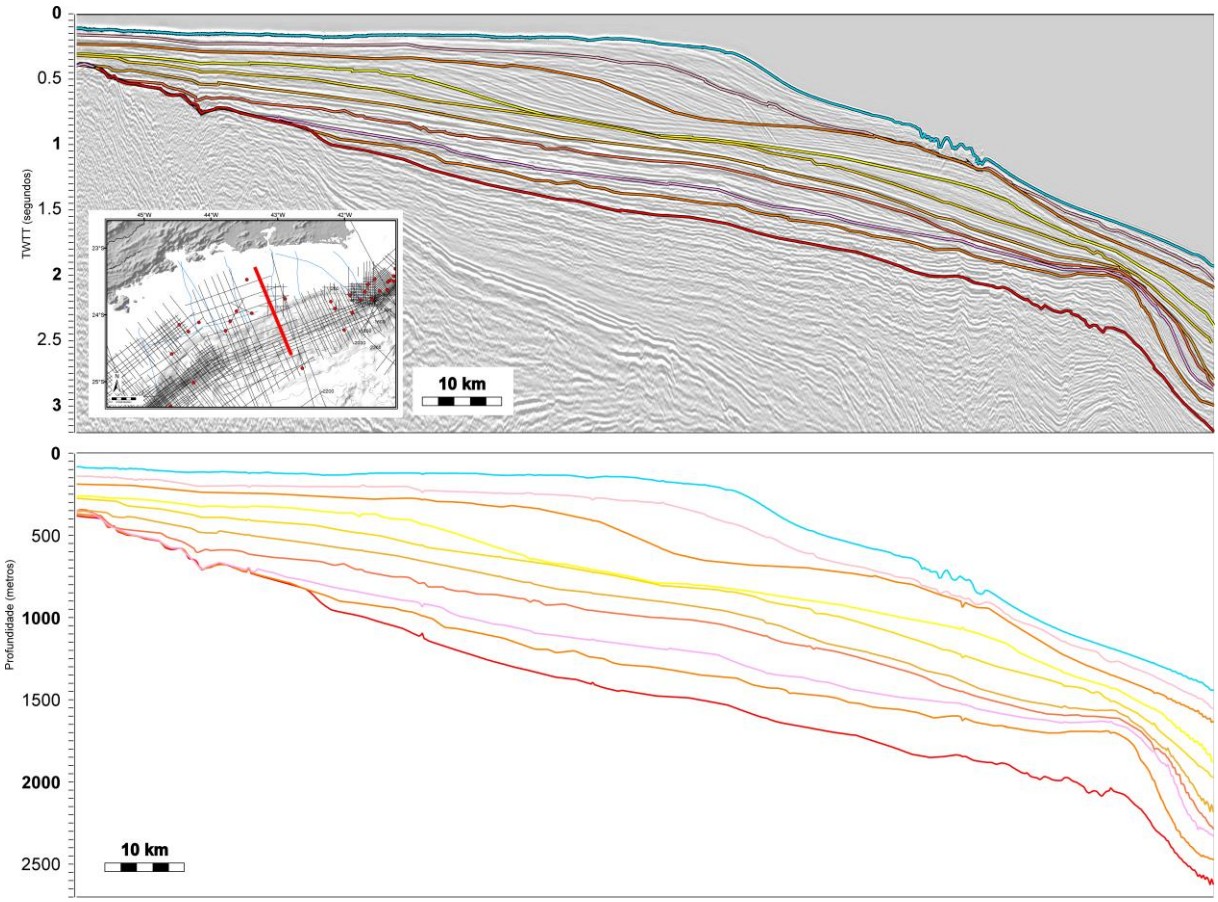


Figura 6-10 – Exemplo de transformação tempo-profundidade (depth conversion) de superfícies identificadas nas linhas de sísmica profunda.

6.2.4.2) Conversão Tempo-Profundidade dos Horizontes Sísmicos Interpretados nas Linhas Sísmicas de Alta Resolução

Foram utilizados dados de tempo-profundidade de três poços exploratórios para a conversão de tempo-profundidade dos horizontes interpretados nas linhas sísmicas de alta resolução. O gráfico da relação tempo *versus* profundidade dos dados dos três poços indicam que eles são coerentes entre si (Figura 6-11). Considerando que o pacote sedimentar interpretado na análise das linhas sísmicas de alta resolução não possui grandes variações litológicas laterais, foi criada uma linha de tendência da variação da velocidade da onda sísmica em função da profundidade a partir dos dados do poço 1-WINT-2-RJS, que possui alcance de maior de profundidade (Figura 6-12). O grafico de tempo *versus* profundidade baseado neste poço representa, de modo geral, a variação em toda a área englobada pelas linhas sísmicas de alta resolução, ou seja, toda a plataforma/talude superior da área de estudo.

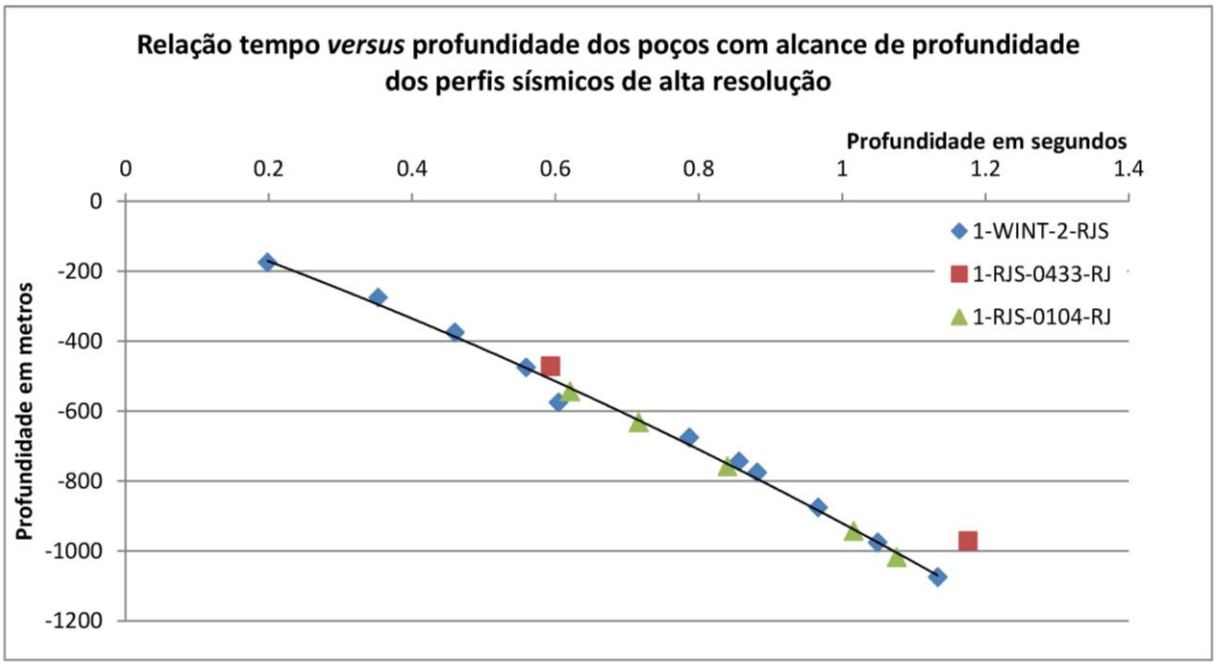


Figura 6-11 – Gráfico da relação das profundidades em metros com as profundidades em segundos obtidos através dos checkshots dos três poços exploratórios disponíveis com informações dentro da janela do Plio-Quaternário (localização dos poços na Figura 6-8).

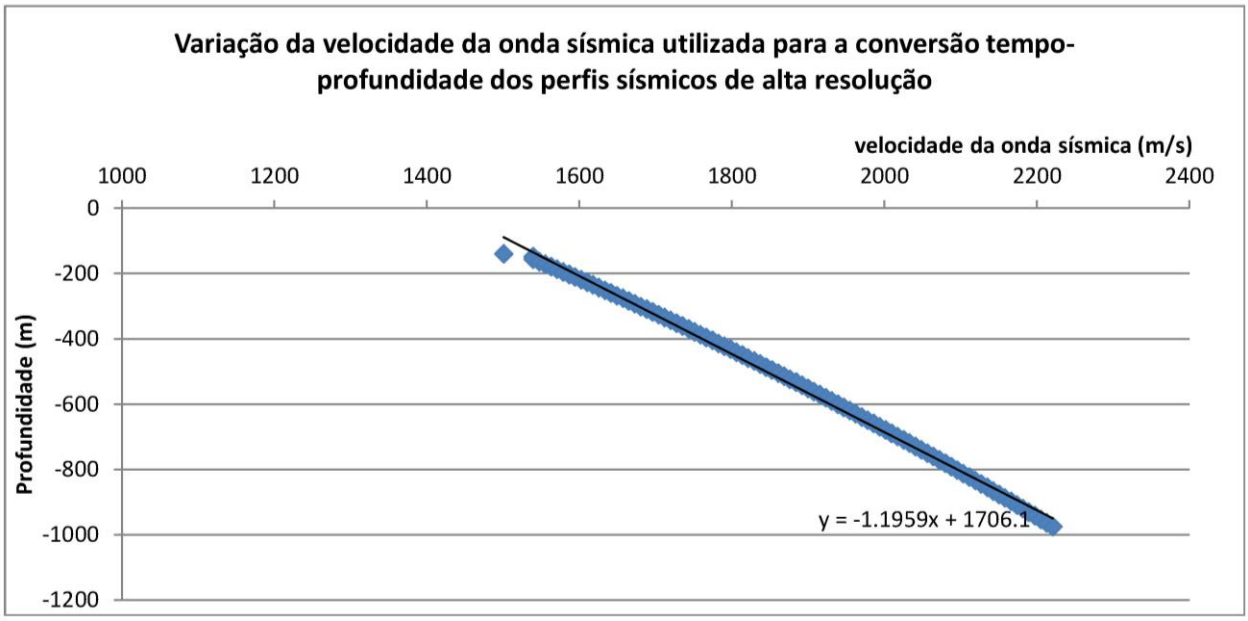


Figura 6-12 - Gráfico com linha de tendência da compilação da variação da velocidade da onda sísmica com a profundidade (em segundos) dos três pocos exploratórios que englobam informações dentro do Plio-Quaternário (Figura 6-11).

6.2.5) Confecção de Mapas de Isópacas e Paleobatimétricos

Os mapas de isópacas e paleobatimétricos foram confeccionados utilizando a interpretação sísmica de cada superfície estratigráfica nas diferentes bases sísmicas disponíveis, convertidas para profundidade em metros através dos métodos descritos no item acima *6.2.4) Conversão Tempo-Profundidade (Depth conversion) e Análise de Velocidade Sísmica*. Os mapas paleobatimétricos foram confeccionados durante a etapa de gridagem dos horizontes sísmicos interpretados realizada no próprio programa de interpretação sísmica *Kingdom Suite*. A gridagem dos horizontes foi realizada através do método "*Natural Neighbor*" e utilizando uma malha amostral entre 200 a 1000 m. Já os mapas de isópacas foram obtidos através da subtração dos mapas das superfícies topo e base da sequência em questão. Todos os mapas confeccionados se apresentam no sistema de projeção Mercator e *Datum* WGS84.

6.2.6) Quantificação de Volume Sedimentar e Descompactação

A quantificação do volume sedimentar compactado, ou seja, o volume estimado diretamente nas linhas sísmicas, foi realizada utilizando os mapas de isópacas das sequências estratigráficas

interpretadas nas linhas sísmicas profundas convertidas para profundidade em metros (de acordo com a metodologia mostrada no item *6.2.4) Conversão Tempo-Profundidade (Depth conversion) e Análise de Velocidade Sísmica*). Tanto as etapas de interpretação sísmica como a de confecção de mapas de isópacas e de cálculo do volume sedimentar compactado foram realizadas no programa *Kingdom Suite*. Contudo, a quantificação do volume sedimentar de cada sequência sísmica interpretada foi somente realizada nas linhas sísmicas profundas já que as linhas sísmicas de alta resolução não apresentam uma malha suficientemente fina para a confecção de mapas de isópacas confiáveis.

Um outro método de quantificação de "volume" sedimentar foi realizado durante a etapa de modelagem estratigráfica . Este tipo de quantificação é estimado através da área da sequência interpretada em uma linha sísmica 2D e considerando uma extensão lateral de 1 km.

6.2.6.1) Descompactação do Volume Sedimentar

Os volumes sedimentares obtidos diretamente dos mapas de isópacas e de linhas sísmicas 2D consideram os sedimentos compactados. A descompactação deste volume é necessária para a obtenção do valor real do volume sedimentar depositado em cada sequência. Neste trabalho a descompactação foi realizada considerando os gráficos de variação de porosidade com a profundidade de Allen e Allen (2005) como gráficos de perda de volume sedimentar com a profundidade (Figura 5-4). E as profundidades utilizadas fora as médias das superfícies estratigráficas interpretadas na etapa de *6.2.1) Análise Sísmica*.

6.2.7) Análise Litológica

A análise litológica foi baseada em 16 poços a partir dos dados presentes nos respectivos *composite logs*, que representam as descrições das amostragens realizadas durante a perfuração do poço exploratório. Para uma melhor distribuição amostral, os poços foram agrupados em 9 áreas (plataforma, talude e bacia em três zonas da área de estudo leste, central e oeste). A correlação da variação litológica dos poços com as superfícies interpretadas nas linhas sísmicas permite estabelecer a variação litológica no tempo e espaço na área de estudo. Todos os gráficos foram confeccionados no programa Microsoft *EXCEL*.

6.2.8) Modelagem Estratigráfica de uma Plataforma Continental Siliciclástica de Margem Passiva

A metodologia de modelagem estratigráfica aqui descrita foi baseada nos conceitos descritos no capítulo *5-Modelagem Estratigráfica de Plataforma Continental Siliciclástica de Margem Passiva*. Os modelos estratigráficos foram construídos no programa *Dionisos*, desenvolvido pelo *IFP Energies Nouvelles* (Instituto Francês do Petróleo) e envolvem a realização de inúmeras etapas descritas abaixo.

6.2.8.1) Escolha da Área de Estudo e Inserção dos Dados Batimétricos

Após um estudo detalhado das unidades sedimentares reconhecidas nas linhas sísmicas interpretadas são escolhidas as unidades a serem simuladas. No caso de um modelo 2D são utilizados os dados de paleobatimetria e de espessura sedimentar baseados na interpretação de uma linha sísmica, para o caso de um modelo 3D insere-se os mapas paleobatimétricos e de isópacas.

Parâmetros da bacia

Geometria da bacia - Para a realização da simulação deve-se estabelecer a geometria da área a ser modelada, que vai depender das feições e das unidades a serem simuladas. Esta geometria é definida, obrigatoriamente, por um retângulo, com coordenadas de um ponto de referência da bacia (x, y em sistema de coordenadas métricas), com medidas laterais em quilômetros (H e L) e com um ângulo (em graus) com uma linha horizontal (β) (Figura 6-13). Além disso, deve-se também estabelecer a espaçamento da malha de dados da simulação (a), considerando a malha dos dados originais e a malha mínima para a representação das feições importantes da simulação (Figura 6-13)

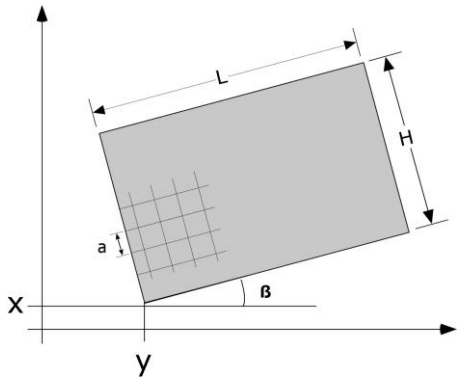


Figura 6-13 – Exemplo de geometria de bacia a ser inserido na simulação.

Período da simulação – Após a prévia interpretação dos dados é possível estimar aproximadamente o período que está compreendido as unidades sedimentares estudadas. Para a estimativa do período são usadas algumas ferramentas como: dados cronoestratigráficos de poços, correlação de superfícies erosivas com quedas de nível de mar, etc. Contudo, a estimativa do período baseado nas idades de queda de nível de mar deve ser coerente com a curva de nível de mar a ser utilizada na modelagem. Além do período da simulação deve-se também fornecer o intervalo de tempo de cada etapa da simulação, ou seja, de quantos em quantos mil/milhões de anos serão gerados horizontes na simulação.

Litologia – A litologia é estimada através de dados de poços exploratórios ou testemunhos, no caso de zonas de pouca profundidade. Através destas informações é possível determinar a % referente a cada tipo sedimentológico. Quanto maior a quantidade de informações, mais precisa será a estimativa de litologia.

6.2.8.2) Quantificação da Variação Relativa do Nível do Mar e dos Movimentos Verticais

A quantificação da variação relativa do nível de mar e de movimentos verticais se faz necessária para a estimativa do espaço de acomodação criado durante a evolução do pacote sedimentar estudado (Figura 6-14) e, também, para a estimativa do embasamento-base do modelo.

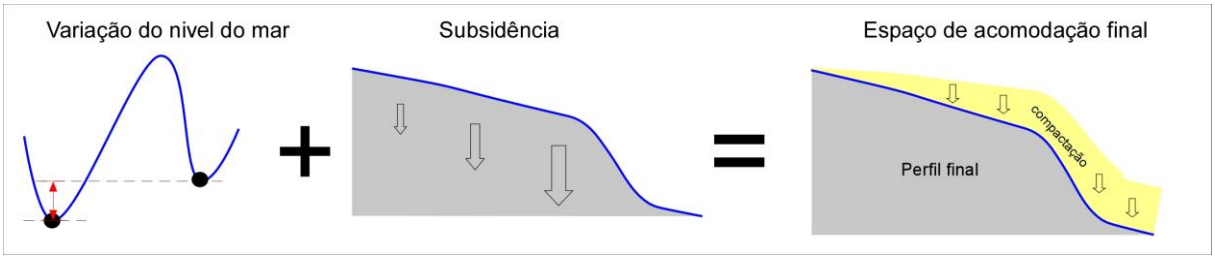


Figura 6-14 – Esquema explicativo dos componentes que criam ou destroem espaço de acomodação.

A. Correção paleobatimétrica e cálculo de espaço de acomodação

A correção paleobatimétrica é a tentativa de reproduzir uma paleobatimetria no momento da formação da referida superfície. Para isso, é necessário o reconhecimento de evidências de paleoprofundidades que podem ser fornecidas através de, por exemplo, dados biobatimétricos. Com a ausência deste tipo de informação é necessária a identificação de feições que sejam capazes de

determinar níveis de mar. Importantes quedas de nível de mar são frequentemente reconhecidas em plataformas ao redor do mundo por superfícies fortemente erosivas. O alcance máximo de profundidade desta erosão é representado pelo *offlap break* da respectiva sequência e, por isso, a profundidade deste *offlap break* é relacionada ao nível de mar mais baixo, como mostrado nas superfícies identificadas na linha sísmica da Figura 6-15.

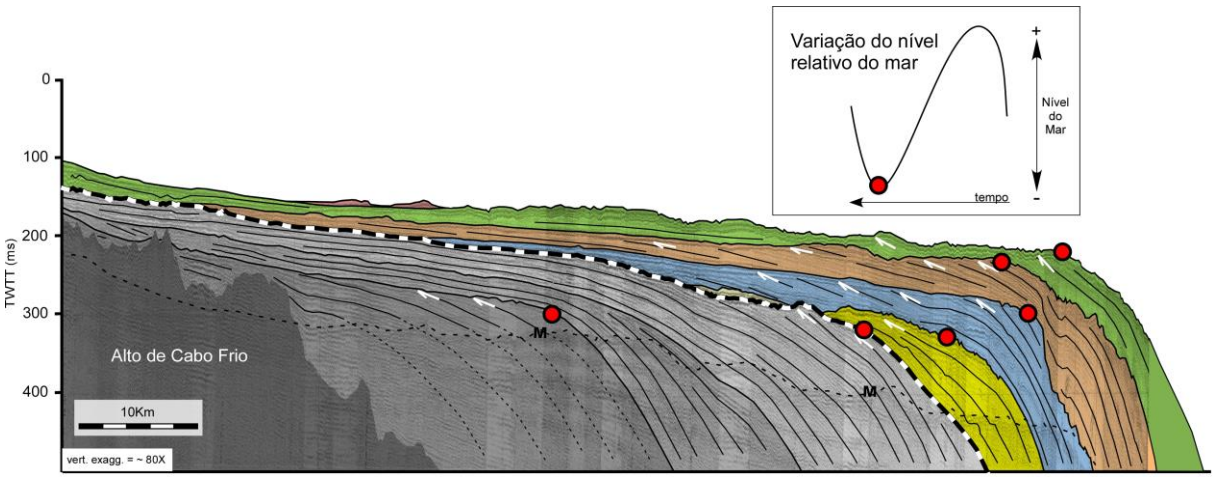


Figura 6-15 – Interpretação das superfícies erosivas em uma linha sísmica de alta resolução (modificado de Maia, 2009).

B. Cálculo do espaço de acomodação total criado estimado através da descompactação das camadas sedimentares

O cálculo do espaço de acomodação total criado durante a formação de uma sequência sedimentar é calculado pela diferença entre os valores de profundidade dos *offlap break*s das superfícies topo e base da sequência (Figura 6-16). O valor obtido do espaço de acomodação total é a resposta da interação entre a variação do nível do mar, da subsidência/soerguimento do fundo marinho (Figura 6-14) e também da compactação. O método aqui utilizado para determinação do espaço de acomodação e da subsidência é similar ao utilizado por Rabineau *et al.* (2014) no seu estudo sobre a quantificação da subsidência no Golfo de Lion.

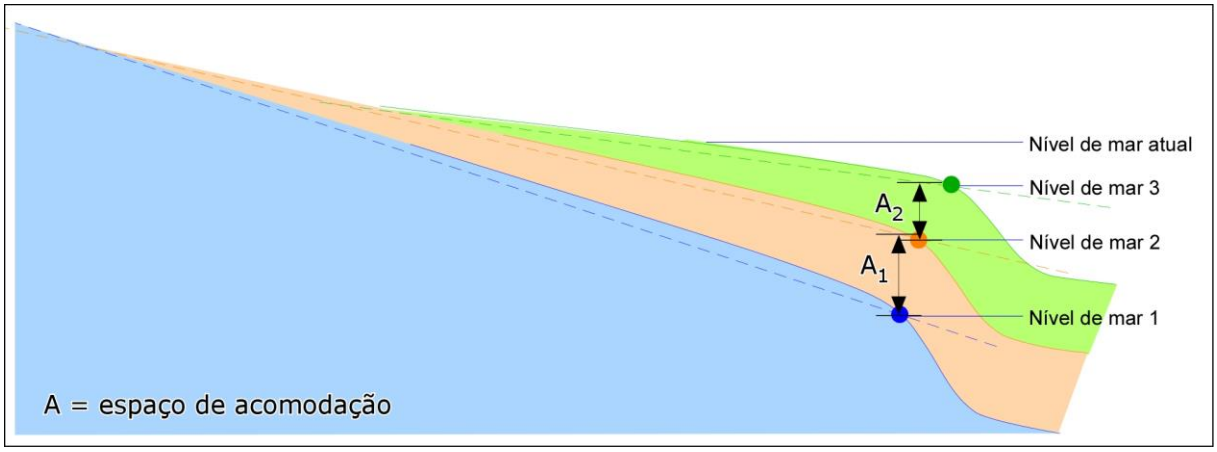


Figura 6-16 – Cálculo de espaço de acomodação através das medições entre os offlap breaks.

C. Compactação

O objetivo do cálculo da compactação é de estimar o espaço de acomodação mais real gerado durante o período de desenvolvimento do pacote sedimentar estudado.

A compactação está intimamente relacionada à porosidade da rocha, que é o espaço existente entre os grãos. Existem alguns métodos para o cálculo de porosidade da sequência estudada, como amostragens diretas da rocha (onde se pode obter diretamente a porosidade da rocha ou somente estimá-la através do tipo de sedimento encontrado), cálculos indiretos utilizando perfis de poços ou utilizando tabelas de valores aproximados para cada tipo de composição da rocha, como a tabela de Sclater e Christie (1980) (Tabela 6.2).

Cálculo das profundidades das superficies das sequências descompactadas

Para a descompactação das das superfícies das sequências estudadas, pode ser utilizado um programa (tabela no programa Microsoft *EXCEL*) de Dave Waltham, da Universidade de Londres de Royal Holloway. Este programa utiliza a relação da variação de porosidade com a profundidade das camadas sedimentares e a variação da perda de volume sedimentar. Neste programa é necessário inserir alguns dados como: profundidade atual das superfícies estudadas, a granulometria do sedimento de cada sequência sedimentar e a porosidade inicial deste sedimento. Os valores de granulometria e de porosidade inicial são frequentemente estimados de acordo com o tipo de sedimento (Tabela 6.2). A Figura 6-17 mostra o exemplo da interface do programa/tabela. O gráfico

final gerado (Figura 6-17) representa as profundidades de cada superfície desconsiderando a compactação, ou seja, é a evolução de cada superfície descompactada com o tempo.

Os cálculos de descompactação são realizados usando como ponto de referência os *offlap breaks*, que representam, como já explicado anteriormente, níveis específicos de mar. O resultado final destes cálculos de compactação geram informações suficientes para a estimativa mais reais do espaço de acomodação gerado ou destruído durante o período estudado. Sendo assim, é possível estimar a subsidência a partir deste espaço de acomodação "descompactado" e da correção eustática das paleobatimetrias topo e base da sequência sedimentar estudada.

Tabela 6.2 – Porosidade inicial relativa a diferentes tipos de litologia (Sclater e Christie, 1980).

Litologia	Porosidade inicial	C (m^{-1})
Argila	0.63	0.00051
Areia	0.49	0.00027
Areia argilosa	0.56	0.00039

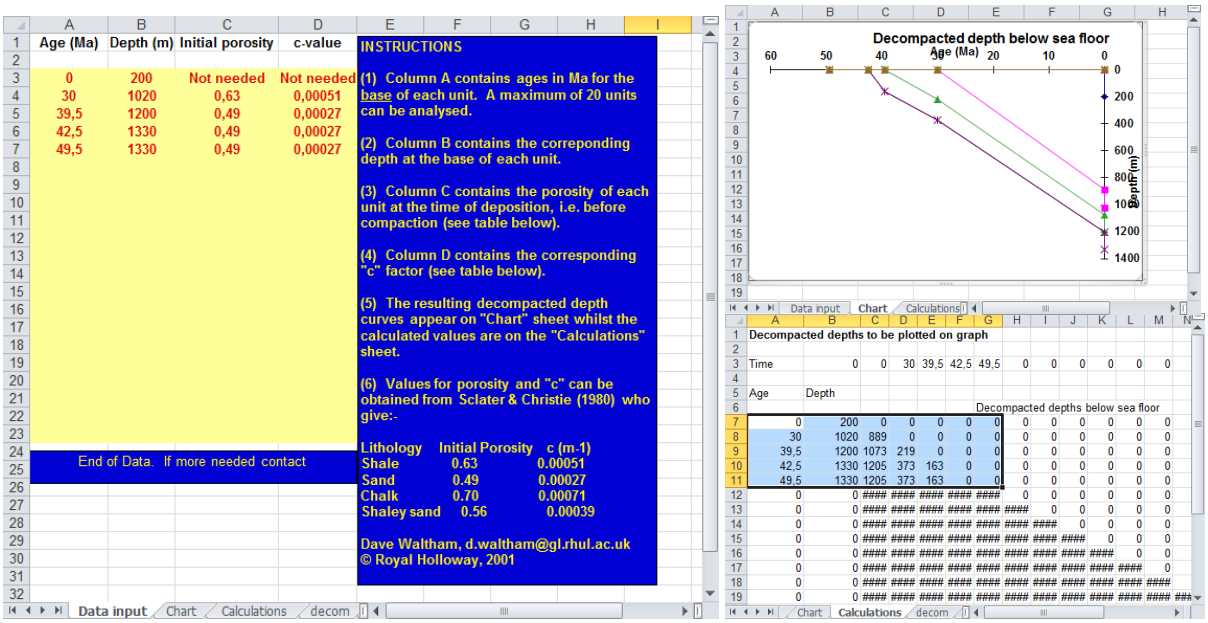


Figura 6-17 – Imagem ilustrando o programa/tabela de Dave Waltham da Universidade de Londres de Royal Holloway utilizada para descompactação. As três imagens são as três abas que constituem o programa: a primeira é a aba para inserção de valores, a segunda a aba com o gráfico de descompactação, e a terceira os valores plotados no gráfico.

D. Correção eustática

Através da utilização de curvas de variação de nível de mar é possível determinar a quantidade de espaço de acomodação criado ou destruído relativo às variações eustáticas (Figura 6-14). Este cálculo é realizado considerando a formação da superfície base e topo da sequência com específicos níveis eustáticos, normalmente de mar baixo relacionados diretamente aos respectivos *offlap breaks* das sequências sedimentares (Figura 6-14).

E. Embasamento inicial

Para as simulações em plataformas, a batimetria inicial do horizonte base da simulação, deve ser baseada na paleobatimetria atual do horizonte. Contudo, esta paleobatimetria precisa ser corrigida para representar a superfície no momento de sua formação. Para isso, a superfície é, então, rotacionada para a posição que mais se aproxima da posição original da formação da superfície, considerando o espaço de acomodação desenvolvido (Figura 6-18). A batimetria inicial do horizonte base pode ser então calculada através do ângulo do *hinge point*[1] e da distância do *hinge line* até o *offlap break* de acordo com a equação abaixo e a Figura 6-18.

$B_0=B_f-\alpha*(HP)+c$

onde B_0 é a batimetria inicial a ser inserida na simulação;

B_f é a batimetria final obtida através da intepretação dos dados, ou seja, é a batimetria do horizonte base do estudo atualmente;

α é a inclinação, em m/km, entre as linhas tangenciais ao horizonte topo e ao horizonte base;

HP é o comprimento entre o *hinge point* ao longo do perfil estudado;

c é um coeficiente que deve ser testado para ajustar logicamente a batimetria.

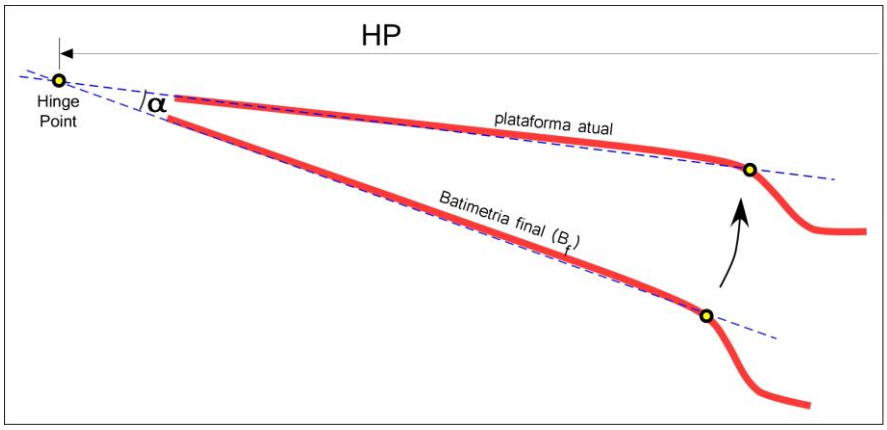


Figura 6-18 - Parâmetros importantes para o cálculo da batimetria inicial que serve de base para a construção das unidades sedimentares a serem modeladas.

[1] O *hinge point* é o ponto onde se encontram as linhas tangenciais que representam as paleoplataformas do topo e da base de uma sequência.

F. Estimativa de subsidência a partir da linha sísmica

Após o cálculo da compactação e da correção eustática é possível obter como resultado final o espaço de acomodação gerado pela subsidência nos *offlap break*s de cada sequência. Este cálculo é realizado através da subtração da compactação e da variação eustática do valor total de espaço de acomodação criado/destruído, relacionados ao topo e à base das superfícies do pacote sedimentar estudado (Figura 6-14).

Na metodologia aplicada neste trabalho, a subsidência varia de forma aproximadamente linear entre a plataforma interna e o talude, e uma reta de equação linear é capaz de fornecer uma variação de subsidência satisfatória. Para o cálculo da equação da reta que representa a variação de subsidência ao longo de um perfil é necessário posicionar o *hinge point* (*HP*) de cada sequência e de obter a quantidade de espaço de acomodação criado pela subsidência no *offlap break* (*subs*). Teoricamente, o *hinge point* é considerado o ponto máximo proximal onde seriam observados depósitos da sequência (Figura 6-19). A equação da reta que representa a variação de subsidência ao longo do perfil é definida então como:

(HP/subs)*x + *c*

onde: subs é a subsidência no *offlap break*;
HP é a distância do *hinge point* até o *offlap break* da sequência;
X é posição horizontal do perfil
c é um coeficiente que varia de simulação para simulação.

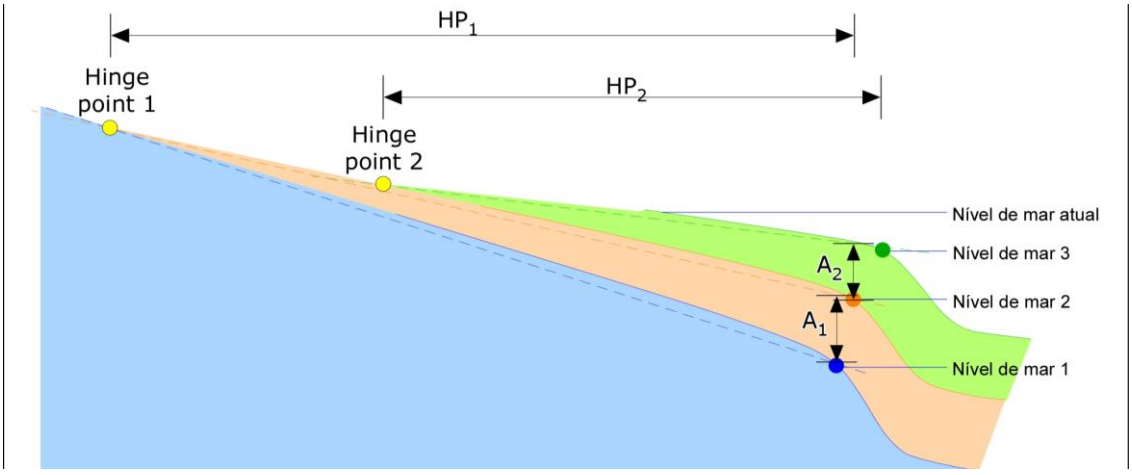


Figura 6-19 – Metodologia para a correção paleobatimétrica utilizando a *hinge point* de cada sequência. "HP" é a distância entre o *hinge point* e o *offlap break*, e "A" é o espaço de acomodação final.

6.2.8.3) Quantificação de Aporte Sedimentar e Descarga Fluvial

As taxas de aporte sedimentar podem ser obtidas de diferentes maneiras como a utilização de informações contidas na bibliografia ou cálculo de volume sedimentar calculado através das espessuras sedimentares ou dos mapas de isópacas baseados em interpretações sísmicas na área de estudo.

Os valores de descarga fluvial (Qw) podem ser obtidos tanto através de dados bibliográficos da área de estudo, como também, grosseiramente estimados através de estudos baseados em compilações das relações de descarga fluvial com outros parâmetros, como, por exemplo, o aporte sedimentar (Qs) (Figura 6-20).

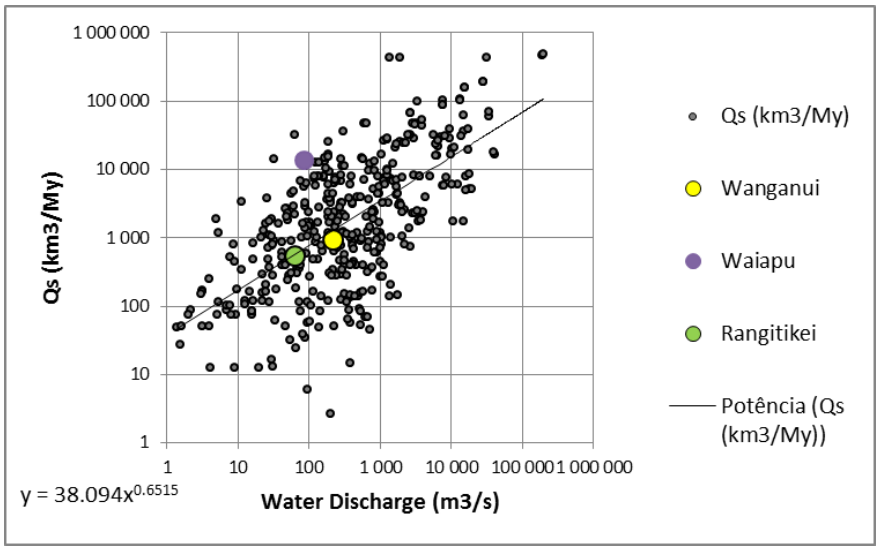


Figura 6-20 – Gráficos da relação descarga sedimentar X descarga d'água, baseados na compilação de dados realizada por Didier Granjeon.

6.2.8.4) Quantificação de Erosão

Na simulação estratigráfica a erosão é quantificada considerando-se os volumes totais de relevo e massa retirados do embasamento e das sequências sedimentares formadas anteriormente. Esta taxa é definida através da equação abaixo:

Taxa erosão= (Vs*ρs)/(t*ρr*A) Onde: Vs=volume de sedimentos, t=idade do deposito, A=área da bacia, ρs=densidade do sedimento (2.3 g/cm3) e ρr=densidade da rocha in situ (2.7g/cm3)

Caso não seja possível obter todos estes parâmetros a taxa de erosão pode ser estimada através de outros estudos na área ou através de estudos em locais que possuam condições climáticas e geológicas similares.

6.2.8.5) Cálculo de Transporte de Sedimentos

O transporte dos sedimentos é o parâmetro mais complicado de se simular. Utiliza-se a relação entre a capacidade de transporte, a descarga d'água e a inclinação do fundo. A capacidade de transporte é relacionada ao coeficiente de difusão K que varia de acordo com o ambiente sedimentar e o tipo de sedimento.

$Qs=K*Q_{w*}S$ onde qs é a capacidade de transporte de sedimentos;
K é o coeficiente de difusão;
Qw é a descarga d'água;
S é a inclinação m/km do fundo.

Existem alguns valores médios de coeficientes de difusão fluvial e marinho para cada tipo de sedimento, resumidos na Tabela 5.1.

6.2.8.6) Simulações Estratigráficas

O modelo estratigráfico é gerado a partir da estimativa dos parâmetros de entrada estabelecidos acima. Simulações estratigráficas podem ter diferentes objetivos como: a reprodução da geometria de um determinado pacote sedimentar e assim obtenção da variação dos principais parâmetros responsáveis pela sua formação ou; a realização de testes para determinação do comportamento sedimentar em diferentes ambientes sedimentares. As simulações realizadas no presente trabalho tiveram como objetivo a reprodução da geometria das sequencias sedimentares

interpretadas na etapa de análise sísmica. A partir do modelo estratigráfico final foi possível, então, estimar a variação temporal e espacial dos parâmetros definidores da construção arquitetural da bacia sedimentar estudada como a variação de espaço de acomodação e de subsidência, a variação de aporte sedimentar e de descarga fluvial e migração das fontes sedimentares que alimentam a bacia.

Capítulo 7

Resultados

Os resultados apresentados neste capítulo representam todo o trabalho realizado neste estudo incluindo toda a interpretação sísmica profunda e de alta resolução; análises de mapas batimétricos e paleobatimétricos, de isópacas e de gradiente de fundo, criados a partir da interpretação sísmica; análise cronoestratigráfica a partir de dados de poços; análise litológica e quantificação de taxa de sedimentação e; modelagem estratigráfica 2D e 3D em diferentes intervalos temporais.

7.1) Análise Sísmica e de Dados de Poços Exploratórios

Neste item serão mostrados os resultados referentes à interpretação de todo o levantamento sísmico disponível para este estudo. Como foi mostrado no capítulo de *Base de Dados e Métodos*, foram disponibilizados dados de sísmica de reflexão de diferentes resoluções e penetração do sinal acústico: linhas de sísmica de reflexão profunda (disponibilizados pela Agência Nacional do Petróleo), que permitem a observação e interpretação das sequências deposicionais formadas durante toda a evolução cenozóica da bacia de Santos, foco do presente estudo (Figura 7-1); e linhas de sísmica de reflexão de alta resolução (com penetração máxima de sinal acústico da ordem de 500 ms), que permitem uma melhor caracterização das sequências deposicionais formadas durante o Plio-Quaternário (Figura 7-1).

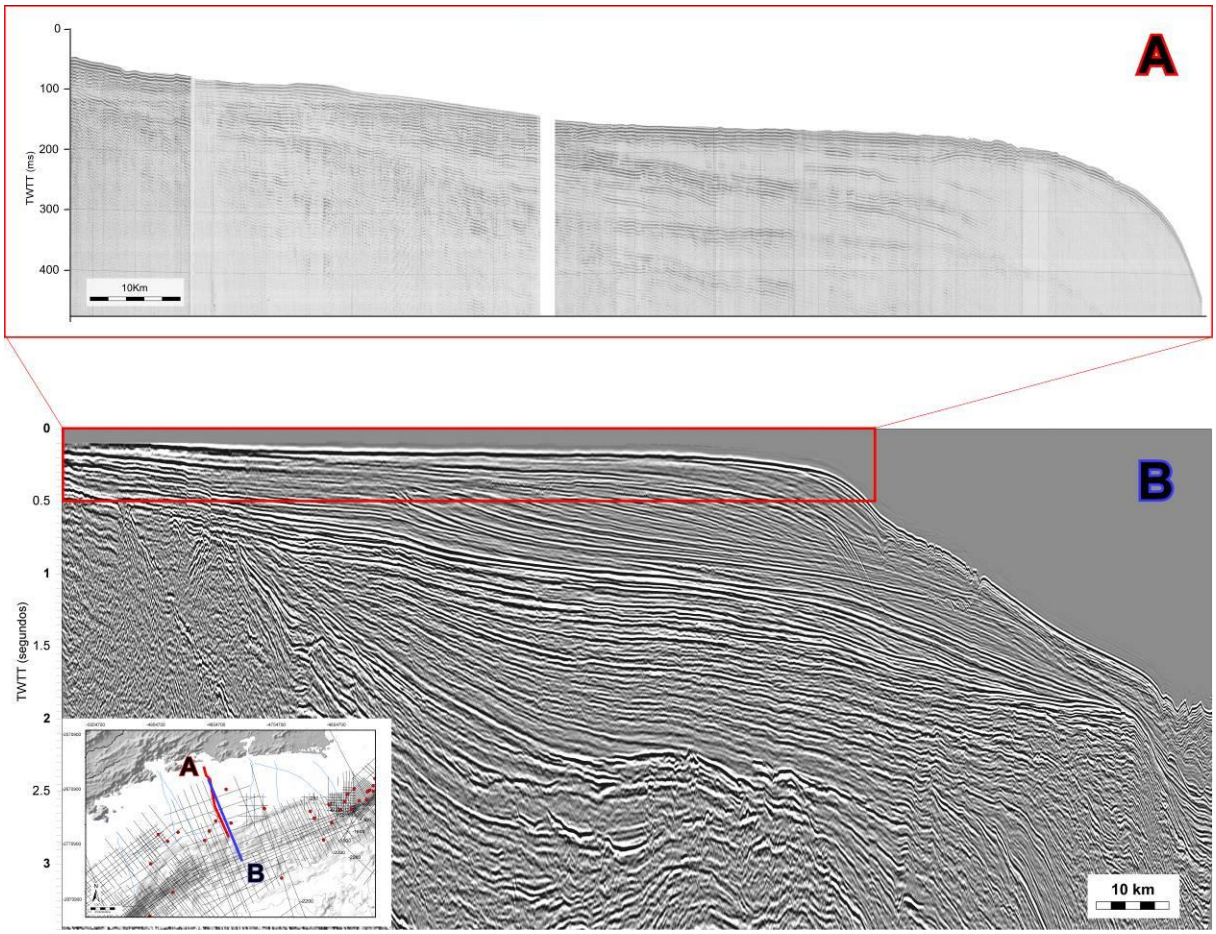


Figura 7-1– Exemplos dos dois tipos de linhas sísmicas utilizadas neste estudo: A) Linha sísmica de alta resolução; B) Linha sísmica profunda.

7.1.1) Análise das Linhas de Sísmica Profunda

A análise das linhas de sísmica profunda (Figura 7-1) permitiu o reconhecimento das principais sequências sísmicas, caracterizadas por distintos arranjos de arquitetura sedimentar, desenvolvidas durante a evolução da bacia de Santos no Cenozóico. As sequências e os respectivos horizontes sísmicos que as limitam foram interpretados se baseando nos preceitos de Estratigrafia Sísmica e de Sequências (capítulo *Estratigrafia de Sequências*). Para uma melhor caracterização da variação lateral do desenvolvimento das sequências sedimentares, a área de estudo foi geograficamente subdividida em três porções principais: oeste, central e leste (Figura 7-2).

A interpretação das linhas de sísmica profunda permitiu a identificação de nove sequências sísmicas principais e dez horizontes sísmicos (considerando o fundo do mar) que as limitam (Figura 7-3). As sequências sísmicas foram nomeadas de SC1 a SC9, enquanto os horizontes foram nomeados de H1 a H8, de superfície S1 (já definida na literatura por Maia *et al.*, 2010) e fundo marinho (Figura 7-3, Figura 7-4, Figura 7-5, Figura 7-6, Figura 7-7, Figura 7-8, Figura 7-9, Figura 7-10 e Figura 7-11). As sequências sísmicas identificadas nos dados de sísmica profunda situadas no topo do pacote estudado (SC8 e SC9) foram ainda subdividas com o auxílio da interpretação das linhas sísmicas de alta resolução nas subsequências Sq1-Sq5 (já definidas na literatura por Maia *et al.*, 2010) (Figura 7-3).

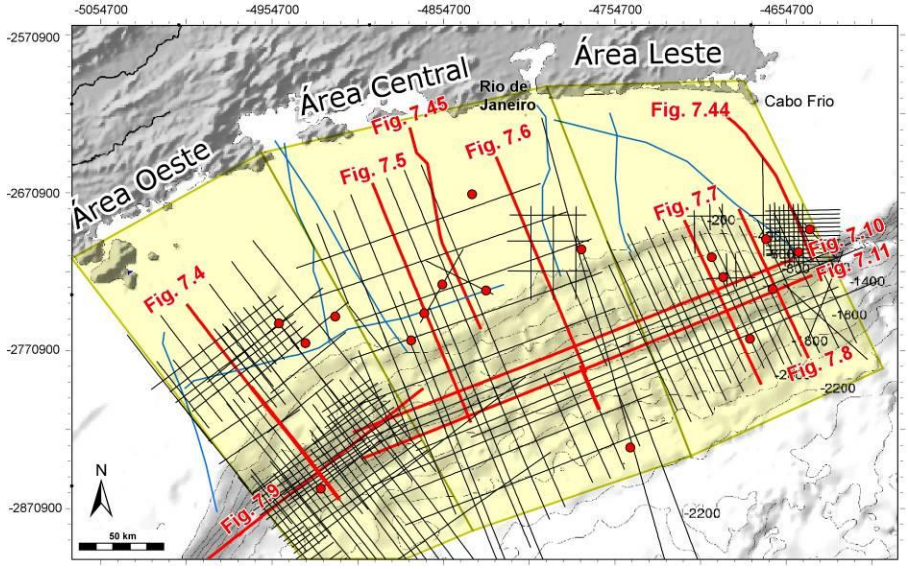


Figura 7-2 – Mapa de localização do levantamento sísmico (linhas pretas e azuis) e dos poços exploratórios utilizados neste estudo (pontos vermelhos). As linhas vermelhas representam o posicionamento das linhas de sísmica profunda interpretadas nas Figura 7-3, Figura 7-4, Figura 7-5, Figura 7-6, Figura 7-7, Figura 7-8, Figura 7-9, Figura 7-10 e Figura 7-11. O mapa também indica a subdivisão geográfica da área de estudo em três porções (áreas amarelas): Oeste, Central e Leste.

7.1.1) Análise das Linhas de Sísmica Profunda

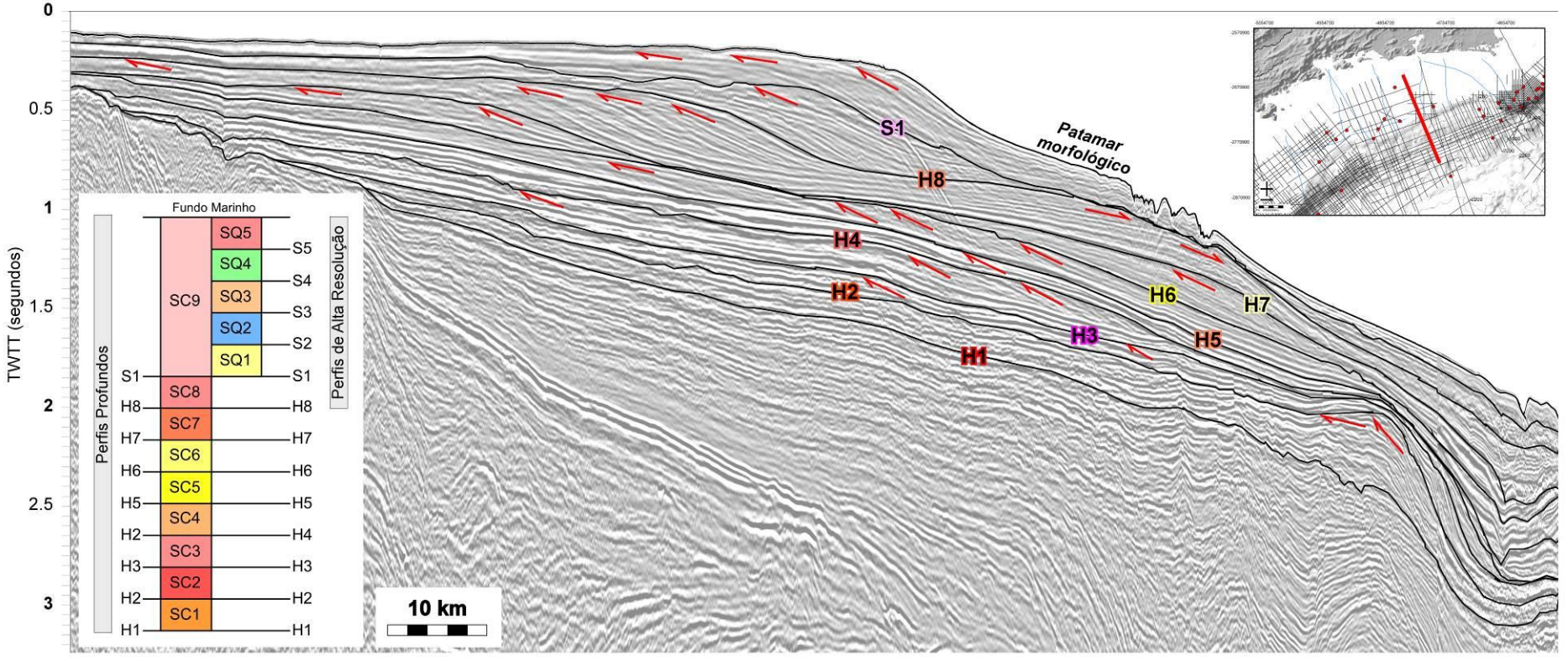


Figura 7-3 – Linha sísmica posicionada na porção central da área de estudo, selecionada como exemplo para identificação das sequências e horizontes sísmicos identificados na intepretação das linhas de sísmica profunda.

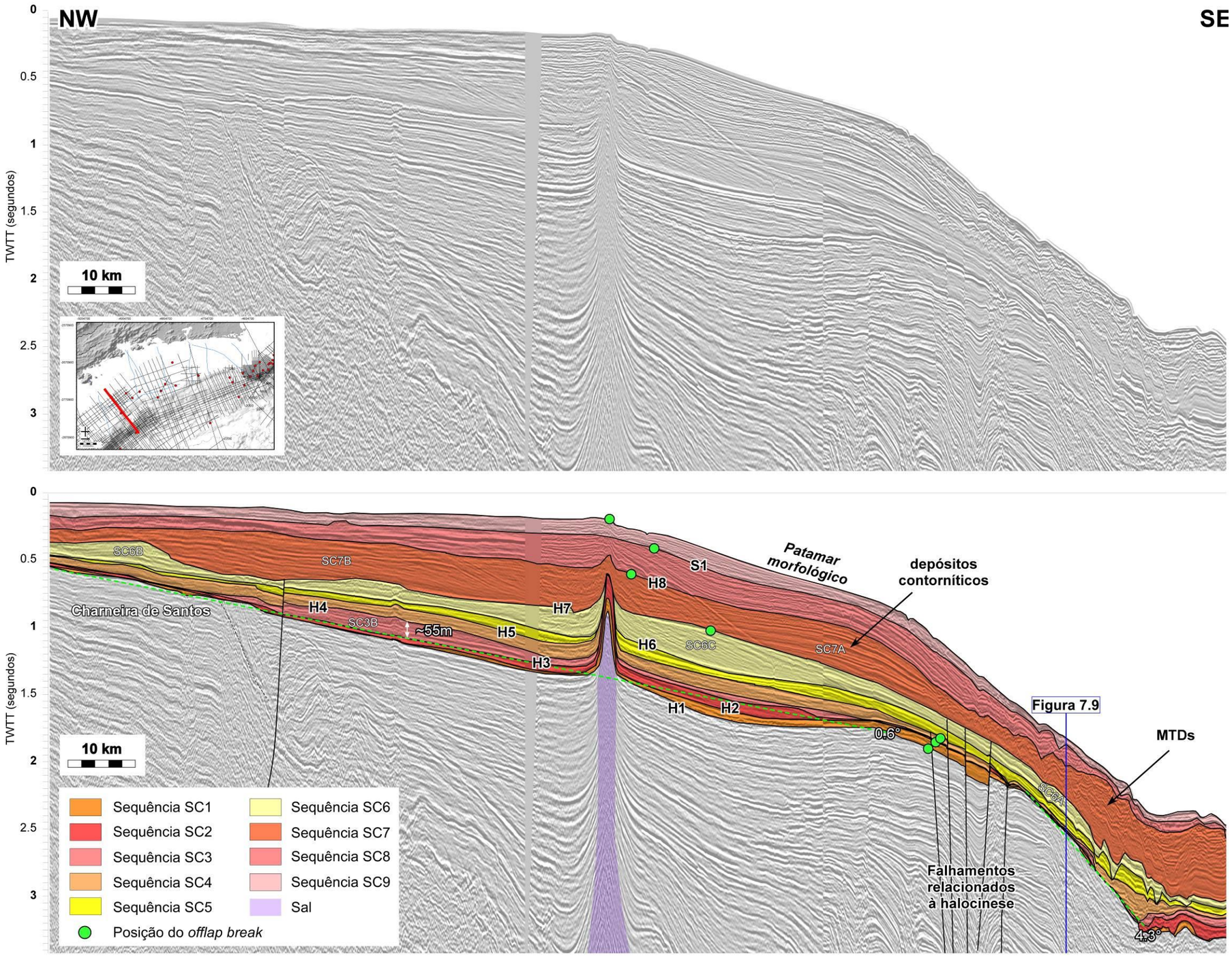


Figura 7-4 – Exemplo de linha *dip* interpretada dos dados de sísmica profunda, situada no extremo OESTE da área de estudo.

7.1.1) Análise das Linhas de Sísmica Profunda

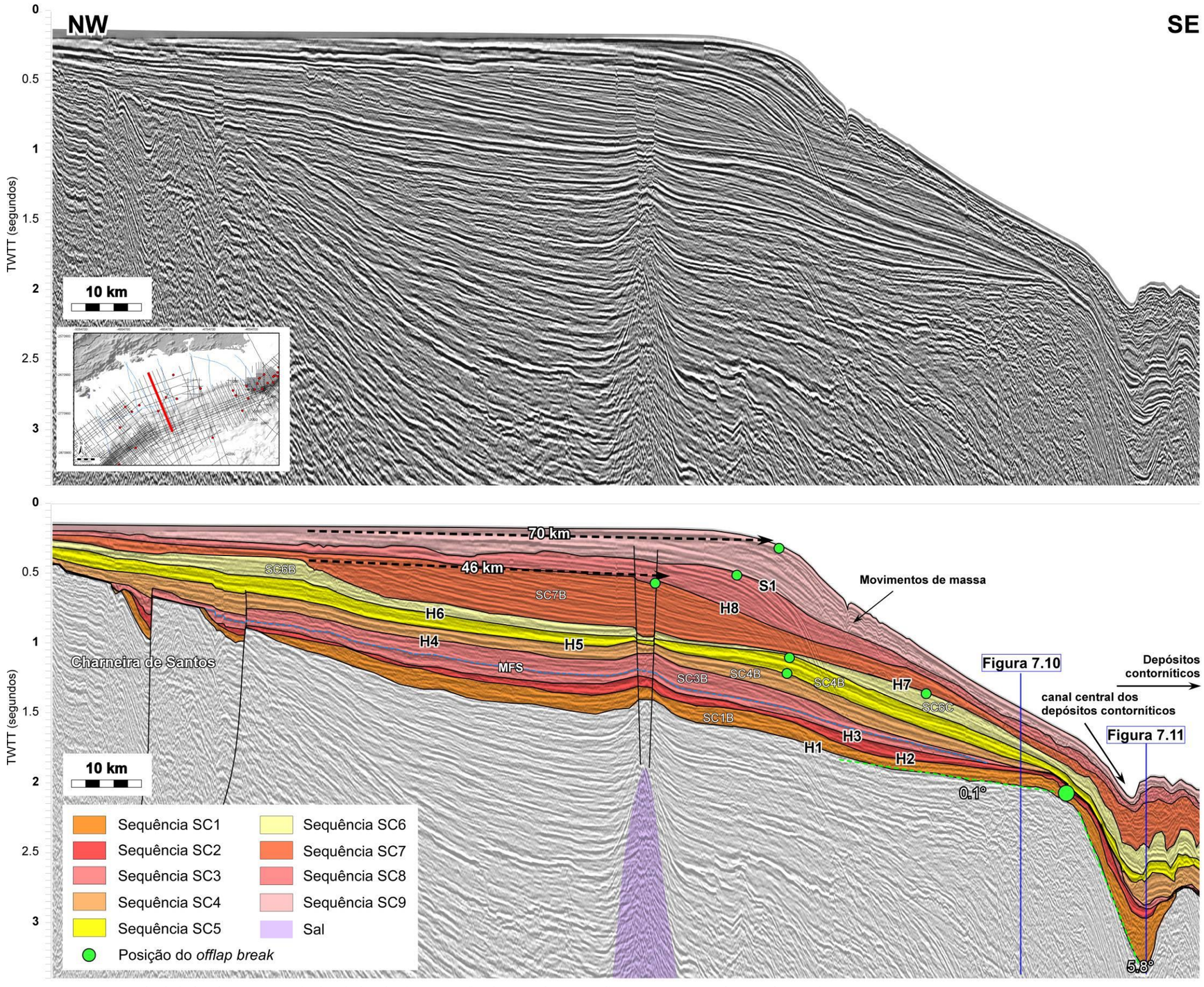


Figura 7-5 - Exemplo de linha *dip* interpretada dos dados de sísmica profunda, situada na porção CENTRO-OESTE da área de estudo.

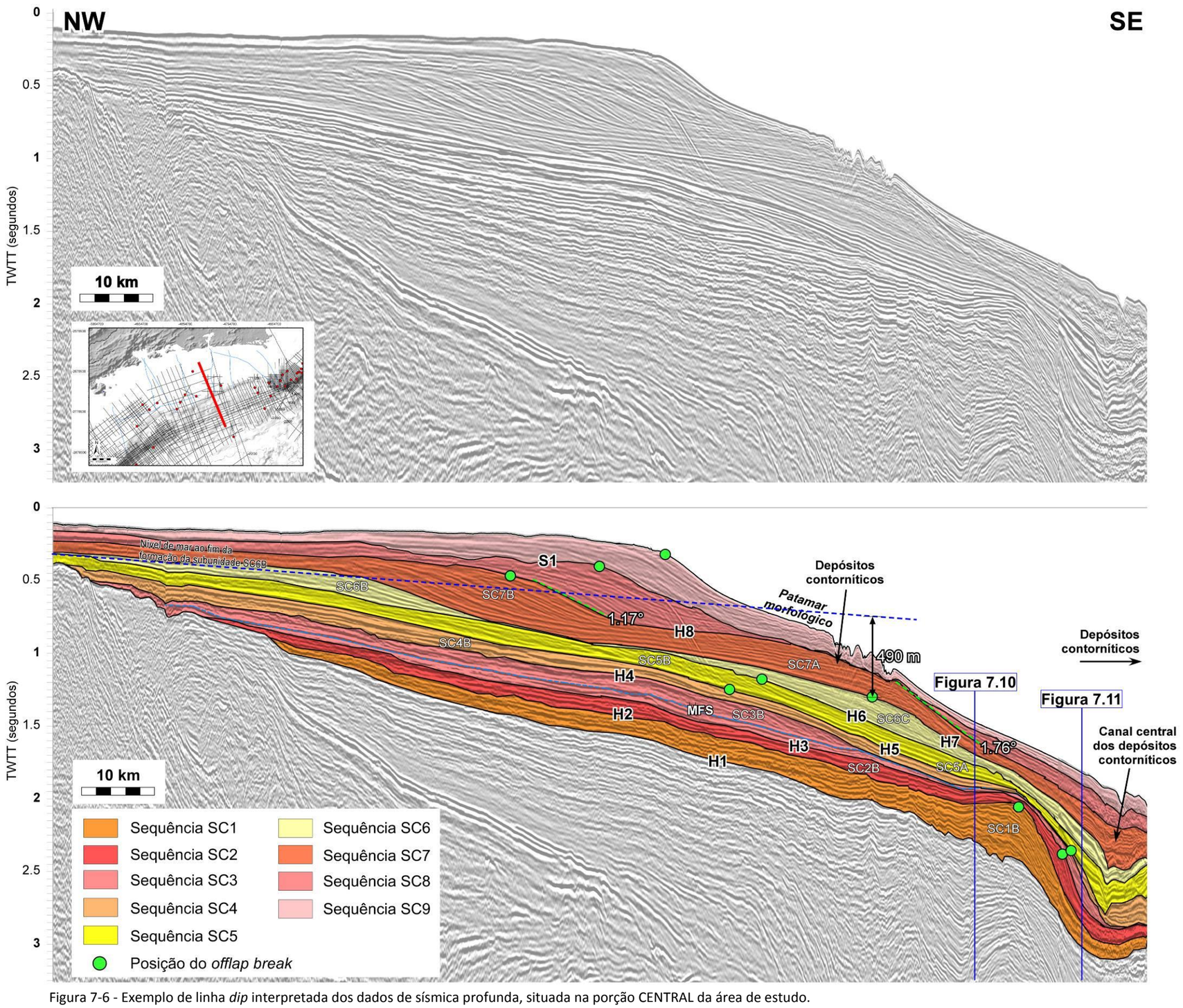


Figura 7-6 - Exemplo de linha *dip* interpretada dos dados de sísmica profunda, situada na porção CENTRAL da área de estudo.

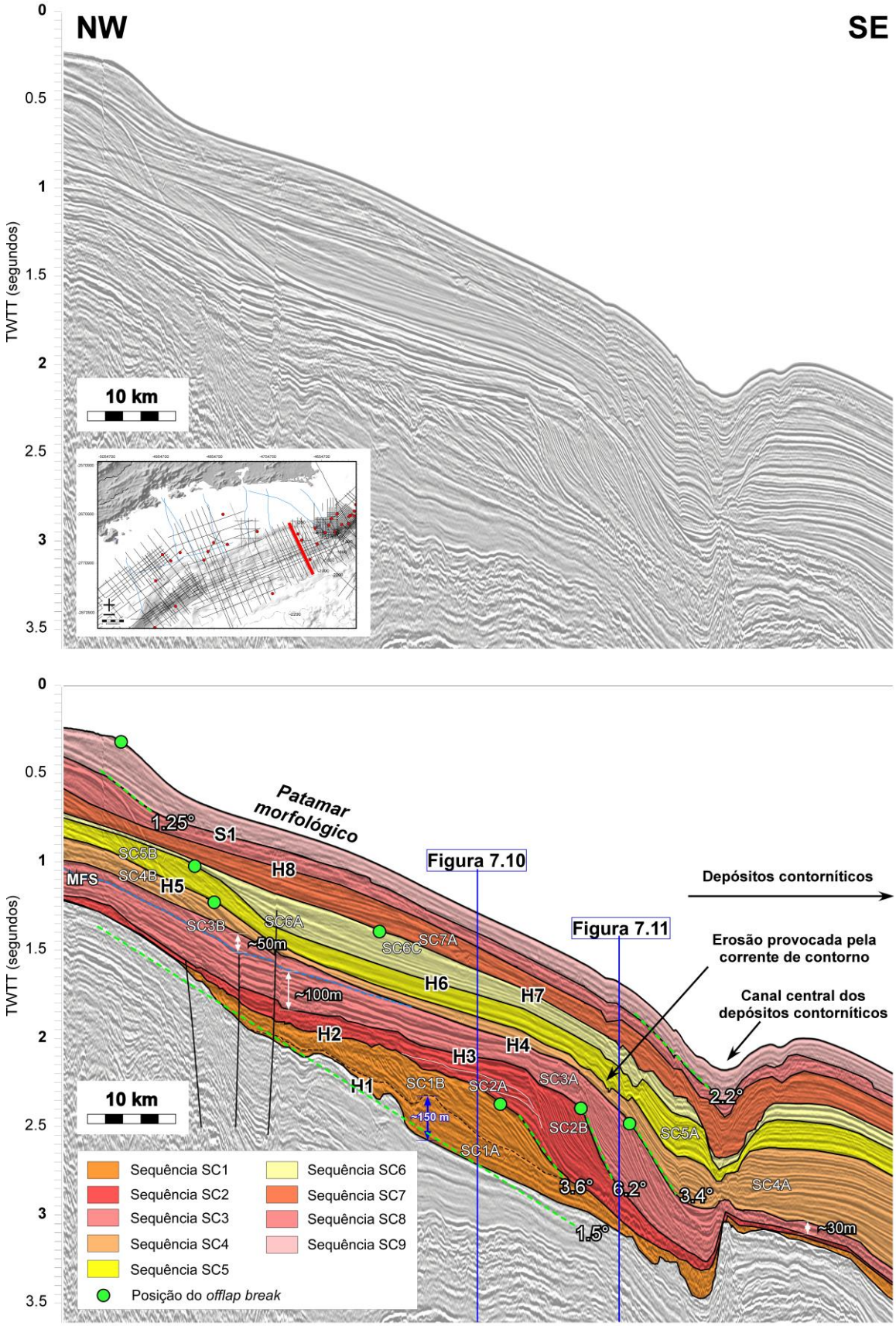


Figura 7-7 - Exemplo de linha *dip* interpretada dos dados de sísmica profunda, situada na porção LESTE da área de estudo.

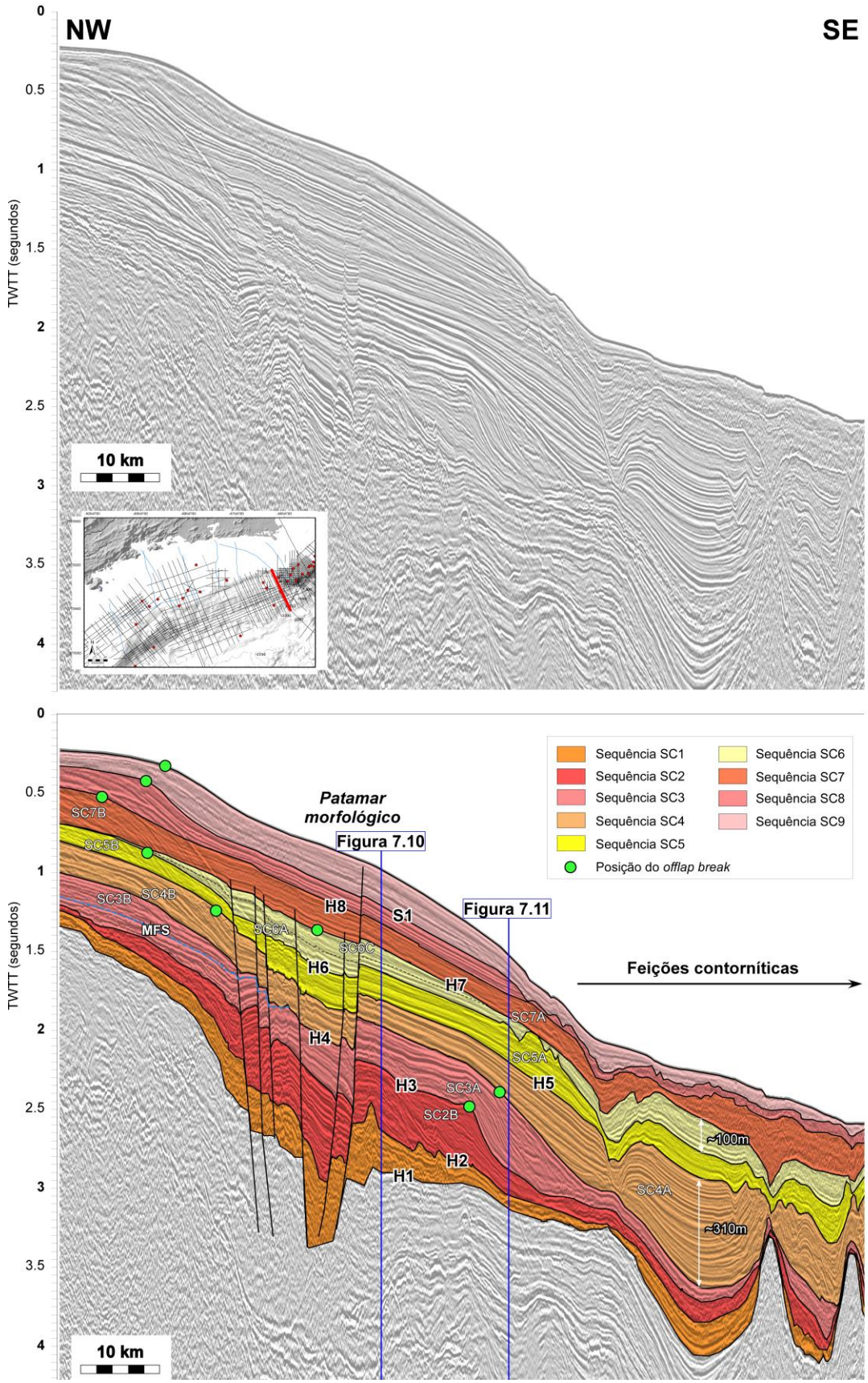


Figura 7-8 - Exemplo de linha *dip* interpretada dos dados de sísmica profunda, situada no extremo LESTE da área de estudo.

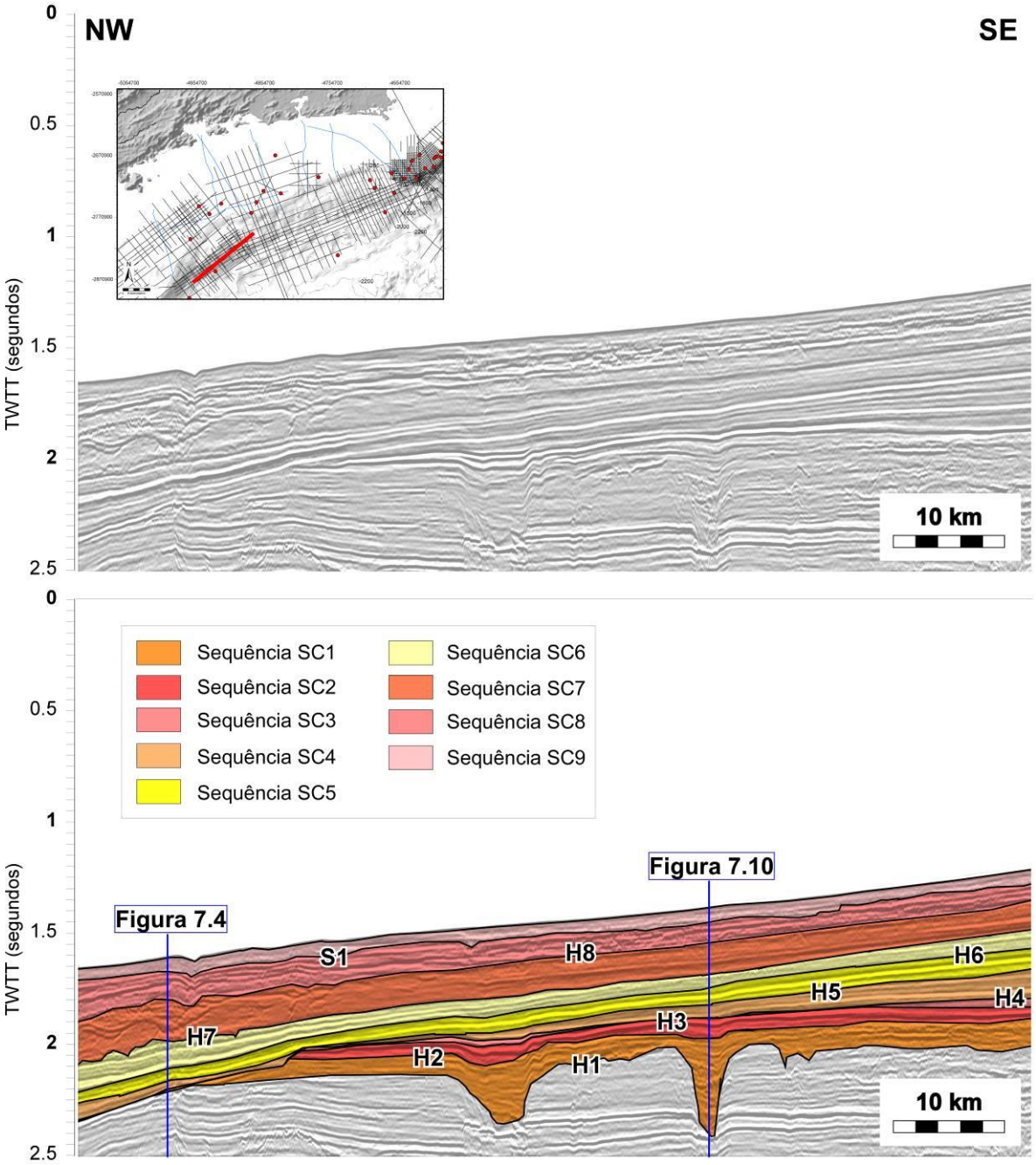


Figura 7-9 - Exemplo de linha *strike* interpretada dos dados de sísmica profunda, situada na porção OESTE da área estudo.

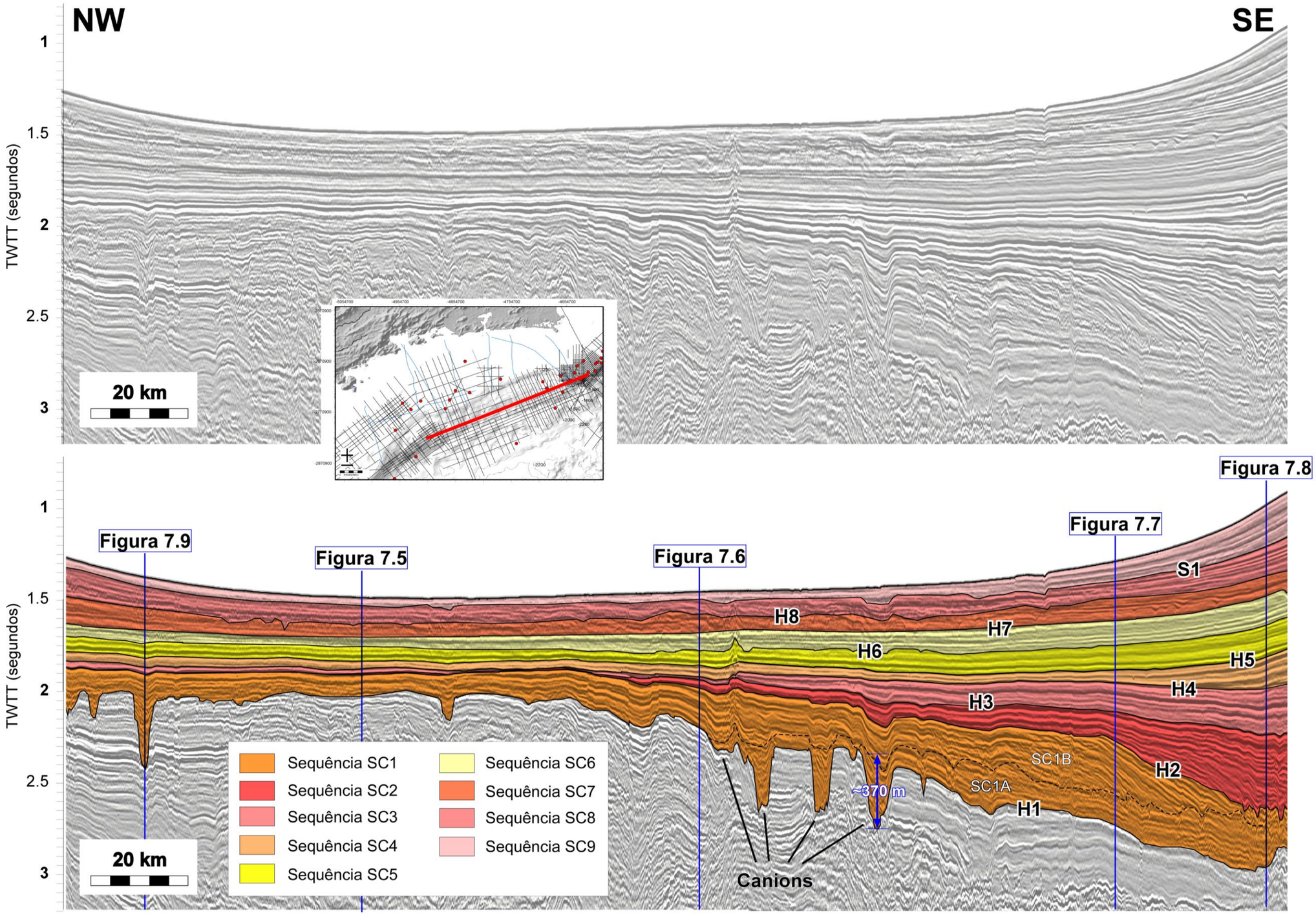


Figura 7-10 - Exemplo de linha *strike* interpretada dos dados de sísmica profunda, abrangendo as porções CENTRAL e LESTE da área estudo.

7.1.1) Análise das Linhas de Sísmica Profunda

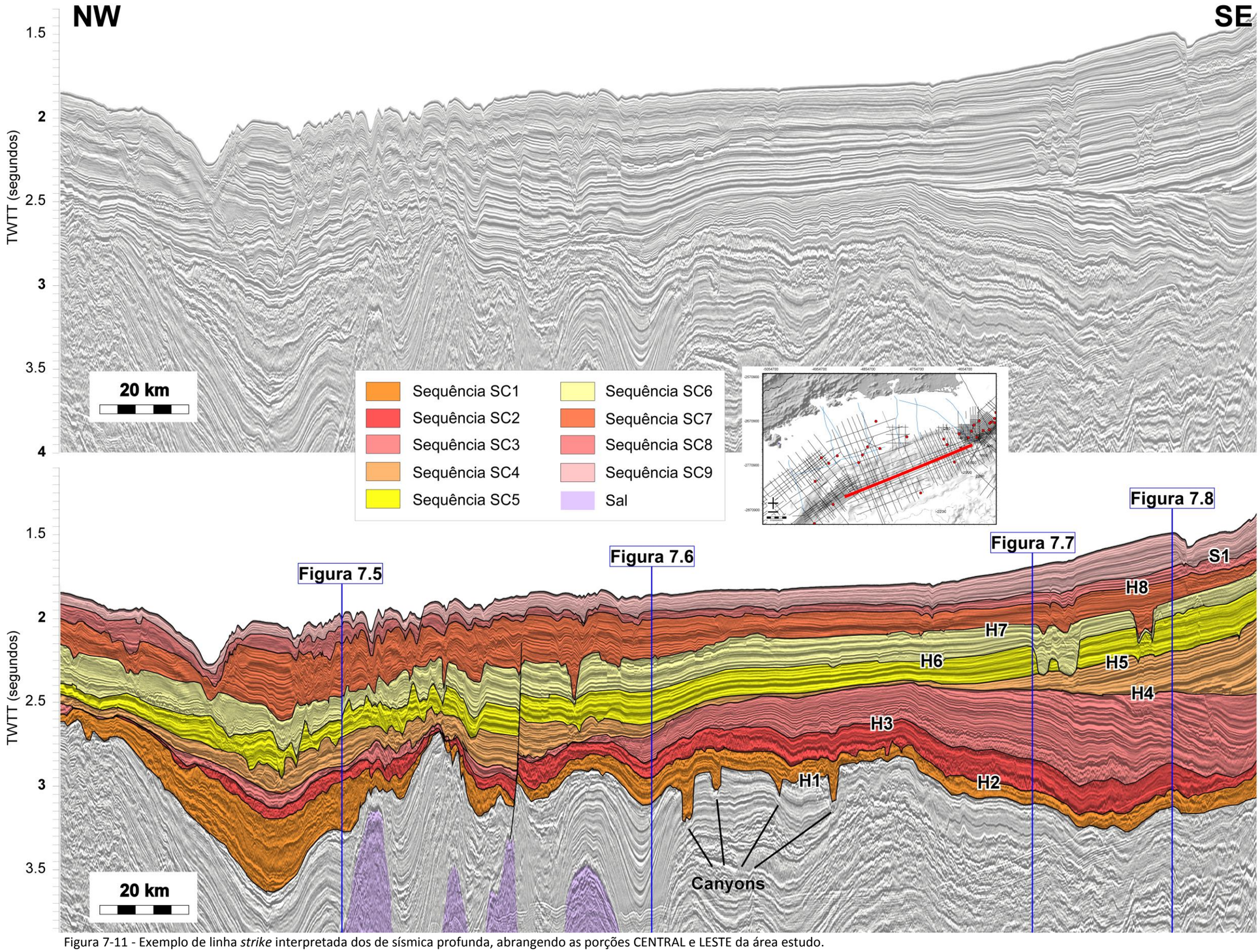


Figura 7-11 - Exemplo de linha *strike* interpretada dos de sísmica profunda, abrangendo as porções CENTRAL e LESTE da área estudo.

7.1.1.1) Arquitetura Sísmica da Sequência SC1 e suas Superfícies Limitantes (H1-base e H2-topo)

A sequência sísmica SC1 é a primeira sequência identificada dentro do pacote estudado, caracterizada como a primeira sequência progradante da sucessão estratigráfica em questão, apresentando clinoformas com *foresets* de alto ângulo de inclinação. Tais clinoformas progradantes ocorrem, contudo, apenas na porção leste da área de estudo. Ela é desenvolvida sobre a superfície H1 (Figura 7-12), que representa a superfície-base dos estudos conduzidos na presente tese, e é limitada no seu topo pela superfície H2 (Figura 7-4, Figura 7-5, Figura 7-6, Figura 7-7, Figura 7-8, Figura 7-9, Figura 7-10 e Figura 7-11).

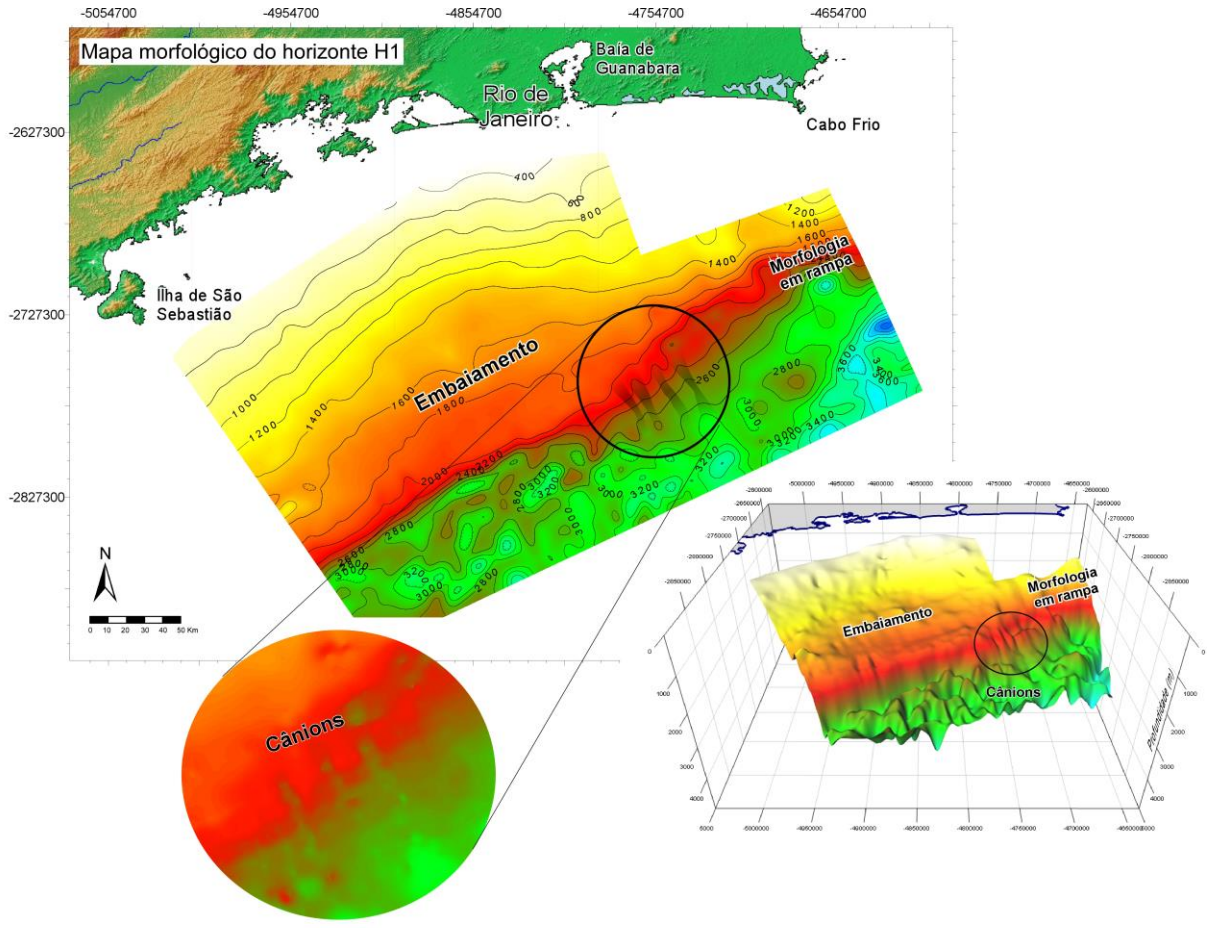


Figura 7-12 – Mapa morfológico da Superfície H1. Em destaque uma visão 3D da morfologia da superfície e também um *zoom* na zona de ocorrência de cânions.

A superfície H1 apresenta características sísmicas que indicam a atuação de processos erosivos, como o esculpimento de inúmeros cânions, de até 370 m de desnível morfológico (Figura 7-10), que seccionam a superfície perpendicularmente à costa na porção centro-leste da área de estudo, aproximadamente à frente da Baia de Guanabara (Figura 7-9, Figura 7-10 e Figura 7-11). Estes cânions foram completamente preenchidos durante o desenvolvimento da sequência sedimentar SC1, mas não apresentam, contudo, feições de conexão mapeáveis com as regiões proximais (Figura 7-12). As porções mais proximais da superfície H1 (plataforma média e interna) foram interpretadas somente na porção oeste da área de estudo, devido à inexistência de dados sísmicos na porção leste da plataforma. A partir desta interpretação, foi possível verificar uma tendência de diminuição das profundidades de sua superfície-base H1 na porção leste da área de estudo (Figura 7-12), assim como a presença de um embaiamento sobre a plataforma continental na região centro-oeste da área, ao largo da Baia de Guanabara (Figura 7-12). A superfície H1 desta porção centro-oeste apresenta uma plataforma continental média-externa de baixos ângulos (0.1°[2], Figura 7-5) e uma plataforma interna aplainada (Figura 7-5). Esta superfície é relacionada ao posicionamento da Charneira de Santos que corresponde a um limite abrupto da bacia, onde ocorre uma flexura ou faturamento do embasamento que permaneceu ativo até o final do Cretáceo e foi posteriormente recoberto pela sucessão estratigráfica cenozoica durante a fase de subsidência térmica (Zalán e Oliveira, 2005).

No mapa morfológico da superfície H1, assim como o de todas as demais paleosuperfícies identificadas (de H1 ao fundo marinho atual) é possível observar estruturas convexas formadas pelo sal, e entre estas estruturas a feição deposicional côncava interpretada como uma deposição anterior ou concomitante a halocinese (Figura 7-7, Figura 7-8, Figura 7-11, Figura 7-12 e Figura 7-13). No mapa de isópacas, é possível verificar pequenos depocentros localizados na bacia, principalmente na região centro-oeste da área, relacionados com a criação de espaço para acomodação sedimentar através da halocinese e a formação de domos salinos (Figura 7-13).

A superfície H1 apresenta ainda na porção centro-oeste da área de estudo uma quebra de plataforma bem definida e um talude de alto ângulo (5.8°, Figura 7-5). As posições de *offlap break* (tanto de borda de plataforma, como também de sistema de mar alto) de todas as superficies foram estimadas através de mapas de gradiente das respectivas superfícies e baseadas nas observações nas

[2] Os ângulos medidos são obtidos sobre as superfícies no momento atual, e não no momento em que as superfícies foram formadas. Esse tipo de medição é utilizado para comparação da inclinação dos ângulos ao longo de uma mesma superfície.

linhas sísmicas. O *offlap break* de borda de plataforma[3] desta superfície foi estimado nas linhas sísmicas de acordo com a paleomorfologia de quebra entre a plataforma e o talude da superfície. Este *offlap break* é bem marcado na porção oeste da área de estudo, mas com pouca ou nenhuma definição na porção leste (Figura 7-5, Figura 7-7 e Figura 7-14). Os *offlap breaks* de borda de plataforma da superfície H1 descrevem um embaiamento na região leste (Figura 7-14). Na porção extremo oeste da área (ao largo da Ilha de São Sebastião, Figura 7-4), a plataforma continental é de morfologia mais uniforme, apresentando ângulos de inclinação semelhantes ao longo de toda a área (0.6°, Figura 7-4). Nesta porção, a quebra da plataforma é menos definida e apresenta um talude com inclinação menor que na porção centro-oeste (4.3°, Figura 7-4). Já na porção leste, a superfície H1 se apresenta em forma de rampa (de ângulo 1.5°, Figura 7-7), sem uma definição clara do limite entre plataforma continental e talude. A diferença morfológica desta paleoplataforma, marcada pela presença ou ausência de feição fisiográfica de quebra definida, evidencia uma morfologia em forma de rampa localizada na porção leste da área de estudo (Figura 7-12). Esta morfologia resultou num controle sobre a arquitetura e arranjo estratigráfico das sequências na porção leste da área, como pode ser observado na Figura 7-7, Figura 7-8 e na Figura 7-10. Enquanto na porção centro-oeste, SC1 se desenvolve como estratos com tendências tabulares, compatível com um sistema transgressivo desenvolvido sobre a plataforma continental da superfície H1 (Figura 7-4 e Figura 7-5).

Desta forma, a sequência SC1 na porção centro-leste da área adquire traços arquiteturais fortemente progradacionais em direção à bacia, preenchendo parte da feição depressionada / em rampa observada na área. Além disso, nesta porção da área a sequência SC1 é composta pelo empilhamento de duas subunidades (SC1A e SC1B), distribuídas ao longo da plataforma, talude e bacia com geometria e padrões de configuração sísmica interna próprios:

- ⇨ A subunidade SC1A (Figura 7-7 e Figura 7-10) é caracterizada por reflexões internas aproximadamente plano-paralelas, situadas na base da subunidade (Figura 7-7 e Figura 7-10), apresentando espessura de aproximadamente 100 m sobre a plataforma da porção oeste e chegando a um máximo de 150 m na porção leste (Figura 7-7).

[3] Na Estratigrafia de Sequências, os *offlap breaks* são considerados os pontos de inflexão entre *topsets* e *foresets*. Até recentemente, os *offlap breaks* eram com frequência considerados a posição da linha de costa (*shoreline position*). Numerosos estudos recentes discutem outros possíveis significados para os *offlap breaks* (e.g. Helland-Hansen and Hampson, 2009; Henriksen *et al.*, 2009). Estes estudos mostram claramente que clinoformas e *offlap breaks* podem ocorrer em diferentes escalas, desde ondas de sedimento (*current ripples*) a faces de praia (*shoreline break*), até a escala de quebra de plataforma continental.

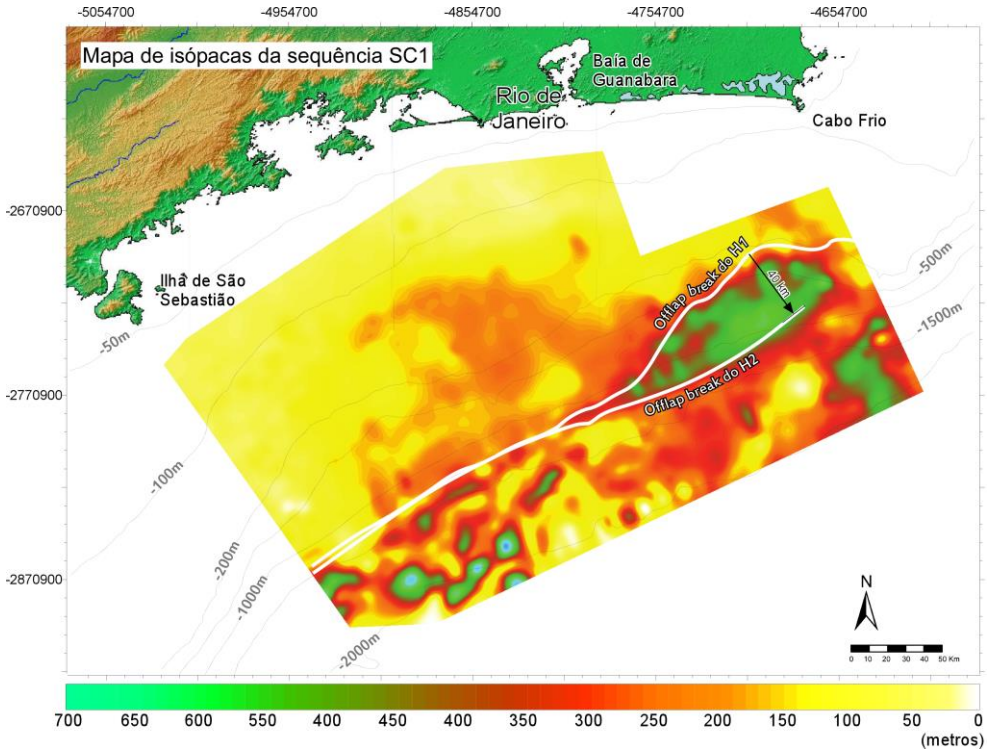


Figura 7-13 – Mapa de Isópacas da sequência SC1. As linhas pretas representam as isóbatas da morfologia atual. As linhas brancas representam os *offlap breaks* das superfícies base e topo da sequência (posições dos *offlap breaks* obtidos a partir da interpretação sísmica e dos mapas de gradientes de superfície).

⇨ A subunidade SC1B (Figura 7-7 e Figura 7-10) é caracterizada por sistemas sedimentares progradantes formados principalmente na plataforma externa, que tendem a fácies mais plano-paralelas sobre a plataforma continental (Figura 7-6 e Figura 7-7). Estas clinoformas progradantes se desenvolvem em direção à bacia, com pequena espessura a oeste e com grande espessura na porção leste da área de estudo (Figura 7-10). Os refletores das clinoformas progradantes apresentam diferentes ângulos de inclinação, dependendo da localização do depósito. Na porção mais a oeste, os ângulos dos refletores são mais fortes, acompanhando o ângulo de inclinação da superfície H1[4] (Figura 7-5). Já na porção leste, a inclinação é menor (Figura 7-7);

A partir do mapa de isópacas da sequência SC1 pode ser observado um grande depocentro localizado na porção leste, onde também é observada a morfologia em rampa na superfície H1 e um conjunto de falhas (Figura 7-12 e Figura 7-13). Este depocentro é formado por um grande sistema progradante de mais de 600 m de espessura, que preenche o espaço de acomodação existente devido à morfologia em rampa na porção leste da superfície H1 (Figura 7-13). Este sistema

[4] É importante ressaltar que a medição dos ângulos das superfícies foi realizado após a conversão destas para profundidade (m).

progradante parece estar se desenvolvendo tanto frontalmente em direção à bacia profunda (Figura 7-6 e Figura 7-7), como também lateralmente de oeste para leste (Figura 7-10). Em direção à porção oeste da área, a sequência SC1 afina gradualmente até tornar-se praticamente inexistente, pelo menos dentro nível de resolução dos dados de sísmica profunda (Figura 7-4, Figura 7-5 e Figura 7-6). Além disso, a morfologia em rampa na porção leste persiste até o topo da sequência SC1, de tal forma que a superfície H2 apresenta uma morfologia geral similar à superfície H1. E embora a superfície H2 apresente um limite plataforma continental – talude mais bem definido na porção leste da área, com ângulo de inclinação de talude de 3.6° (Figura 7-7), a morfologia em rampa persiste na porção extremo leste onde pode ser observado um embaiamento local (Figura 7-8, Figura 7-15 e Figura 7-16). Assim como na superfície H1, o *offlap break* de borda de plataforma da superfície H2 também foi estimado na porção oeste da área de estudo de acordo com a paleomorfologia de quebra entre a plataforma e o talude da superfície (Figura 7-4). Na porção central e leste a posição deste *offlap break* foi estimado, quando possível, no *offlap* das clinoformas mais distais observadas na sequência. A posição dos *offlap breaks* é mais bem definida que os da superfície H1, resultado do desenvolvimento localizado da sequência SC1 (Figura 7-7 e Figura 7-16). A maior definição plataforma-talude da superfície H2 reflete o preenchimento sedimentar da sequência SC1 sobre a rampa na superfície H1, enquanto a persistência da morfologia em rampa da superfície H2 demonstra que o preenchimento da feição depressionada foi incompleto, ou seja, o espaço disponível para sedimentação não foi totalmente utilizado.

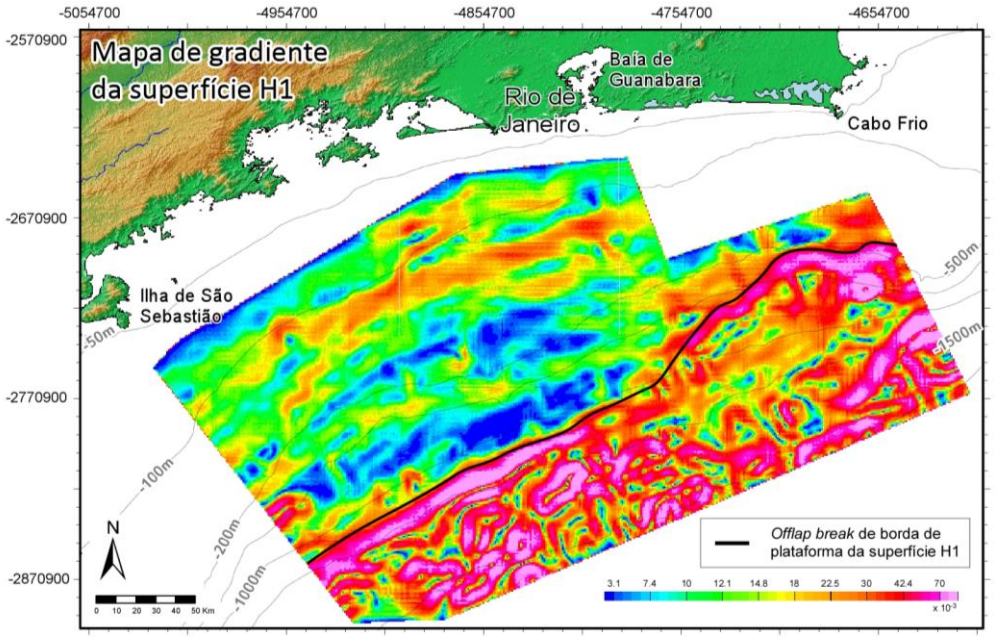


Figura 7-14 – Mapa de gradiente da superfície H1 e o posicionamento do respectivo *offlap break* de borda de plataforma.

7.1.1) Análise das Linhas de Sísmica Profunda

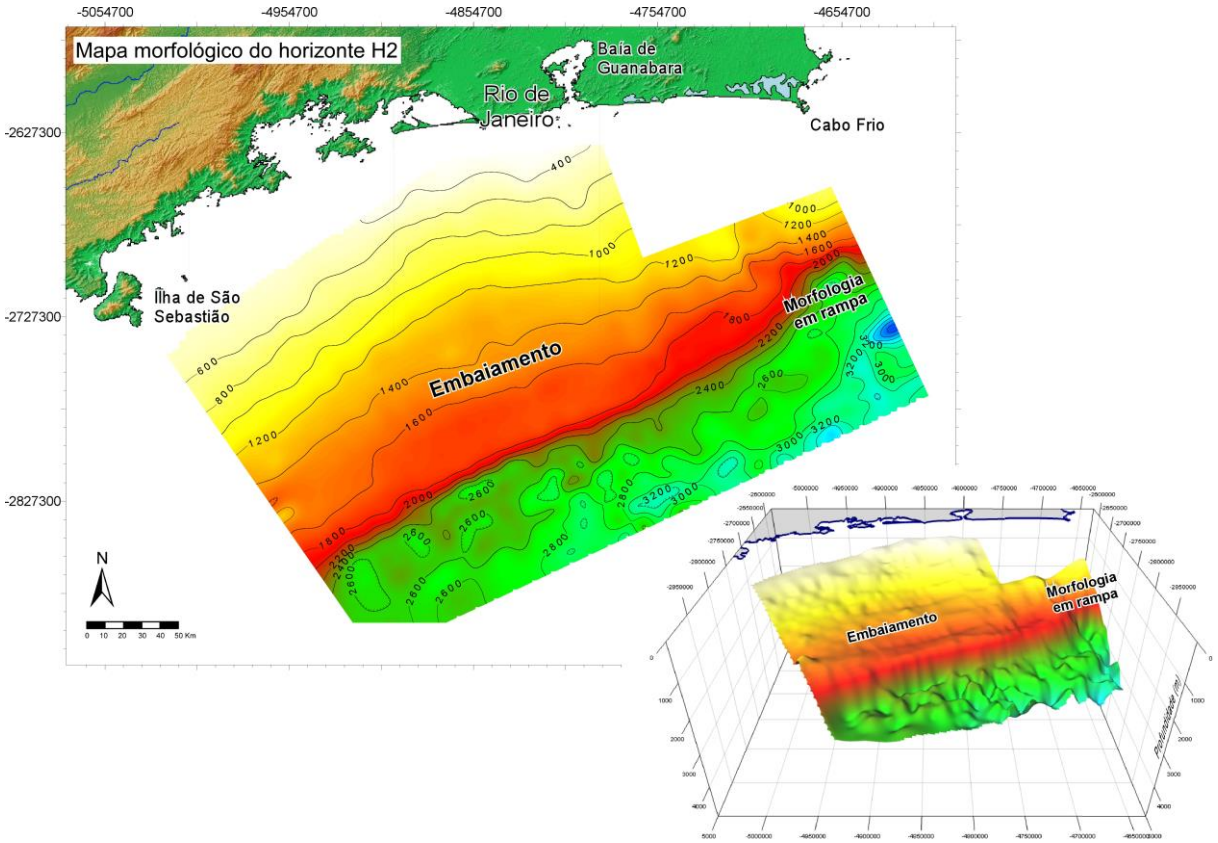


Figura 7-15 – Mapa morfológico da Superfície H2. Em destaque uma visão 3D da morfologia da superfície.

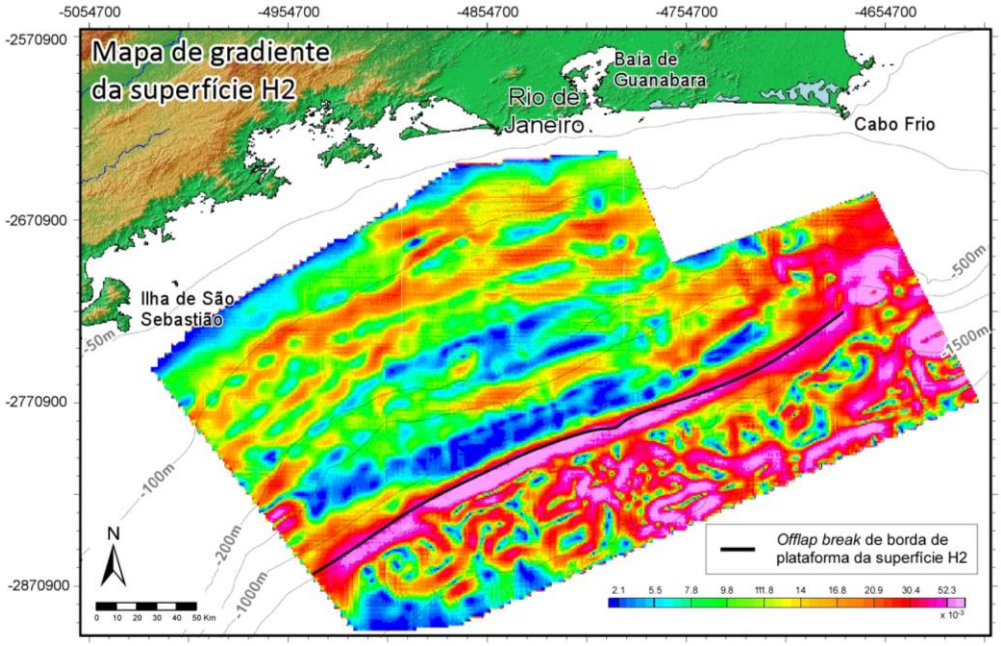


Figura 7-16 - Mapa de gradiente da superfície H2 e o posicionamento do respectivo *offlap break* de borda de plataforma.

7.1.1.2) Arquitetura Sísmica da Sequência SC2 e sua Superfície-Topo H3

A sequência SC2 é limitada em sua base pela superfície H2 (Figura 7-15), descrita no item anterior, e no topo pela superfície H3. Assim como a sequência SC1, ela é também caracterizada por subunidades sedimentares progradacionais restritas à porção leste da área, que se desenvolvem sobre a plataforma e talude em direção à bacia e em direção a leste, preenchendo o espaço disponível para sedimentação pré-existente na superfície H2 (Figura 7-10). A sequência SC2 se desenvolve em regiões de plataforma externa e talude preenchendo a morfologia em rampa existente na porção leste da área de estudo e recobrindo a sequência anterior SC1 (Figura 7-10), onde também são observadas inúmeras falhas que perturbam a estratigrafia da sequência SC2 (Figura 7-8). Já sobre a plataforma, os refletores de SC2 se apresentam mais plano-paralelos (Figura 7-5, Figura 7-6 e Figura 7-7) e alcançam regionais mais proximais que a sequência SC1.

Esta sequência também se apresenta composta por subunidades de diferentes geometrias e configurações das reflexões sísmicas internas; por isso, a sequência foi também subdividida em duas subunidades (SC2A e SC2B):

- ⇨ A subunidade SC2A é caracterizada por cunhas sedimentares desenvolvidas sobre a plataforma externa, cuja base é marcada por reflexões terminando aparentemente em *onlap* contra a superfície H2, configurando desta forma sistemas agradacionais (Figura 7-7);

- ⇨ A subunidade SC2B é caracterizada por clinoformas progradantes caracterizadas por *foresets* de alto ângulo (Figura 7-7 e Figura 7-8), cuja inclinação varia dependendo da localização. Na porção oeste, onde a subunidade apresenta uma espessura mínima da ordem de alguns metros, a inclinação dos refletores gera uma borda de plataforma e talude menos abruptos (Figura 7-7). Já na porção leste, a inclinação dos refletores acompanha a inclinação da superfície H2 (Figura 7-4). Em geral, a subunidade progradacional SC2B apresenta refletores de mais alto ângulo de inclinação no talude em comparação com os refletores dos sistemas progradantes da sequência SC1 (Figura 7-7). A configuração da progradação desta sequência reproduz o mesmo desenvolvimento frontal e lateral da sequência SC1, ou seja, um sistema que prograda tanto em direção à bacia como também na direção leste (Figura 7-7, Figura 7-8 e Figura 7-10). Esta subunidade é finalmente interrompida por uma superfície erosiva, resultante de deslizamento e movimento de massa (Figura 7-17). Os depósitos de transporte de massa oriundos do colapso gravitacional parcial de SC2B se depositaram na porção centro-leste da área de estudo (Figura 7-17), e parecem estar relacionados com a grande

inclinação dos refletores na borda de plataforma e talude da subunidade SC2B que provavelmente geraram instabilidades gravitacionais do fundo submarino.

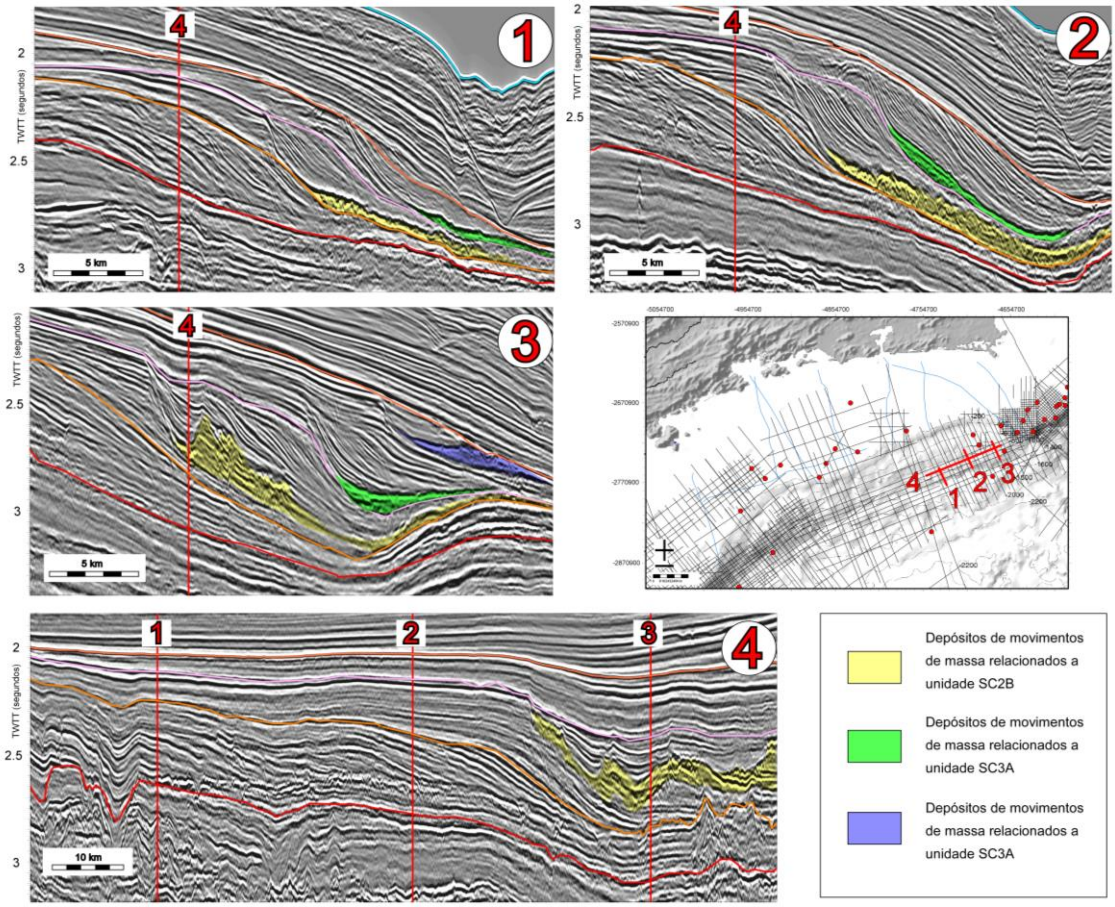


Figura 7-17 – Extratos de seções sísmicas evidenciando a presença de depósitos de deslizamentos de massa nas subunidades sísmicas SC2B e SC3A.

A sequência SC2, considerando todas as suas subunidades, apresenta uma pequena espessura sobre a plataforma da porção oeste da área de estudo, da ordem de algumas dezenas de metros (Figura 7-5 e Figura 7-18) que vai gradualmente aumentando em direção leste acompanhando o desenvolvimento progradacional da sequência (Figura 7-8, Figura 7-10 e Figura 7-18). Na porção extremo leste da área a sequência apresenta máxima espessura da ordem de 500 m (Figura 7-18). No mapa de isópacas da sequência SC2 (Figura 7-18), foi possível identificar que seu principal depocentro é, no entanto, localizado ligeiramente a leste do depocentro da sequência SC1, em função do preenchimento gradativo da rampa sobre superfície H2 (Figura 7-18). Outros pequenos depocentros também podem ser identificados na bacia (Figura 7-8), e são relacionados com a halocinese, assim como na sequência SC1 (Figura 7-13).

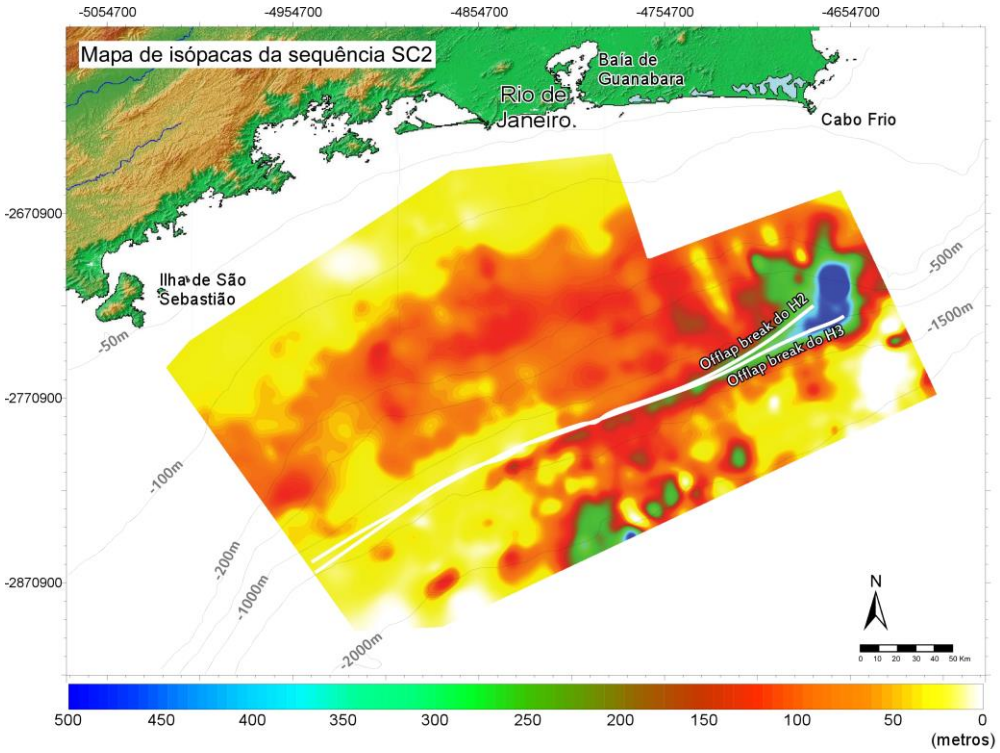


Figura 7-18 – Mapa de Isópacas da Sequência SC2. As linhas pretas representam as isóbatas da morfologia atual. As linhas brancas representam os *offlap breaks* das superfícies base e topo da sequência (posições dos *offlap breaks* obtidos a partir da interpretação sísmica e dos mapas de gradientes de superfície).

A morfologia da superfície-topo H3 (Figura 7-19) pode ser resultante de um conjunto de processos deposicionais da própria sequência SC2 assim como herdada da fisiografia de paleosuperfícies anteriores nas regiões onde a deposição de SC2 foi menos expressiva. Na porção oeste e central da área, a plataforma apresenta uma morfologia mais suave que na porção leste, que é marcada pela presença de uma série de irregularidades locais resultante da movimentação de blocos falhados induzidos pela halocinese. A região de quebra de plataforma (*offlap break*) por sua vez é marcada por uma linha de quebra bem definida na porção leste (reflexo da deposição de cunhas progradantes oblíquas), enquanto na porção oeste e central onde a sequência SC2 apresenta espessuras substancialmente menores observa-se uma ampla região de quebra com morfologia herdada da deposição das sequências anteriores (Figura 7-4, Figura 7-5, Figura 7-6, Figura 7-7 e Figura 7-8). Na porção oeste da área de estudo o *offlap break* de borda de plataforma foi estimado de acordo com a paleomorfologia de quebra entre a plataforma e o talude da superfície (Figura 7-4). Na porção central e leste a posição deste *offlap break* foi estimado, quando possível, no *offlap break* das clinoformas mais distais observadas na sequência (Figura 7-6). Assim como a superfície H1 e H2, o *offlap break* de borda de plataforma da superfície H3 também descreve um embaiamento nesta porção (Figura 7-20).

7.1.1) Análise das Linhas de Sísmica Profunda

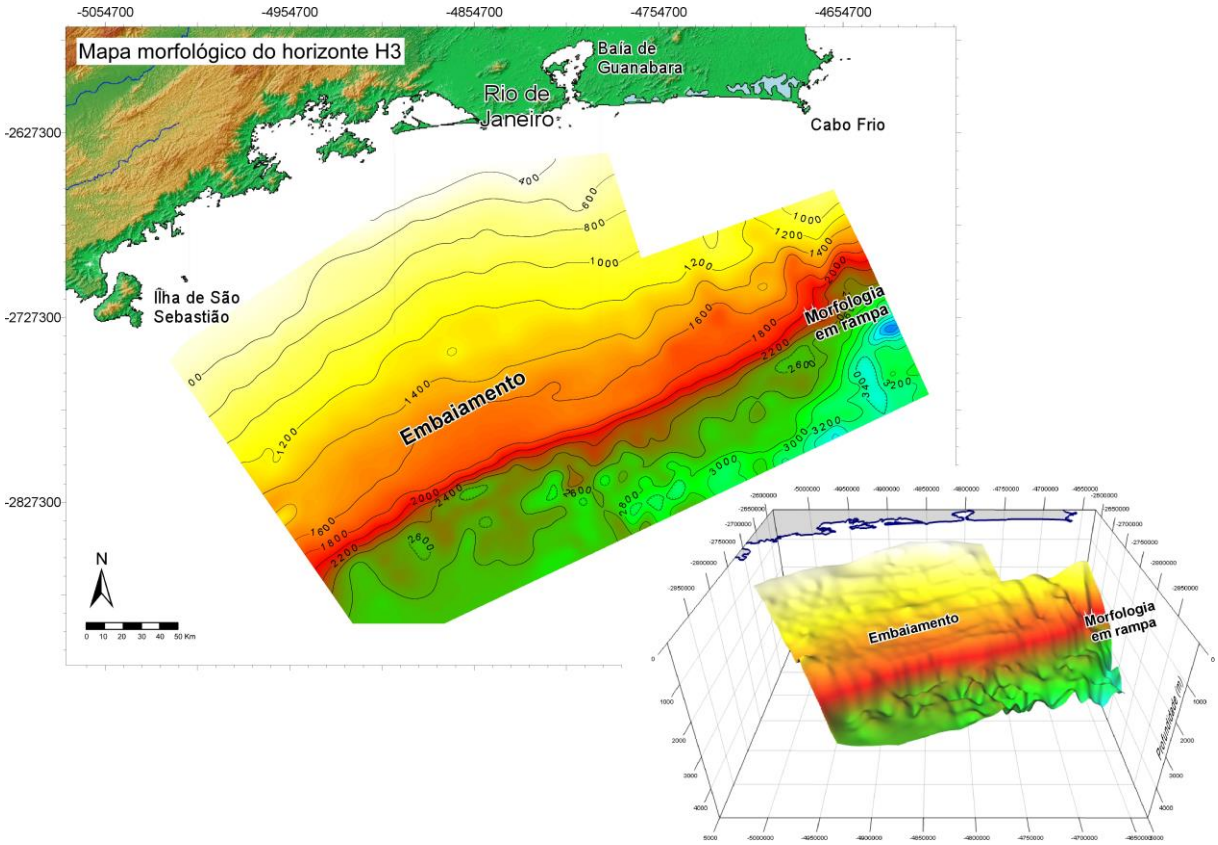


Figura 7-19 – Mapa morfológico da Superfície H3. Em destaque uma visão 3D da morfologia da superfície.

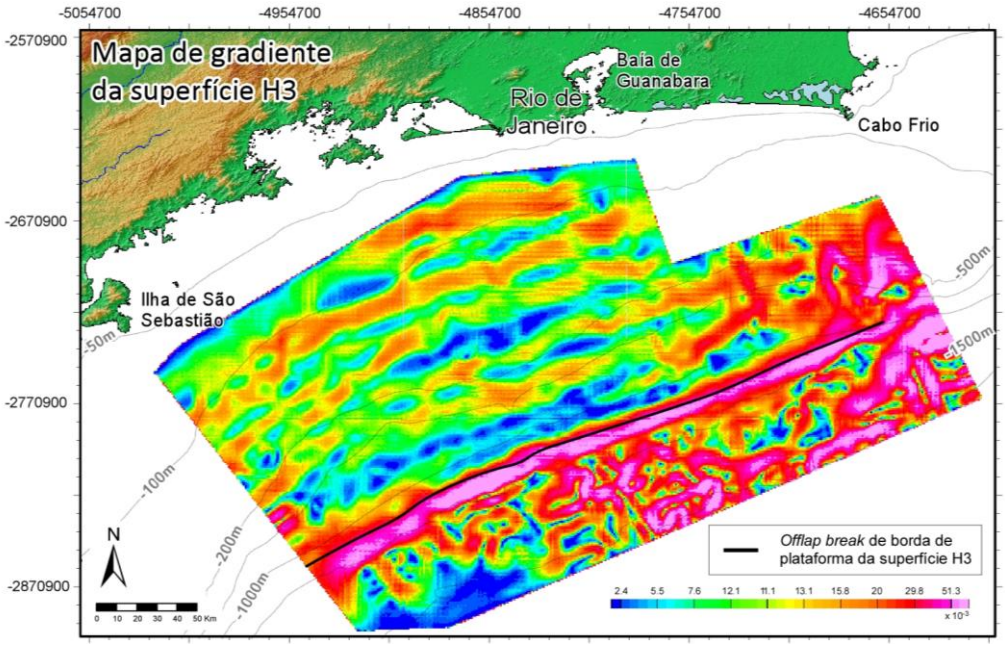


Figura 7-20 - Mapa de gradiente da superfície H3 e o posicionamento do respectivo of*flap break* de borda de plataforma.

7.1.1.3) Arquitetura Sísmica da Sequência SC3 e sua Superfície-Topo H4

A sequência SC3, assim como as sequências SC1 e SC2, se caracterizada por elementos arquiteturais progradacionais que se desenvolvem preferencialmente na porção leste da área de estudo, avançando sobre a superfície H3, descrita no item anterior, e tendo a superfície H4 como topo. Esta sequência é caracterizada por duas subunidades principais, constituídas por diferentes geometrias externas e configurações sísmicas internas:

- ⇨ A subunidade SC3A é caracterizada por estratos agradacionais que terminam em *onlap* gradativamente contra a superfície basal H3 em direção ao continente, intercaladas com *foresets* de alto ângulo no talude que terminam em *downlap* em direção à bacia e na direção leste (Figura 7-6, Figura 7-7, Figura 7-8 e Figura 7-11). Estes diferentes estratos compõem a subunidade basal SC3A, formando um conjunto de clinoformas do tipo "progradação sigmoidal complexa" (Mougenot *et al.*, 1983). Estes sistemas são responsáveis pela formação do depocentro da sequência, alcançando uma espessura de 600-700 m na porção leste da área (Figura 7-7, Figura 7-11 e Figura 7-21). A oeste a subunidade SC3A é praticamente inexistente aumentando de espessura gradativamente na direção leste (Figura 7-5 e Figura 7-6). Esta subunidade apresenta ainda depósitos característicos de movimentos de massa situados na porção leste da área de estudo formados provavelmente por uma desestabilização gravitacional devido aos altos ângulos de inclinação do talude superior (Figura 7-17).

- ⇨ O topo da sequência é dominado pela subunidade SC3B, caracterizada por clinoformas progradantes que avançam sobre a plataforma que terminam em *downlap* contra a superfície que separa a subunidade SC3A da SC3B (Figura 7 e Figura 10). Esta superfície marca uma grande mudança no estilo deposicional da área de estudo, deslocando as fácies na direção continental, e é estratigraficamente interpretada como uma Superfície de Máxima Inundação (*Maximum Flooding Surface – MFS*; Catuneanu *et al*., 2009) (Figura 7-6, Figura 7-7 e Figura 7-8).

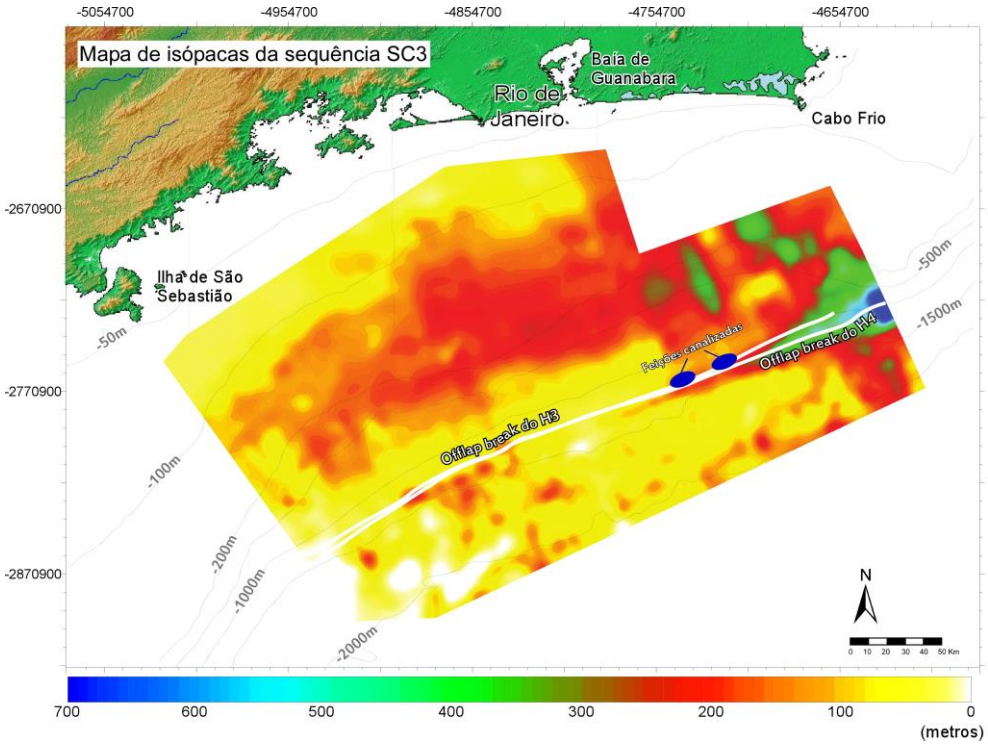


Figura 7-21 - Mapa de Isópacas da Sequência SC3. As linhas pretas representam as isóbatas da morfologia atual. As linhas brancas representam os *offlap breaks* das superfícies base e topo da sequência (posições dos o*fflap breaks* obtidos a partir da interpretação sísmica e dos mapas de gradientes de superfície.

O horizonte-topo H4 da sequência SC3 é a superfície mais facilmente identificável em toda a sucessão estratigráfica investigada, pois se trata de uma superfície com as mais claras características erosivas, que erode grande parte da sequência SC3 para oeste, e mesmo parte das superfícies anteriormente descritas (H1, H2 e H3) (Figura 7-9, Figura 7-10 e Figura 7-11). Além disso, a paleoplataforma correspondente a esta superfície é composta por dois patamares morfológicos, sendo o limite do superior relacionado com a deposição da subunidade SC3B, e o limite do inferior relacionado com o *offlap break* da sequência SC3, limite da subunidade SC3A (Figura 7-4, Figura 7-5, Figura 7-6, Figura 7-7, Figura 7-8 e Figura 7-22). Assim, a quebra de plataforma é mais bem definida na porção leste, a partir de onde se conecta a um talude de alto ângulo de inclinação, refletindo a deposição da subunidade SC3A (Figura 7-7 e Figura 7-8). Na porção central e leste a posição do *offlap break* foi estimada no *offlap* das clinoformas mais distais observadas na sequência (Figura 7-6). Já na porção oeste, assim como as superfícies H1, H2 e H3, a posição do *offlap break* foi estimada de acordo com a paleomorfologia de quebra entre a plataforma e o talude da superfície (Figura 7-4), ainda como remanescente morfológico da superfície H1 (Figura 7-4 e Figura 7-5). O *offlap break* da superfície H4 se apresenta linear em toda a área de estudo. Este *offlap break* representa a progradação mais distal observada em todo o pacote sedimentar estudado (Figura 7-23). A interpretação dos mapas de gradiente juntamente com as linhas sísmicas permitiu ainda a

identificação do *offlap break* do sistema deposicional de mar alto da superfície H4, que se apresenta aproximadamente linear a costa e ao *offlap break* de borda de plataforma (Figura 7-5, Figura 7-6, Figura 7-7, Figura 7-8 e Figura 7-23).

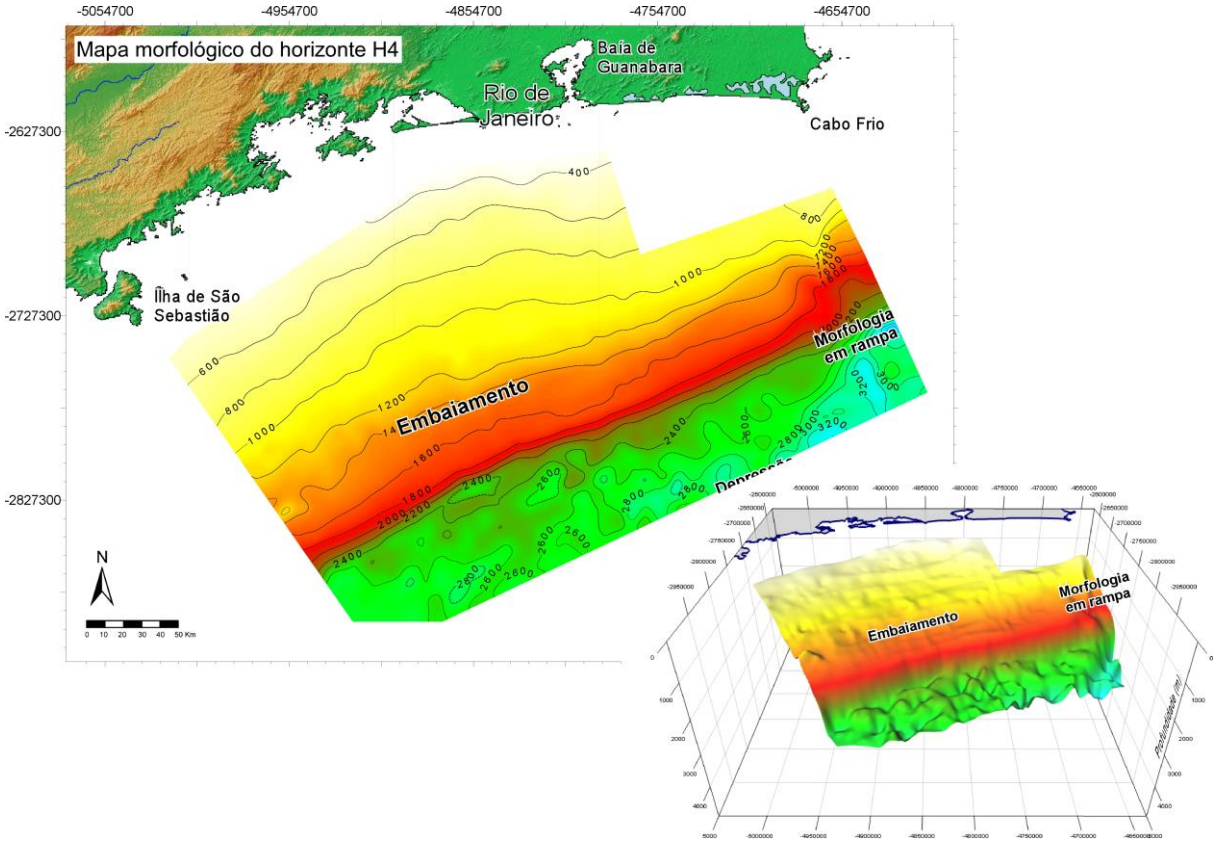


Figura 7-22 – Mapa morfológico da Superfície H4. Em destaque uma visão 3D da morfologia da superfície.

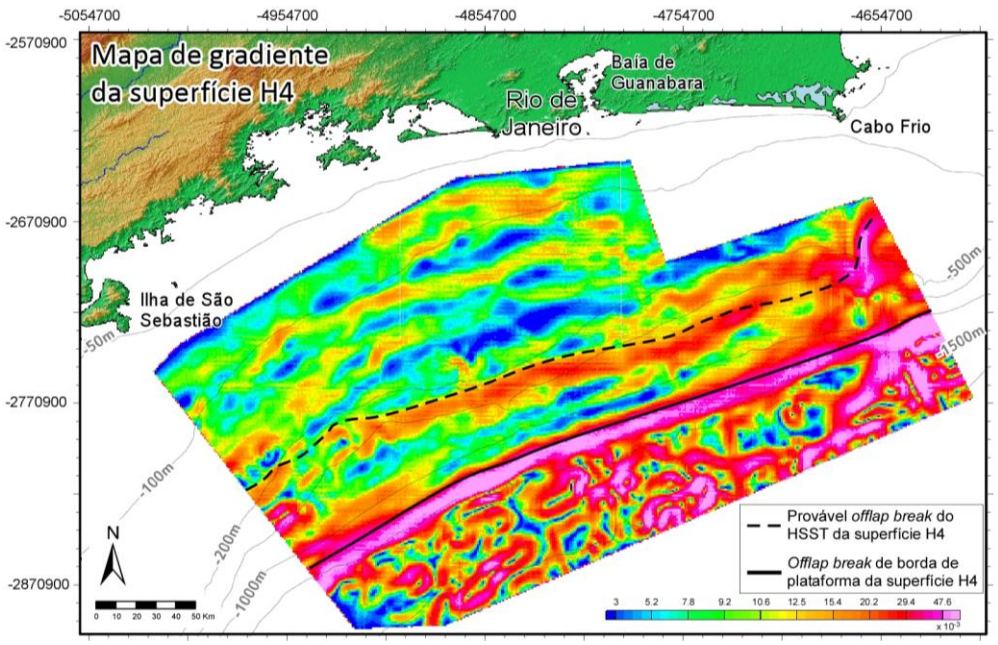


Figura 7-23 – Mapa de gradiente da superfície H4 e o posicionamento do respectivo *offlap break* de borda de plataforma e de sistema deposicional de mar alto.

7.1.1.4) Arquitetura Sísmica da Sequência SC4 e sua Superfície-Topo H5

A sequência SC4 se desenvolve sobre a superfície fortemente erosiva H4, tendo como superfície-topo a superfície H5. Esta sequência é caracterizada por duas subunidades principais, constituídas por diferentes geometrias externas e configurações sísmicas internas:

- A subunidade SC4A é formada por depósitos de talude e de bacia que são sismicamente caracterizados por refletores normalmente plano-paralelos, que terminam em *onlap* contra a superfície H4, indicando que a subunidade foi construída provavelmente durante segmentos transgressivos da curva eustática (Figura 7-7 e Figura 7-8). Esta subunidade se espessa enormemente de oeste para leste, onde é observado o principal depocentro da sequência SC4 (de até 1000 m; Figura 7-8 e Figura 7-24). Associado a este depocentro, podem ser observados depósitos contorníticos, com a presença de uma feição de canal central bem destacada (Figura 7-7, Figura 7-8 e Figura 7-24), implantada durante o desenvolvimento da subunidade. Já no talude da porção oeste, nenhum depósito correlato à sequência SC4 foi observado ou apresenta pouca espessura (Figura 7-6, Figura 7-7 e Figura 7-9). O grande depocentro da sequência SC4 está relacionado à deposição contornítica na porção distal da margem central e leste da área de estudo (Figura 7-7 e Figura 7-8).

- A subunidade SC4B é caracterizada por um prisma progradante proximal sobre a plataforma, apresentando maiores espessuras a leste, onde este prisma é mais bem desenvolvido (Figura 7-4, Figura 7-5, Figura 7-6, Figura 7-7, Figura 7-8, Figura 7-10 e Figura 7-11). Sismicamente, este prisma é representado por clinoformas cujos refletores de *foreset* avançam tanto frontalmente em direção à bacia, por sobre a plataforma (Figura 7-7), como também em direção leste (Figura 7-11). Na porção leste da área, ainda é possível observar falhamentos que perturbam a estratigráfica da sequência. Na realidade, a subunidade SC4B foi aqui interpretada como um sistema de borda de plataforma/mar baixo, apesar de sua semelhança arquitetural com a subunidade SC3B que foi interpretada como um sistema deposicional de mar alto (Figura 7-7 e Figura 7-8);

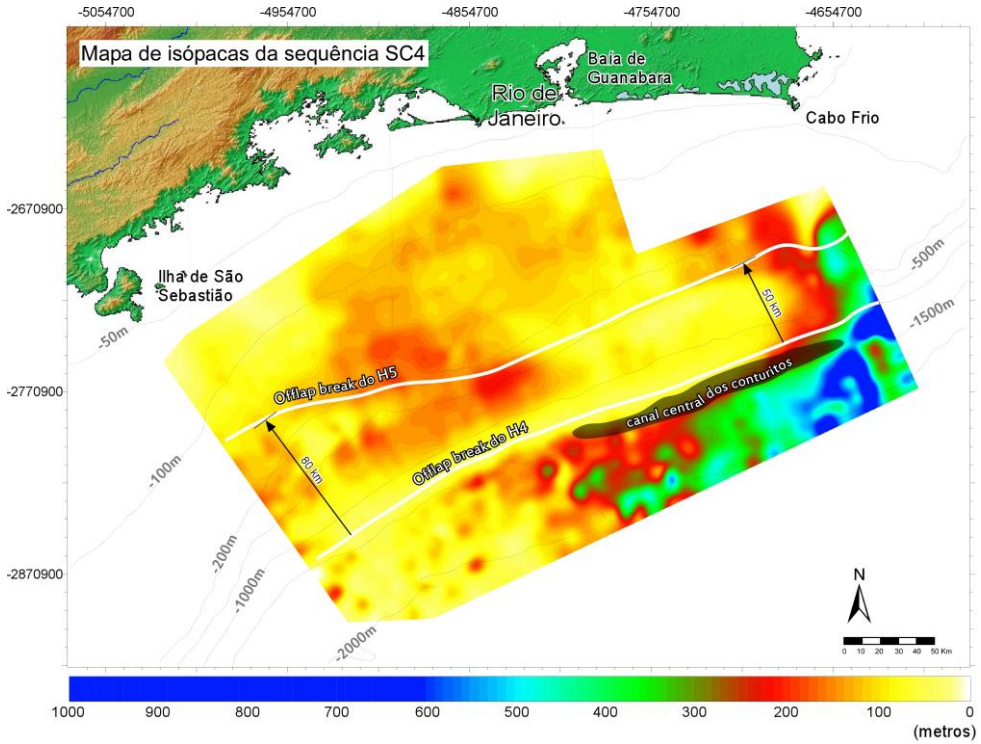


Figura 7-24 - Mapa de Isópacas da Sequência SC4. As linhas pretas representam as isóbatas da morfologia atual. As linhas brancas representam os *offlap breaks* das superfícies base e topo da sequência (posições dos *offlap breaks* obtidos a partir da interpretação sísmica e dos mapas de gradientes de superfície.

Como a sequência SC4 apresenta sobre a plataforma-talude espessuras reduzidas, a morfologia de sua superfície-topo H5 reproduz a morfologia da superfície anterior H4, com exceção da porção extremo leste da área que é dominada por depósitos contorníticos (Figura 7-7, Figura 7-8 e Figura 7-25). No entanto, através da interpretação das subunidades que compõem a sequência sedimentar SC4 e do mapa de gradiente da superfície (Figura 7-26) foi possível estabelecer a posição de seu *offlap break* bem mais proximal através da identificação da porção distal das clinoformas progradantes definidas pela subunidade SC4B (Figura 7-7). Na porção oeste o *offlap break* de borda de plataforma se aproxima da costa resultando em um embaiamento local. O paleotalude da superfície H5 é, então, representado por um patamar cuja morfologia é herdada da fisiografia remanescente da superfície H4 (Figura 7-7).

7.1.1) Análise das Linhas de Sísmica Profunda

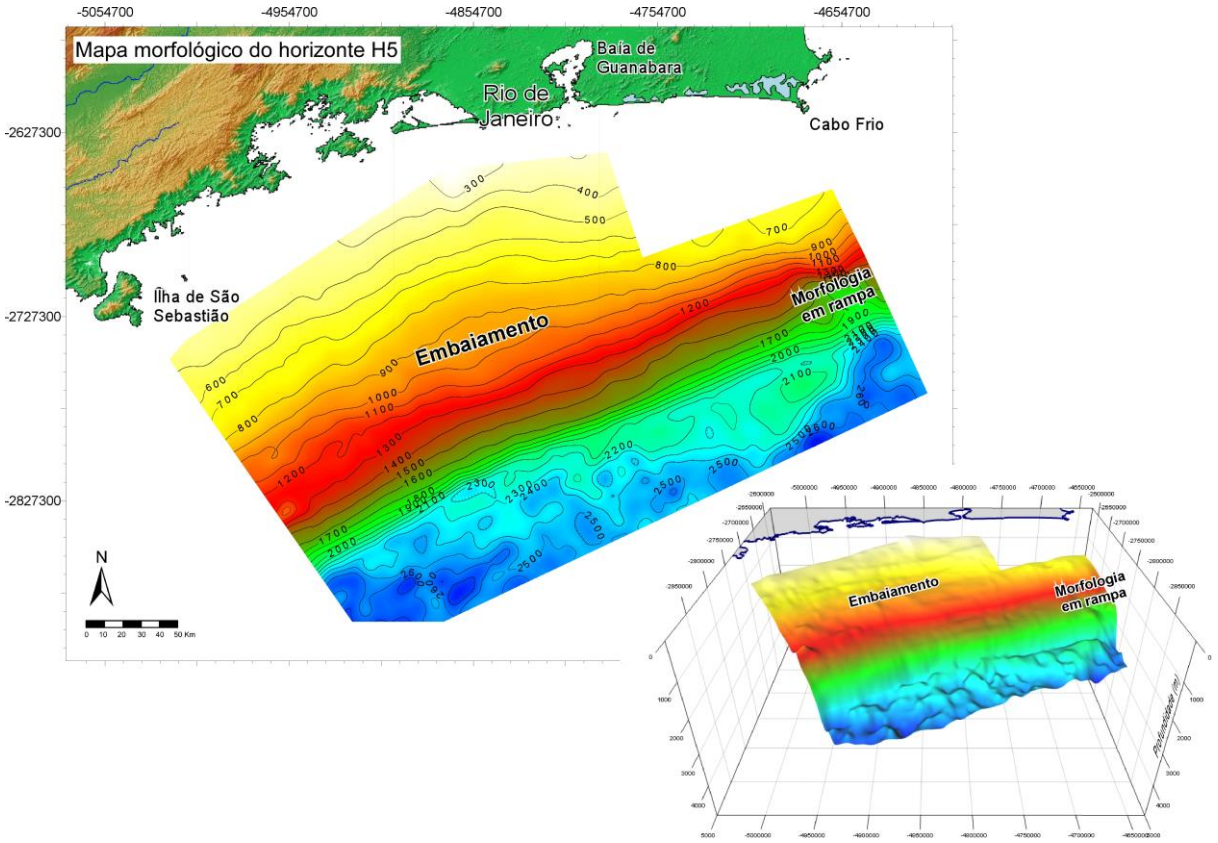


Figura 7-25 – Mapa morfológico da Superfície H5. Em destaque uma visão 3D da morfologia da superfície.

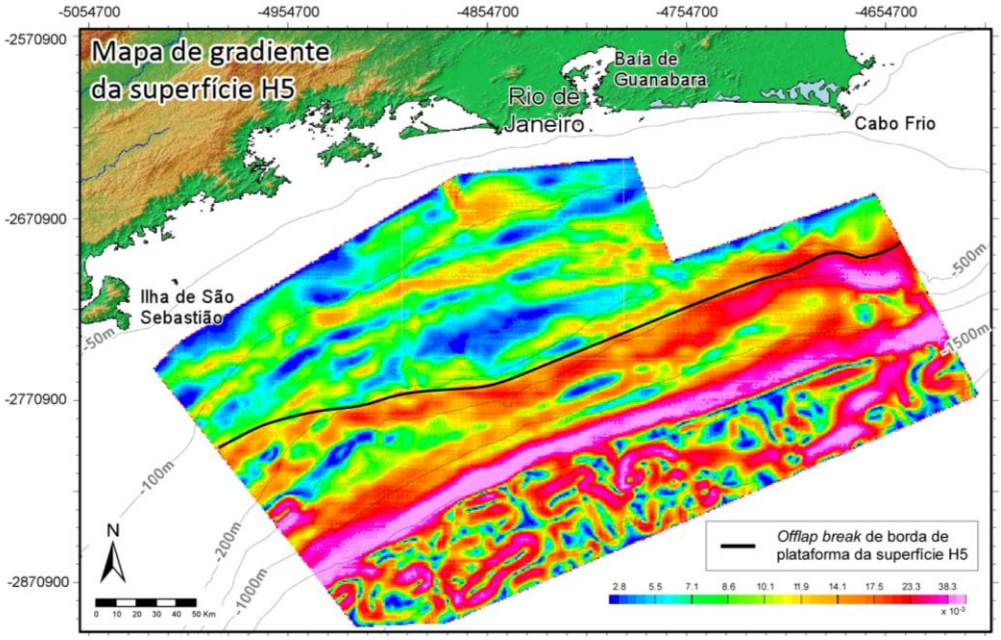


Figura 7-26 – Mapa de gradiente da superfície H5 e o posicionamento do respectivo *offlap break* de borda de plataforma.

7.1.1.5) Arquitetura Sísmica da Sequência SC5 e sua Superfície-Topo H6

A sequência SC5 tem como limites a superfície-base H5, descrita no item anterior, e a superfície-topo H6. Esta sequência é muito similar à sequência anterior SC4, e por isso, também foi subdividida em duas subunidades:

- a subunidade SC5A é caracterizada por depósitos de talude e bacia que apresentam refletores internos plano-paralelos que terminam em *onlap* contra a superfície H5, indicando que a subunidade foi provavelmente construída durante segmentos transgressivos da curva eustática (Figura 7-7 e Figura 7-8). Esta subunidade apresenta pequena espessura na porção oeste (algumas dezenas de metros na bacia; Figura 7-4 e Figura 7-27), que aumenta gradualmente em direção leste, onde atinge sua maior espessura (~200 m, Figura 7-7 e Figura 7-27). Esta subunidade está diretamente relacionada à formação de contornitos na porção leste da área, como também foi observada na subunidade SC4A.

- a subunidade SC5B é caracterizada, ao longo de toda a área de estudo, por um prisma constituído por clinoformas que progradam da região proximal por sobre a plataforma, apresentando suas maiores espessuras na porção leste da área (Figura 7-6, Figura 7-7 e Figura 7-8). Assim como nas sequências anteriores, aqui também foi possível observar falhamentos que perturbam a estratigrafia da sequência.

O principal depocentro da sequência SC5 está posicionado na plataforma e bacia da porção leste da área, como já descrito no detalhamento de cada uma das subunidades (Figura 7-27). Alguns pequenos depocentros isolados são também observados na bacia, indicando a influência da halocinese na criação de minibacias durante a deposição da sequência (Figura 7-27).

Por fim, a superfície-topo H6 exibe as mesmas características morfológicas da superfície H5, como a presença de um patamar no talude, cuja morfologia parece também herdada da fisiografia remanescente da superfície H4 (Figura 7-7 e Figura 7-28). O *offlap break* de borda de plataforma da superfície H6 está localizado aproximadamente na mesma posição do *offlap breaks* da superfície H5 (Figura 7-7, Figura 7-8 e Figura 7-29). Na porção oeste ainda é observada a presença de um embaiamento na região da plataforma externa-talude superior, cuja morfologia foi igualmente herdada de depressões das superfícies anteriores não completamente preenchidas (Figura 7-28 e Figura 7-29).

7.1.1) Análise das Linhas de Sísmica Profunda

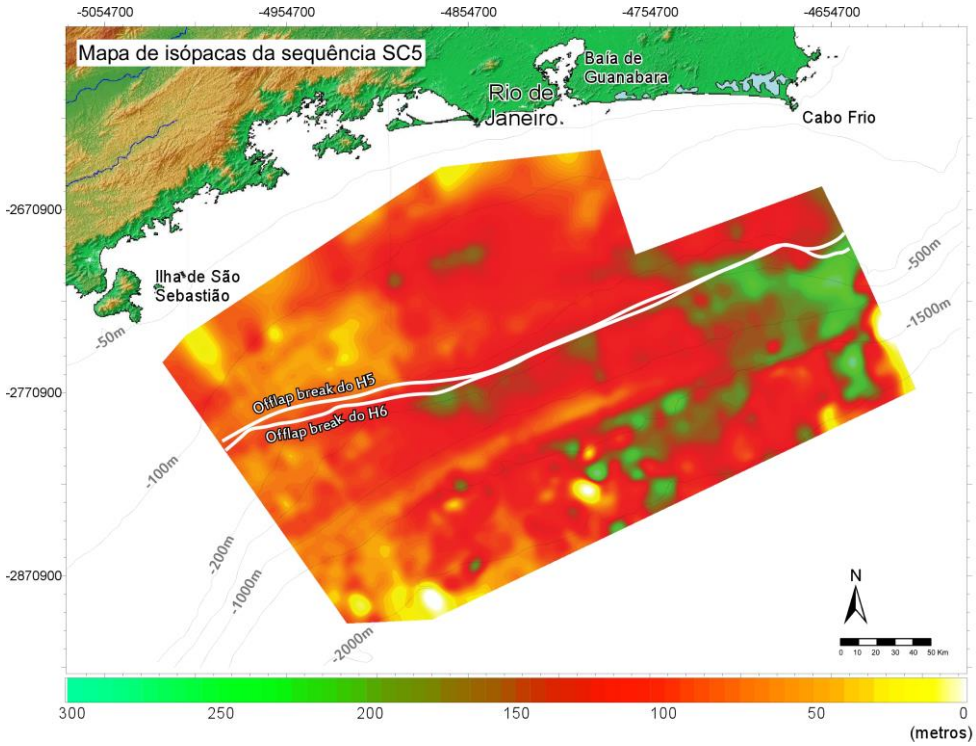


Figura 7-27 - Mapa de Isópacas da Sequência SC5. As linhas pretas representam as isóbatas da morfologia atual. As linhas brancas representam os *offlap breaks* das superfícies base e topo da sequência (posições dos *offlap breaks* obtidos a partir da interpretação sísmica e dos mapas de gradientes de superfície.

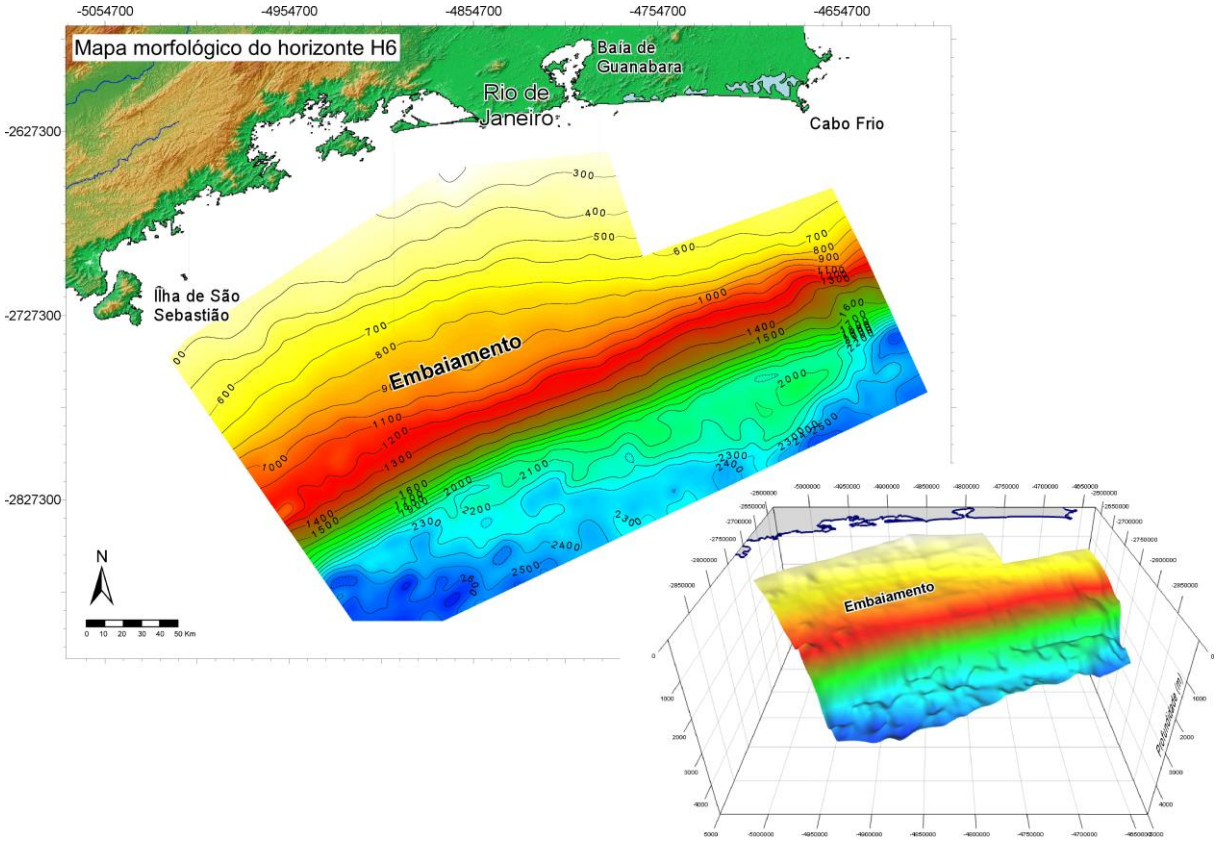


Figura 7-28 – Mapa morfológico da Superfície H6. Em destaque uma visão 3D da morfologia da superfície.

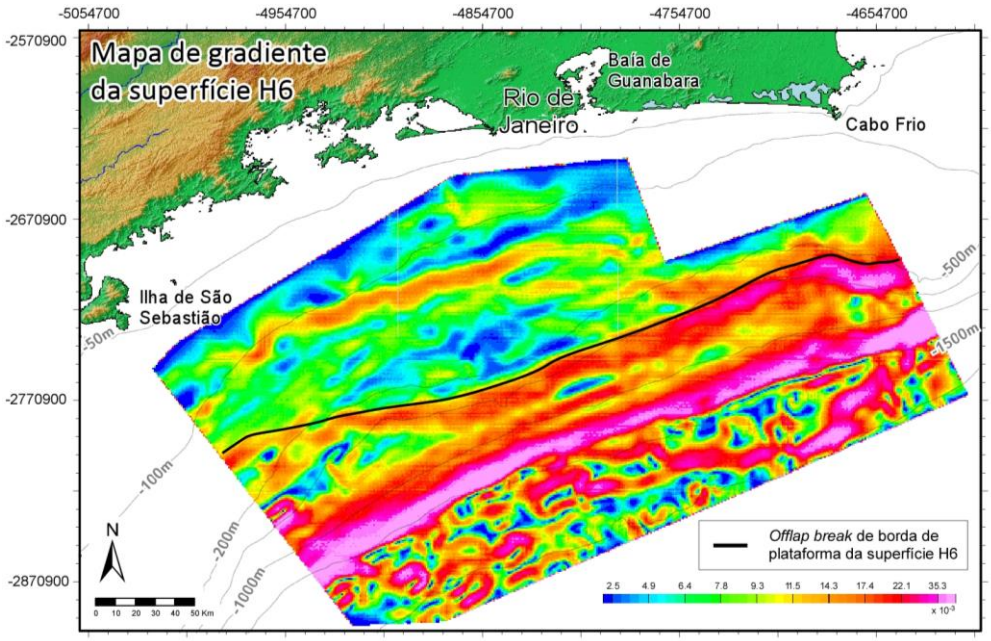


Figura 7-29 – Mapa de gradiente da superfície H6 e o posicionamento do respectivo *offlap break* de borda de plataforma.

7.1.1.6) Arquitetura Sísmica da Sequência SC6 e sua Superfície-Topo H7

A sequência SC6 é limitada pela superfície-base H6, descrita no item anterior, e pela superfície-topo H7. A sequência se caracteriza pela superposição de três subunidades sísmicas bastante diferentes geometricamente (as subunidades SC6A, SC6B e SC6C):

- a subunidade SC6A é constituída por depósitos de bacia, sismicamente caracterizados por cunhas sedimentares apresentando refletores internos plano-paralelos (por vezes um pouco perturbados por falhamentos) que terminam em *onlap* contra a superfície H6, podendo estar relacionados ou não com depósitos contorníticos. A subunidade apresenta ainda espessuras variáveis ao longo da área de estudo, atingindo sua maior espessura na porção leste da área (aproximadamente 100 m, Figura 7-8 e Figura 7-30);

- a subunidade SC6B é caracterizada por um sistema deposicional progradante situado nas porções proximais da plataforma, aqui interpretada como sistemas deposicionais de mar alto (Figura 7-4, Figura 7-5 e Figura 7-6). Os refletores desta subunidade se apresentam, em alguns casos, truncados devido a ações erosivas (Figura 7-5). Esta subunidade foi caracterizada somente na porção oeste da área devido a limitação distal dos dados sísmicos na porção leste.

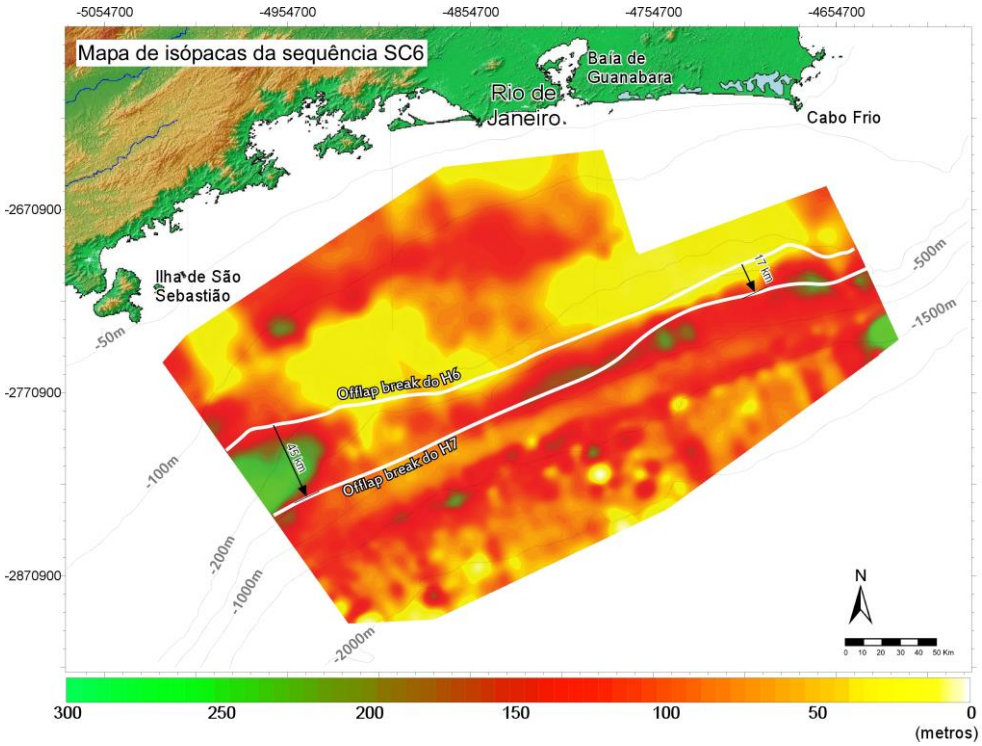


Figura 7-30 - Mapa de Isópacas da Sequência SC6. As linhas pretas representam as isóbatas da morfologia atual. As linhas brancas representam os *offlap breaks* das superfícies base e topo da sequência (posições dos *offlap breaks* obtidos a partir da interpretação sísmica e dos mapas de gradientes de superfície.

- ⇨ a subunidade SC6C é caracterizada por clinoformas oblíquas que formam um sistema deposicional progradante plataformal que se desenvolve sobre o patamar morfológico existente no talude da superfície H6 (Figura 7-4, Figura 7-5, Figura 7-6, Figura 7-7 e Figura 7-8). Estas clinoformas apresentam *foresets* de alto ângulo de inclinação, interpretadas como um sistema progradante formado em condições de regressão forçada (Figura 7-4). A subunidade é bem caracterizada no extremo oeste da área, preenchendo parte do embaiamento existente na superfície H6. Nesta porção da área ela apresenta uma grande espessura de 250-300 m (Figura 7-4 e Figura 7-30), exatamente onde está localizado o principal depocentro da sequência SC6, e menores espessuras na porção leste da área de estudo (100-150 m, Figura 7-8).

A superfície-topo H7 apresenta um *offlap break* de borda de plataforma mais distalmente localizado que o das superfícies H5 e H6, quase alcançando a posição do *offlap break* da superfície H4 (Figura 7-31). A posição deste *offlap break* foi estimada no *offlap break* das clinoformas mais distais da sequência ou nas zonas mais distais onde podem ser observadas erosões plataformais evidentes (Figura 7-4, Figura 7-5, Figura 7-6, Figura 7-7 e Figura 7-8). No talude da superfície H7 pode ser observado um patamar, cuja morfologia é um remanescente fisiográfico das paleoplataformas das

superfícies H4, H5 e H6 (Figura 7-5 e Figura 7-6). Na bacia, são ainda observadas perturbações na paleosuperfície, relacionadas aos domos salinos (Figura 7-25 e Figura 7-32).

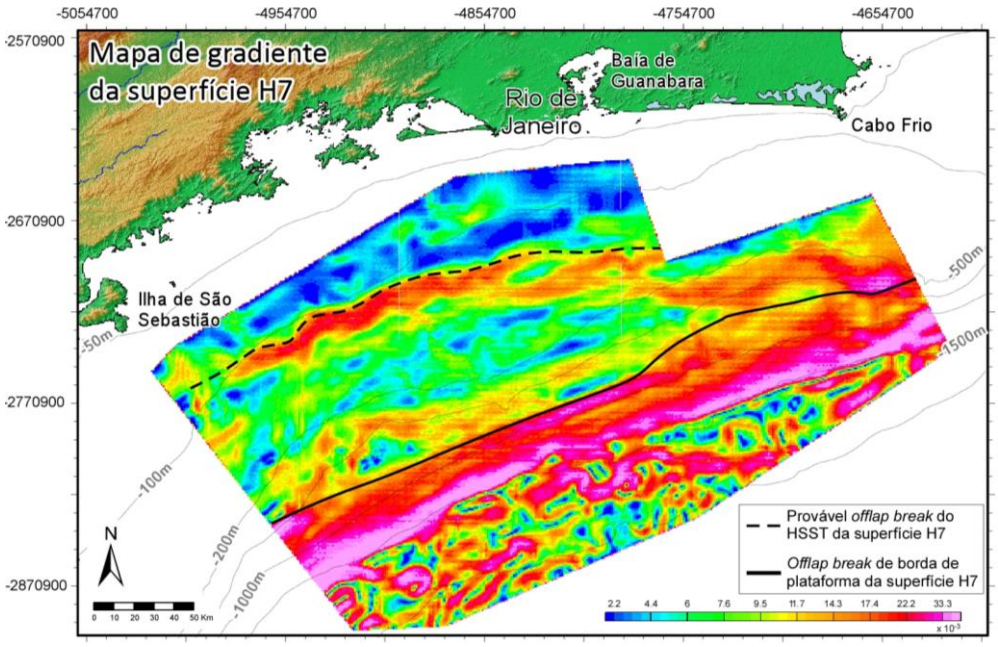


Figura 7-31 – Mapa de gradiente da superfície H7 e o posicionamento do respectivo *offlap break* de borda de plataforma e de sistema deposicional de mar alto.

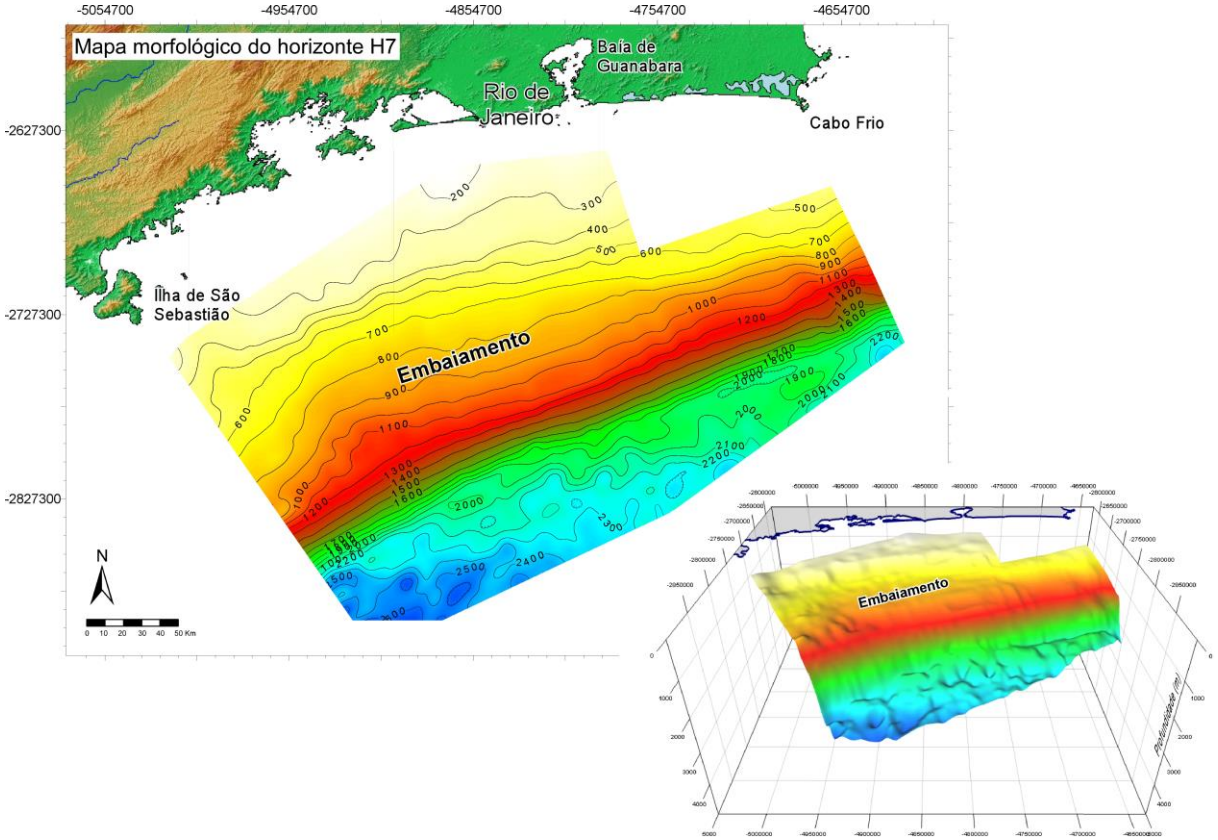


Figura 7-32 – Mapa morfológico da Superfície H7. Em destaque uma visão 3D da morfologia da superfície.

7.1.1.7) Arquitetura Sísmica da Sequência SC7 e sua Superfície-Topo H8

A sequência SC7 é limitada pela superfície-base H7, descrita no item anterior, e pela superfície-topo H8. Esta sequência é também caracterizada por duas subunidades sísmicas, tendo sido por isso também subdividida em duas subunidades:

- ⇨ a subunidade distal SC7A se caracteriza na bacia por depósitos conturbados indicativos da ação de transporte de massa que podem atingir 500-550 m de espessura em um depocentro sedimentar localizado na bacia da porção espessura (Figura 7-4, Figura 7-5 e Figura 7-33). Os depósitos conturbados são acompanhados em direção à margem pela deposição de uma cunha sedimentar constituída por refletores internos plano-paralelos que terminam em o*nlap* contra a superfície a H7. Tais depósitos se apresentam mais bem definidos, e com maior espessura, na porção oeste da área (Figura 7-4), sendo praticamente inexistente na porção leste (Figura 7-8);

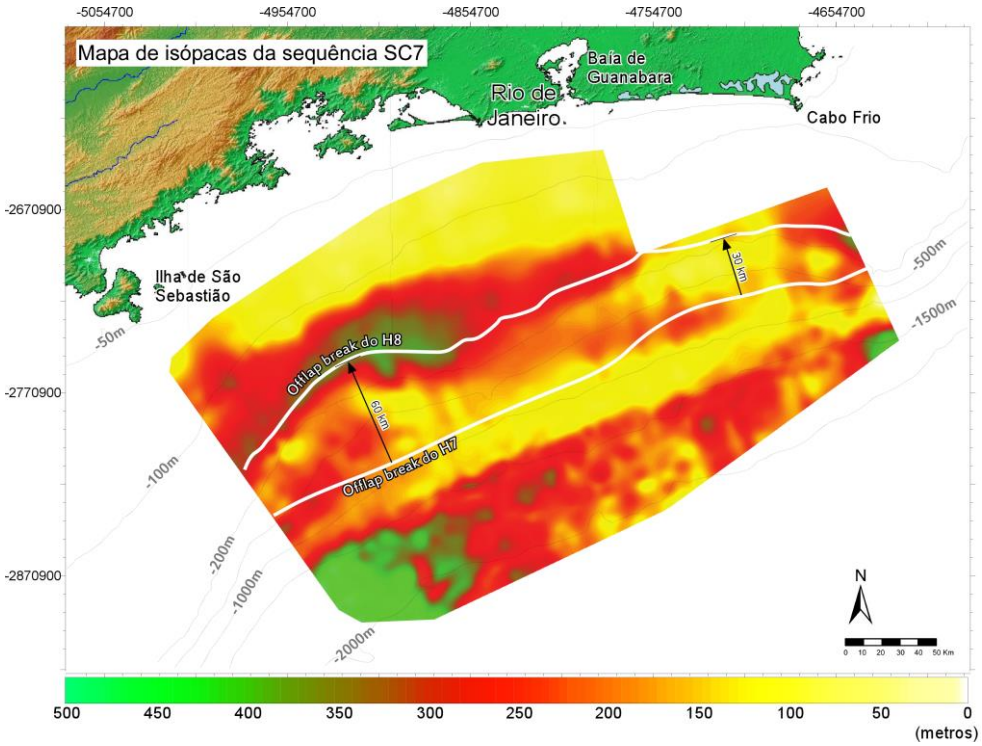


Figura 7-33 – Mapa de Isópacas da Sequência SC7. As linhas pretas representam as isóbatas da morfologia atual. As linhas brancas representam os *offlap breaks* das superfícies base e topo da sequência (posições dos *offlap breaks* obtidos a partir da interpretação sísmica e dos mapas de gradientes de superfície.

- ⇨ a subunidade SC7B é representada por clinoformas progradantes proximais, cujo padrão característico se estende por toda a área de estudo. Esta feição progradante é particularmente importante na porção centro-oeste da área de estudo, onde se configura como um sistema progradacional espesso (~350-400 m) que prograda por cerca 46 km sobre a plataforma (Figura 7-4, Figura 7-5 e Figura 7-33). Esta subunidade se desenvolve exatamente sobre a feição depressionada existente na plataforma da superfície H7 (Figura 7-32 e Figura 7-33), constituindo o principal depocentro da sequência SC7 próximo à quebra de plataforma (Figura 7-33 e Figura 7-34).

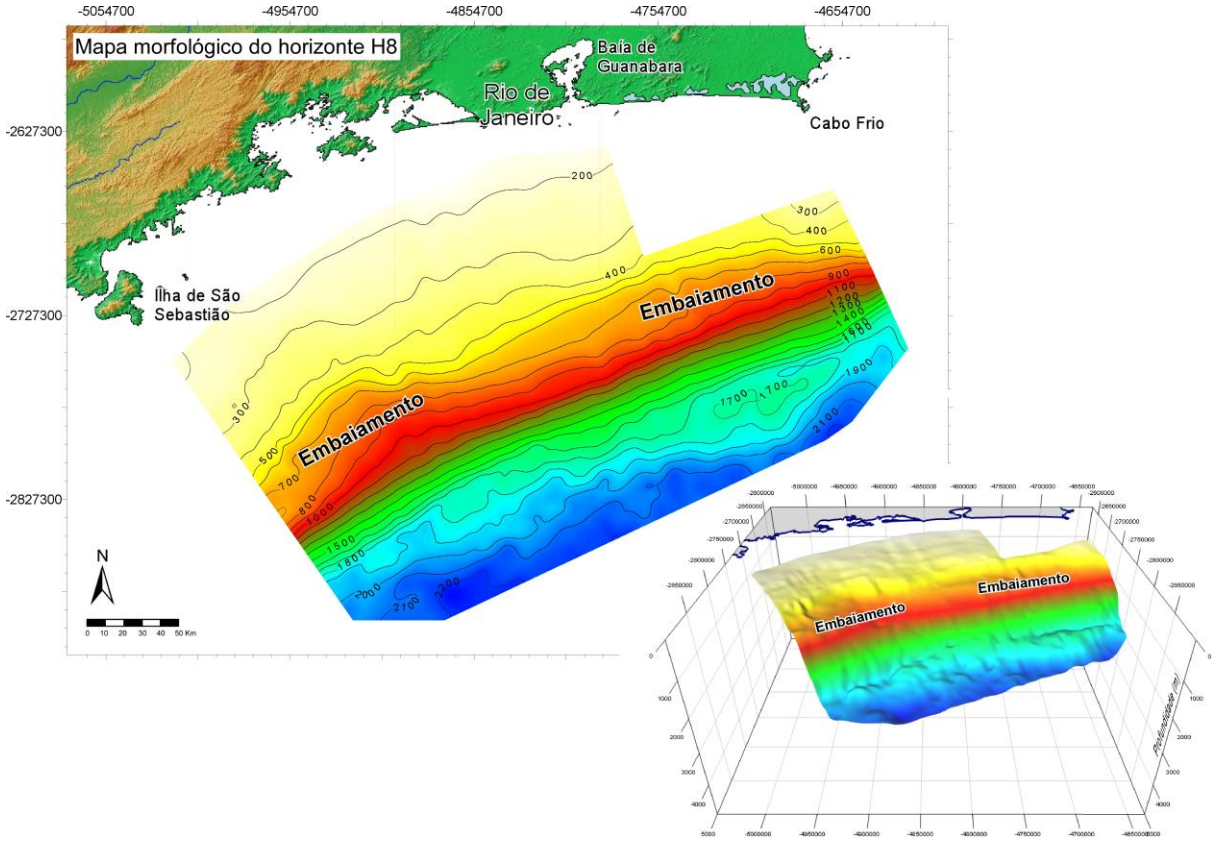


Figura 7-34 - Mapa morfológico da Superfície H8. Em destaque uma visão 3D da morfologia da superfície.

A superfície-topo H8 apresenta um *offlap break* localizado mais proximalmente que os referentes às superfícies H5, H6 e H7, também descrevendo dois embaiamentos nas porções oeste e centro-leste da área de estudo (Figura 7-34 e Figura 7-35). Tais embaiamentos são produtos das progradação diferencial da sequência SC7 ao longo da plataforma, em parte devido provavelmente à ação erosiva de vórtices de correntes de contorno na borda de plataforma, configurando assim

patamares locais em forma de embaiamentos. Além disso, a deposição de SC7A não modifica substancialmente os amplos patamares distais existentes na porção central da área de estudo, decorrentes da deposição distal das sequências SC5 e SC7. A existência destes patamares faz com que o talude continental da superfície H8 possa ser dividido em duas seções: a seção superior que apresenta 1.17° de inclinação e a seção inferior que apresenta 1.76° de inclinação (Figura 7-6). Na bacia, as feições depressionadas formadas pela tectônica salífera são gradualmente preenchidas, e também pode ser observada uma feição abaulada próxima ao pé do talude da porção centro-leste remanescente da superfície H5 (Figura 7-25 e Figura 7-34).

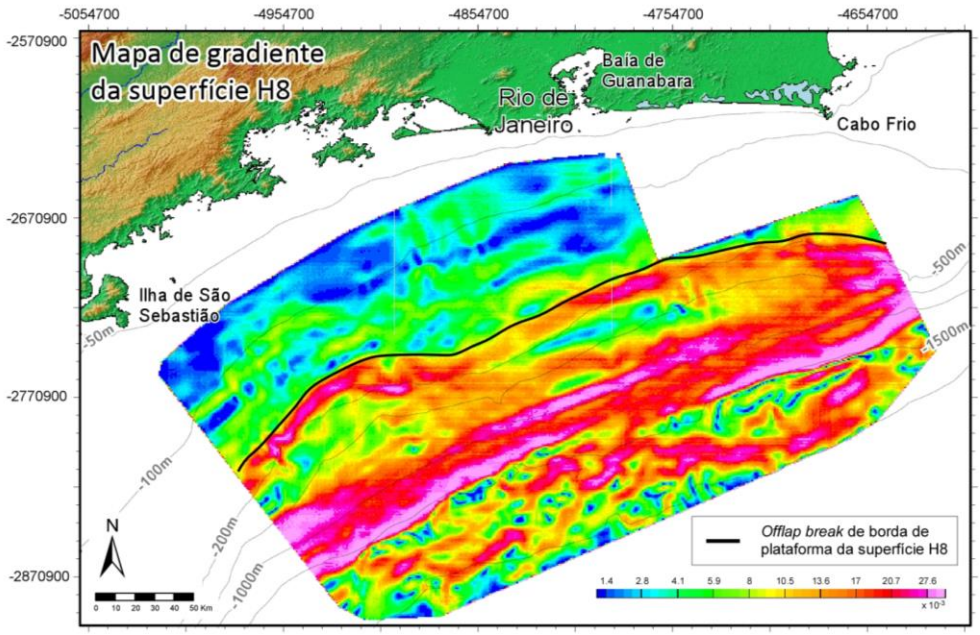


Figura 7-35 – Mapa de gradiente da superfície H8 e o posicionamento do respectivo *offlap break* de borda de plataforma.

7.1.1.8) Arquitetura Sísmica da Sequência SC8 e da sua Superfície Topo S1

A sequência SC8 é limitada na sua base pela superfície H8, e no seu topo pela superfície S1. Esta sequência é caracterizada essencialmente por um sistema de clinoforma que prograda sobre a plataforma-talude da superfície H8, preenchendo parcialmente o patamar morfológico pré-existente (Figura 7-34, Figura 7-36 e Figura 7-37). A progradação é mais pronunciada na porção centro-oeste da área de estudo, onde constitui um sistema de clinoforma de 350-400 m de espessura, que prograda por até 16 km por sobre a plataforma (Figura 7-5 e Figura 7-6). Sobre o talude esta subunidade é caracterizada por refletores plano-paralelos em continuidade às clinoformas mais

proximais (Figura 7-8 e Figura 7-36). Contudo, estes estratos são erodidos, por vezes fortemente, possivelmente pela ação de correntes de contorno, apresentando espessuras que não ultrapassam 50-100 m (Figura 7-4, 7- 5, 7-6, 7-7, 7-8, 7-9 e 7-10).

O mapa de isópacas da sequência mostra que os principais depocentros estão situados na plataforma da porção centro-oeste e no talude/bacia do extremo leste da área. A Figura 7-10 evidencia que a maior espessura no talude da porção leste é reflexo de uma progradação preferencial vinda de leste (bacia de Campos).

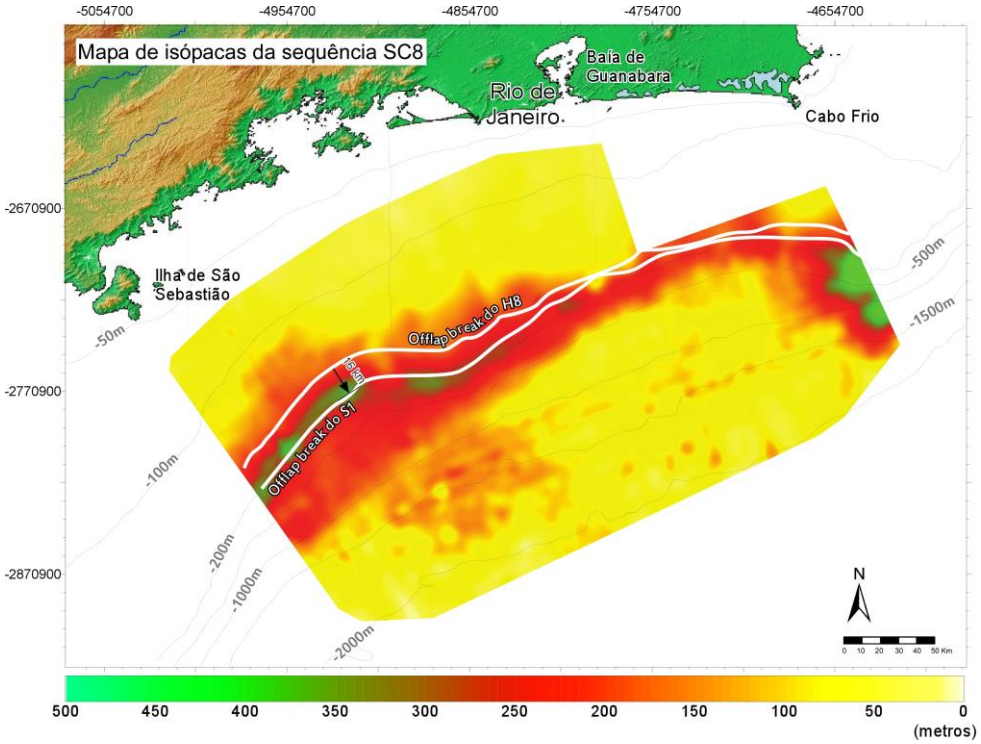


Figura 7-36 - Mapa de Isópacas da sequência SC8. As linhas pretas representam as isóbatas da morfologia atual. As linhas brancas representam os *offlap breaks* das superfícies base e topo da sequência (*offlap breaks* obtidos a partir da interpretação sísmica e dos mapas de gradientes de superfície.

A superfície S1 foi interpretada tanto na base de dados de sísmica profunda como na base sísmica de alta resolução. O horizonte que serviu de base para a identificação da superfície S1 nas linhas de sísmica profunda foi obtido a partir da interpretação desta superfície das linhas de alta resolução da dissertação de Maia (2009).

A superfície S1 é muito similar à morfologia atual. Ela apresenta uma plataforma ampla e um talude com a presença de um patamar observado em dois setores da área de estudo (porção oeste e porção leste). A porção superior do talude (acima do patamar) apresenta inclinação de 1.25° e a inferior (abaixo do patamar) apresenta inclinação de 2.2° (Figura 7-7). O *offlap break* de borda de

plataforma se situa mais distalmente que o *offlap break* da superfície H8, mas descreve a mesma configuração de dois embaiamentos de borda de plataforma, como observados na superfície H8 (Figura 7-38).

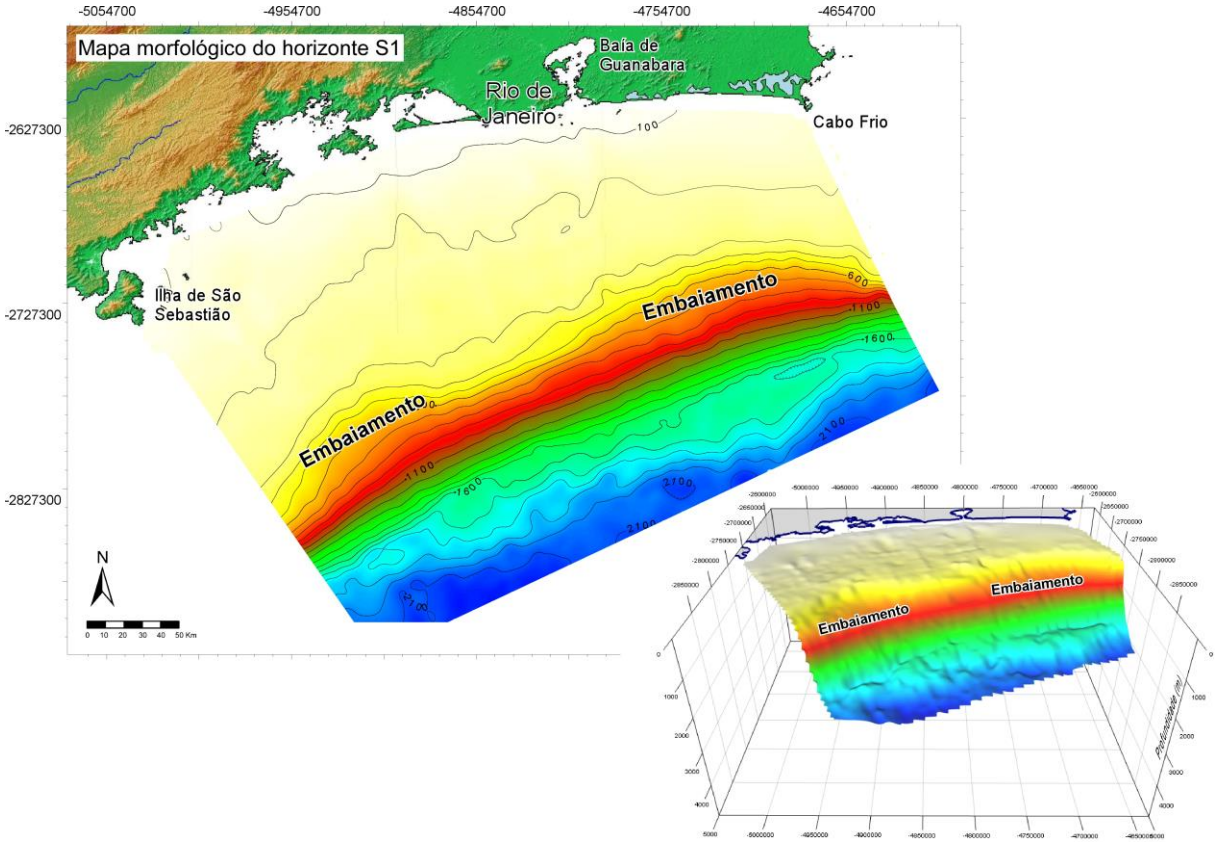


Figura 7-37 – Mapa morfológico da superfície S1. Em destaque uma visão 3D da morfologia da superfície.

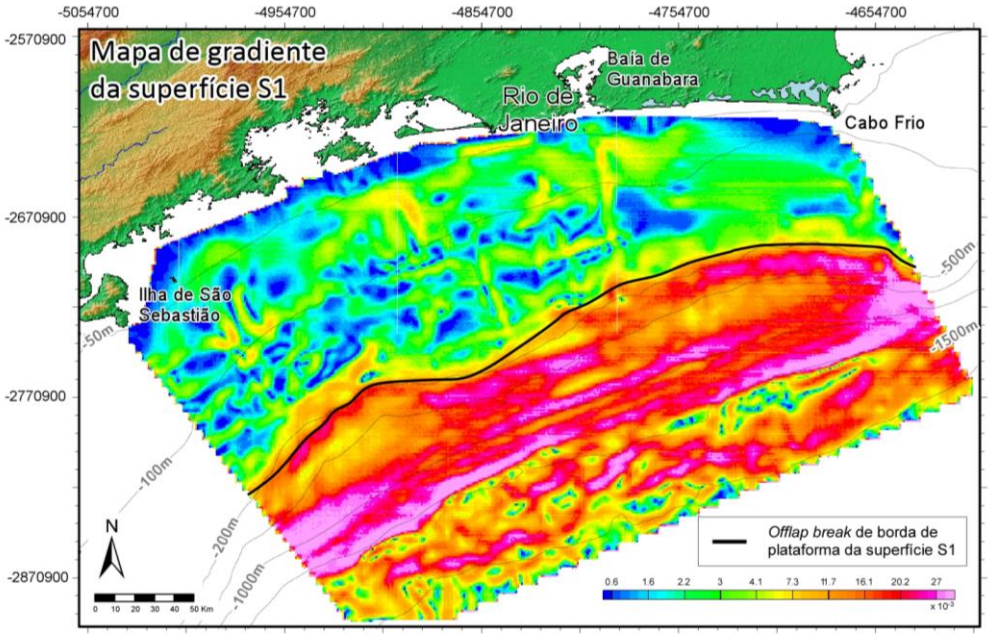


Figura 7-38 – Mapa de gradiente da superfície S1 e o posicionamento do respectivo *offlap break* de borda de plataforma.

7.1.1.9) Arquitetura Sísmica da Sequência SC9 e o Fundo Marinho Atual

A sequência SC9 representa a última sequência interpretada na base de dados de sísmica profunda. Esta sequência se desenvolve sobre a superfície S1 e tem como superfície-topo o próprio fundo marinho atual. Esta SC9 é caracterizada, assim como as sequências SC7 e SC8, por clinoformas intensamente progradantes sobre a plataforma/talude (Figura 7-5 e Figura 7-6). Esta progradação ocorre de maneira aproximadamente uniforme ao longo da área de estudo, mas é mais evidente na porção central da área (Figura 7-8 e Figura 7-39). Em direção ao talude mais distal/bacia, a sequência adquire fácies sísmicas crescentemente plano-paralela, por vezes em *downlap* sobre a superfície-basal H8 (exemplo, figuras 4 e 5). Estes estratos apresentam-se perturbados e/ou falhados, ou com fácies localmente mais caóticas, revelando a ocorrência generalizada de instabilidade de fundo e movimentos de massa (Figura 7-4, Figura 7-5 e Figura 7-6).

O mapa de isópacas da sequência (Figura 7-39) ilustra seu depocentro principal na região de quebra de plataforma-talude superior, sendo um pouco mais bem desenvolvido na área central da área. Um segundo depocentro localiza-se na porção leste, integrando porções de plataforma, do talude e da bacia, nas imediações do limite com a bacia de Campos.

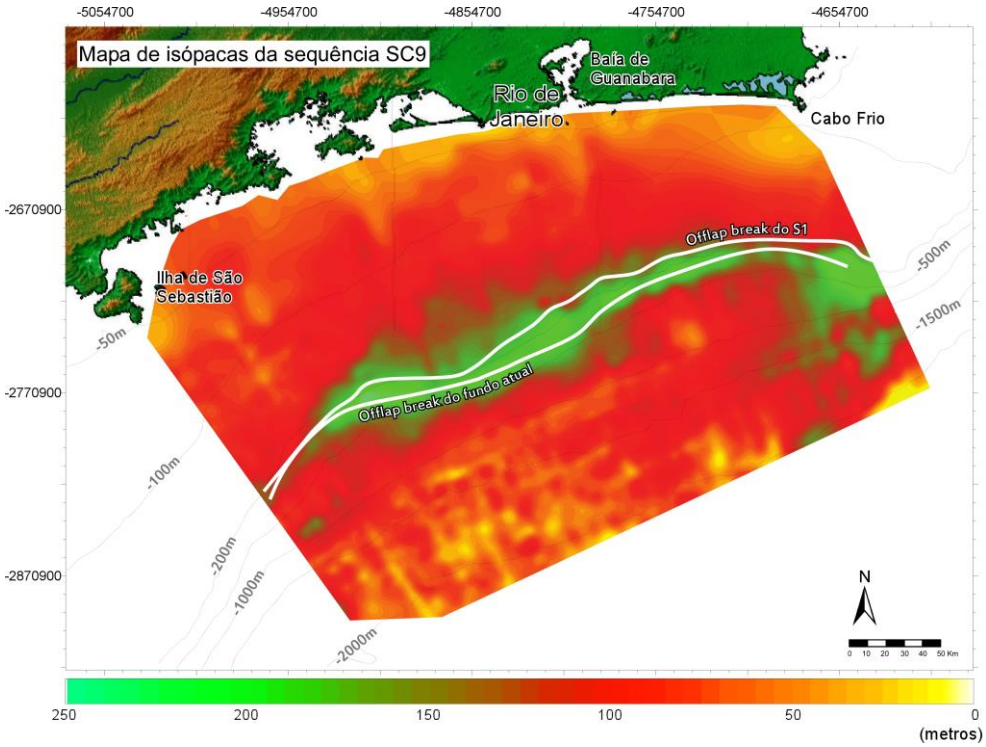


Figura 7-39 - Mapa de Isópacas da sequência SC9. As linhas pretas representam as isóbatas da morfologia atual. As linhas brancas representam os *offlap breaks* das superfícies base e topo da sequência (posições dos o*fflap breaks* obtidos a partir da interpretação sísmica e dos mapas de gradientes de superfície.

Finalmente, vale ressaltar que a sequência SC9 aqui definida foi anteriormente identificada e detalhada por Maia (2009) através da análise de dados de sísmica de alta resolução *Sparker*. Este trabalho anterior permitiu o reconhecimento de cinco sequências deposicionais de mais alta ordem, como compondo a sequência SC9 agora definida no topo da sucessão estratigráfica cenozóica. O detalhamento destas sequências será retomado no item *7.1.2) Análise das Linhas de Sísmica de Alta Resolução* deste manuscrito.

Morfologia atual

A morfologia da plataforma atual é variável lateralmente. Na porção mais a leste (próximo à Lagoa de Araruama e Cabo Frio), a plataforma alcança sua largura mínima, de cerca de 75 km (Figura 7-40), e gradiente da ordem de 0,05º (perfis A e B da Figura 7-41), apresentando as menores profundidades de quebra de plataforma, com aproximadamente 160 m de profundidade (perfil A da Figura 7-41); enquanto no centro-oeste da área (à frente da Ilha de São Sebastião e da Baía de Ilha Grande), a plataforma atinge sua largura máxima de cerca de 125 km (Figura 7-40 e perfil F e H Figura 7-41) com gradientes maiores, da ordem de 1º, em frente à Ilha de São Sebastião (perfil H da Figura 7-41). Para o oeste da área, a quebra da plataforma se aprofunda progressivamente, acompanhando o aumento de largura, até atingir cerca de 180 m de profundidade ao largo da Baía de Sepetiba (perfil F da Figura 7-41).

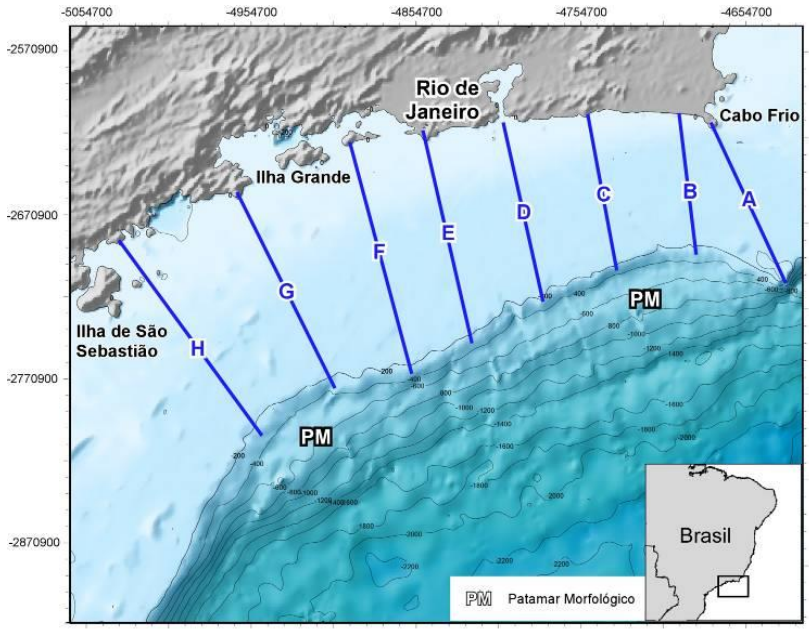


Figura 7-40 – Mapa batimétrico destacando os patamares morfológicos nas porções oeste e leste da área de estudo. As linhas azuis representam as posições dos perfis batimétricos da Figura 7-41.

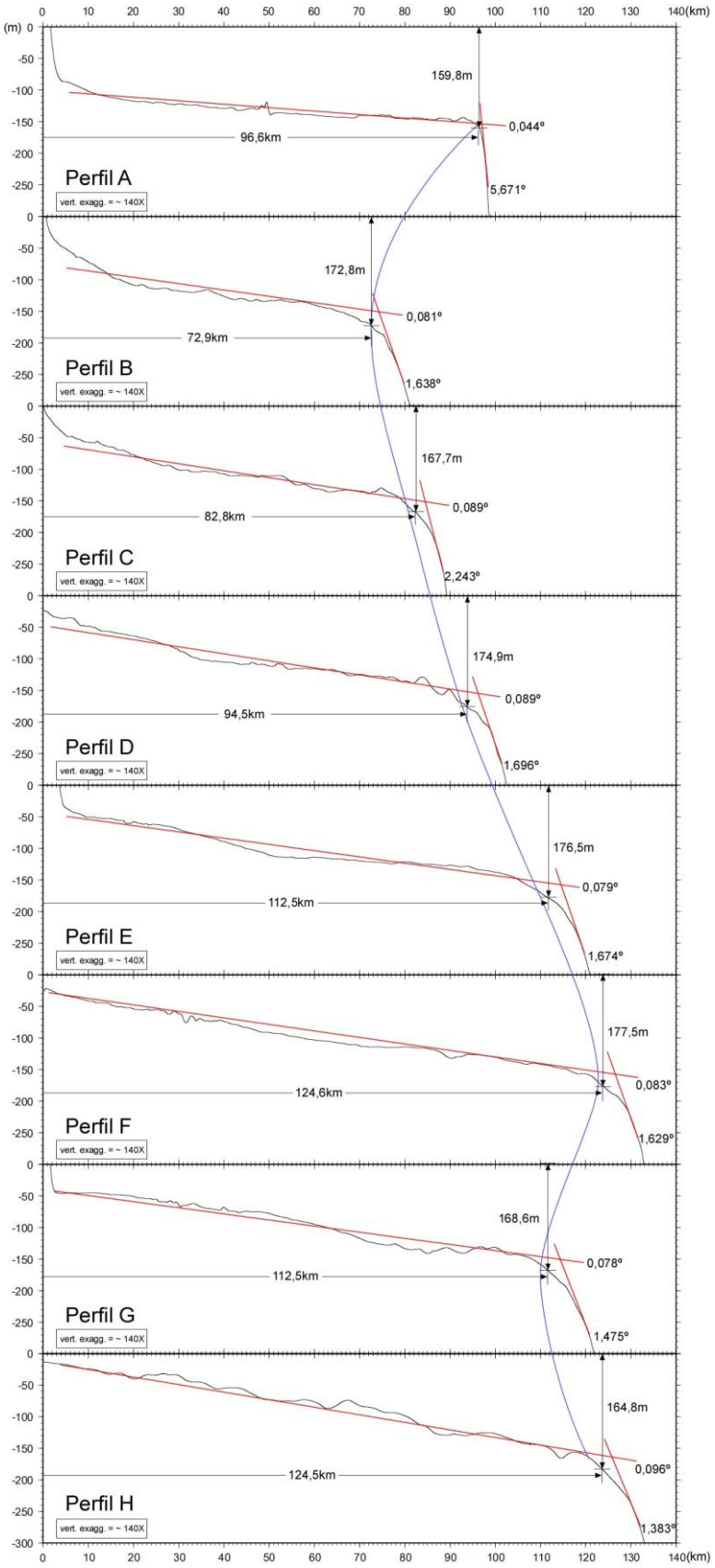


Figura 7-41 – Perfis batimétricos obtidos através da compilação de folhas de bordo da Marinha do Brasil. Localização de cada perfil na Figura 7-40.

O mapa de gradiente do fundo marinho indica que o *offlap break* de borda de plataforma atual se localiza mais distalmente que o referente à superfície S1 (Figura 7-42). Os mesmos embaiamentos observados nos *offlap breaks* das superfícies H8 e S1 são também observados no fundo marinho atual. As características morfológicas dos *offlap breaks* da plataforma continental da superfície H8 parecem representar a primeira configuração da morfologia atual (Figura 7-35, Figura 7-38 e Figura 7-42).

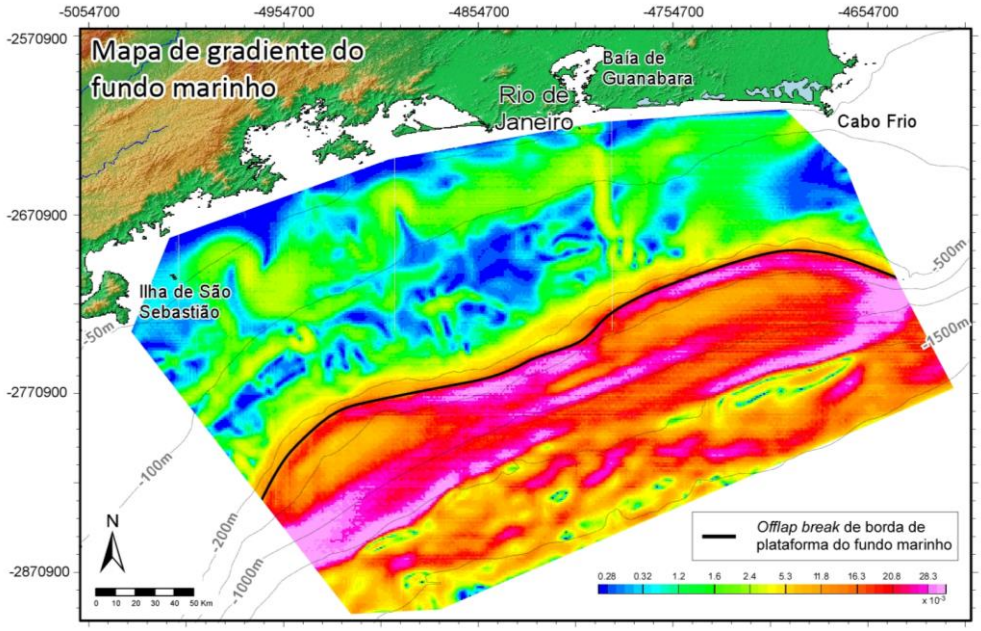


Figura 7-42 - Mapa de gradiente do fundo marinho atual e o posicionamento do respectivo *offlap break* de borda de plataforma.

7.1.2) Análise das Linhas de Sísmica de Alta Resolução

A interpretação anteriormente conduzida por Maia (2009) e Maia *et al.* (2010) da base de dados de sísmica de alta resolução disponível na plataforma continental da bacia de Santos (dados de *Sparker* de 500-1000 J) permitiu a proposição de um primeiro detalhamento do arcabouço estratigráfico compreendendo parte da sequência SC7, a sequência SC8 e a sequência SC9, que compõem o topo da sucessão sedimentar cenozóica focalizada no presente trabalho (capítulo *2 - Área de Estudo e Contexto Geológico*). Neste item, será apresentada a reinterpretação destes dados, assim como uma nova proposição de idades para algumas das principais superfícies estratigráficas reconhecidas, através da relação entre arquitetura deposicional, e atributo do sinal eustático quaternário (frequência e amplitude), uma vez que as oscilações glacio-eustáticas representam um

dos principais parâmetros controladores da arquitetura deposicional de plataformas quaternárias. As hipóteses de idade das superfícies serão tentativamente mais bem delimitadas temporalmente, através de várias simulações estratigráficas apresentadas no capítulo de *7.2) Modelagem Estratigráfica*.

A reinterpretação dos dados sísmicos de alta resolução permitiu a proposição de algumas modificações em relação aos trabalhos anteriores de Maia (2009) e Maia *et al.* (2010). O antigo Conjunto I de Maia (2009) e Maia *et al.* (2010), limitado em seu topo pela superfície S1 foi aqui subdividido em duas sequências: sequência SC7, limitada em seu topo pela superfície H8 (identificada nas linhas de sísmica profunda e correlacionada nas linhas sísmicas de alta resolução) e sequência SC8, limitada em seu topo pela superfície S1 (Figura 7-43). Já o antigo Conjunto II passou a ser aqui nomeado de sequência SC9 (Figura 7-43). Nos dados sísmicos de alta resolução foi possível estabelecer com maior detalhamento a arquitetura sedimentar das sequências SC7, SC8 e SC9 já identificadas nas linhas sísmicas profundas:

- A sequência SC7 é aqui caracterizada sismicamente por clinoformas progradantes oblíquas com terminação em *toplap* ou truncamento erosivo contra sua superfície-topo H8 (Figura 7-43). Na verdade, as linhas sísmicas de alta resolução só permitem o detalhamento das subunidades-topo da sequência SC7 sobre a plataforma continental.

- A sequência SC8 é aqui caracterizada por uma sucessão de clinoformas oblíquas e sigmoidais e é limitada no seu topo pela superfície S1 (Figura 7-43 e Figura 7-44);

- A sequência SC9 é composta por uma sucessão de subsequências formadas por clinoformas oblíquas sobrepostas e seu topo é o fundo do mar atual. Nos trabalhos anteriores, a sequência SC9 foi definida como sendo composta por cinco subsequências sísmicas (SQ1 a SQ5) limitadas pelas superfícies sísmicas S1-S5 e fundo do mar atual. A reinterpretação desta sequência (antigo conjunto II) aponta para a possibilidade de existência de uma sexta subsequência sísmica (denominada no presente trabalho de SQ2'), através da observação de uma superfície erosiva (S2') existente no interior da subsequência SQ2 (Figura 7-43 e Figura 7-44).

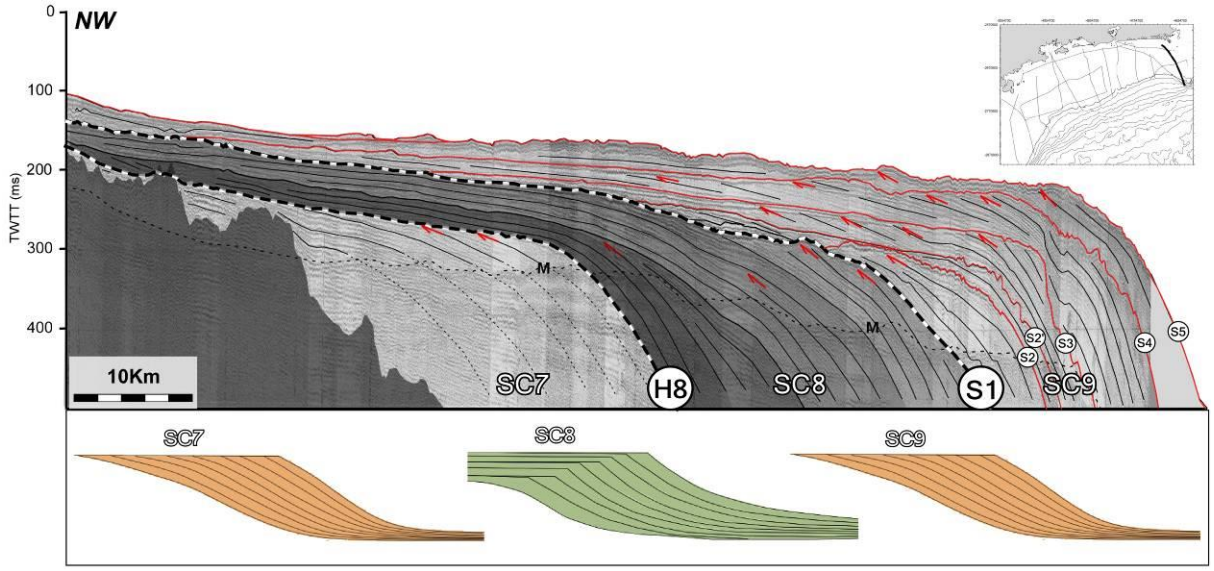


Figura 7-43 – Linha sísmica de alta resolução interpretada, ilustrando os padrões de arquitetura sedimentar para cada sequência reconhecida na área de estudo.

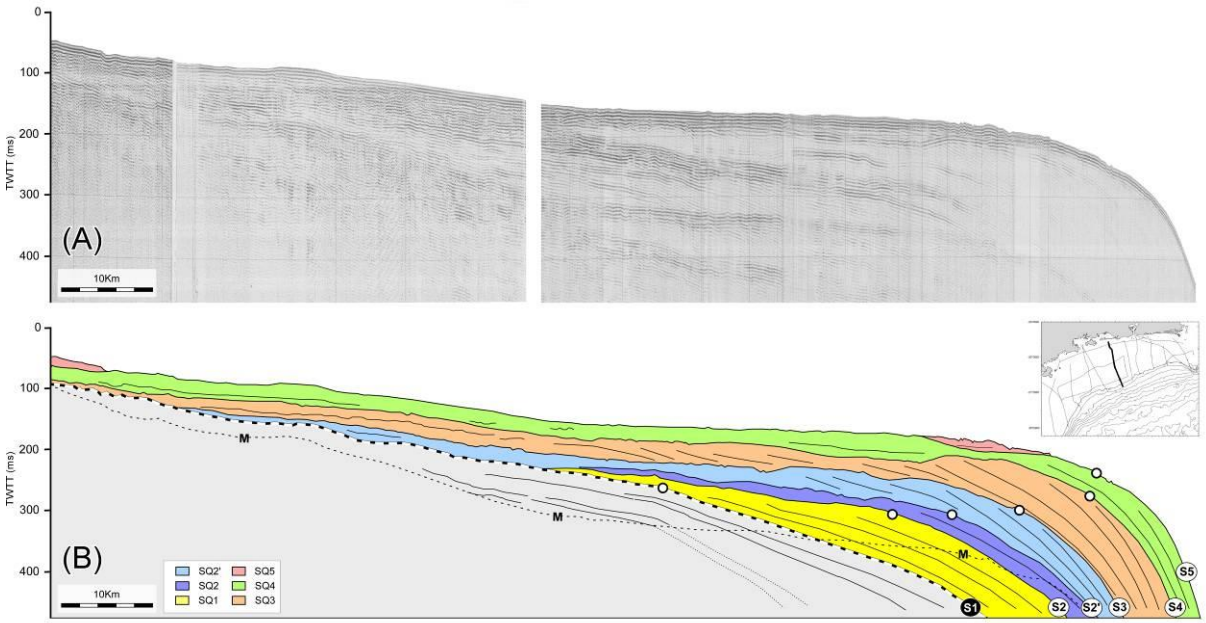


Figura 7-44 – (A) Linha sísmica de alta resolução da Comissão Geomar não interpretada; (B) Reinterpretação da linha sísmica, indicando uma sexta subsequência SQ2' observada na sequência SC9.

7.1.2.1) Análise da Trajetória do *Offlap Break* e Espessura Sedimentar das Subsequências que Compõem a Sequência SC9

A análise da migração dos *offlap breaks* das subsequências SQ1 a SQ4 foi realizada com base na interpretação sísmica das linhas de alta resolução. Para esta análise, não foi utilizada a metodologia de identificação da posição do *offlap break* a partir de mapas de gradiente das superfícies interpretadas, pois a malha do levantamento sísmico de alta resolução é demasiadamente espaçada, o que diminui a confiabilidade das possíveis inclinações das superfícies. As posições dos *offlap breaks* e os cálculos de progradação foram assim estimados em cada uma das linhas sísmicas *dip* disponíveis, através da confecção de gráficos de deslocamento dos *offlap breaks* das subsequências (Figura 7-45 e Figura 7-46). A partir dos gráficos de progradação sedimentar de cada subsequência nas diferentes porções da área de estudo (Leste, Central e Oeste), foi possível verificar que as subsequências SQ1 e SQ3 resultaram na mais importante progradação na área de estudo (porção centro-oeste da área de estudo; linhas com cores quentes no gráfico da Figura 7-46).

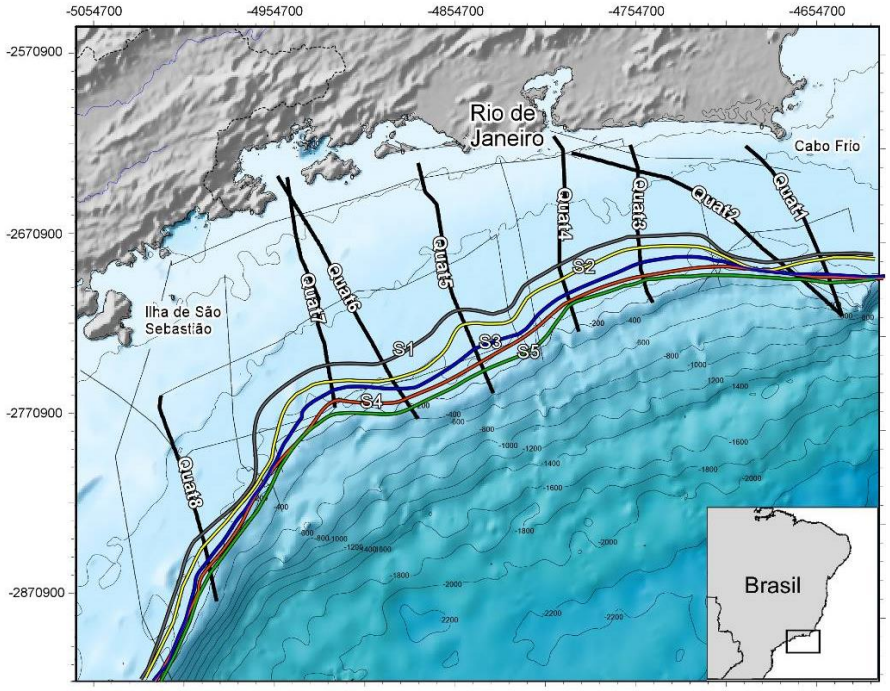


Figura 7-45 – Análise da quantidade de progradação (km) de cada subsequência para cada linha sísmica de alta resolução, permitindo uma visualização geral da variação da progradação espacial e temporalmente (Maia, 2009).

Além da análise da progradação, foi realizada também uma análise da variação vertical do *offlap break* em cada subsequência em diferentes porções da área de estudo permitindo a quantifição de criação ou destruição de espaço de acomodação em cada subsequência (Figura 7-47).

A partir desta análise, foi possível observar uma maior criação de espaço de acomodação durante a formação da subsequência SQ3 (Figura 7-47). Além disso, pode-se observar uma tendência de maior espaço de acomodação nas porções central e oeste da área de estudo (linhas com cores quentes no gráfico da Figura 7-47). Contudo, apesar da quantificação de espaço de acomodação baseada no posicionamento dos *offlap breaks* demonstrar resultados coerentes, outros fatores são de grande importância para esta quantificação como: o grau de preservação dos pacotes sedimentares sobre a plataforma e; a morfologia da borda da plataforma, já que a definição da posição do *offlap break* depende fortemente desta morfologia.

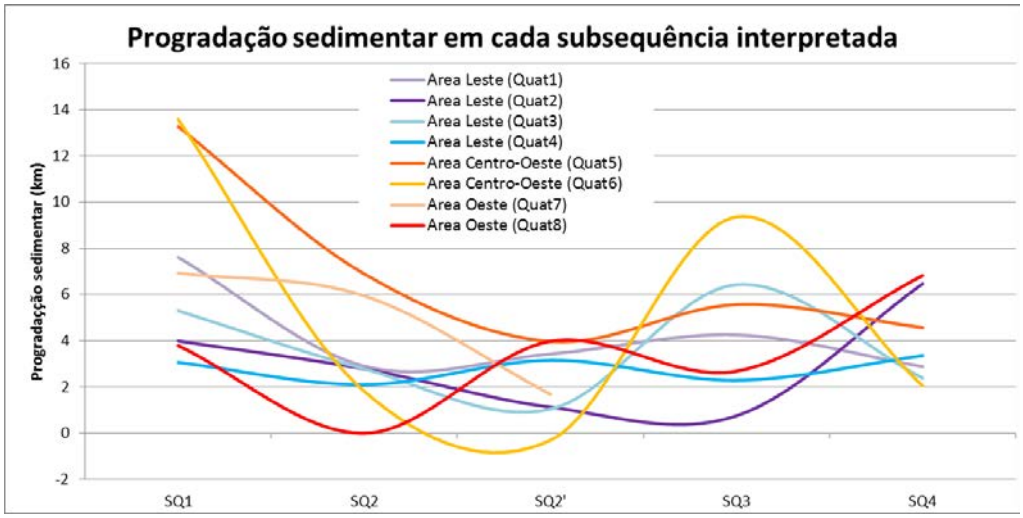


Figura 7-46 – Quantificação da progradação sedimentar de cada porção da área de estudo em cada subsequência interpretada nas linhas sísmicas de alta resolução. Cada linha colorida representa uma linha sísmica (Quat1 a Quat8). Posicionamento das linhas sísmicas utilizadas na Figura 7-45.

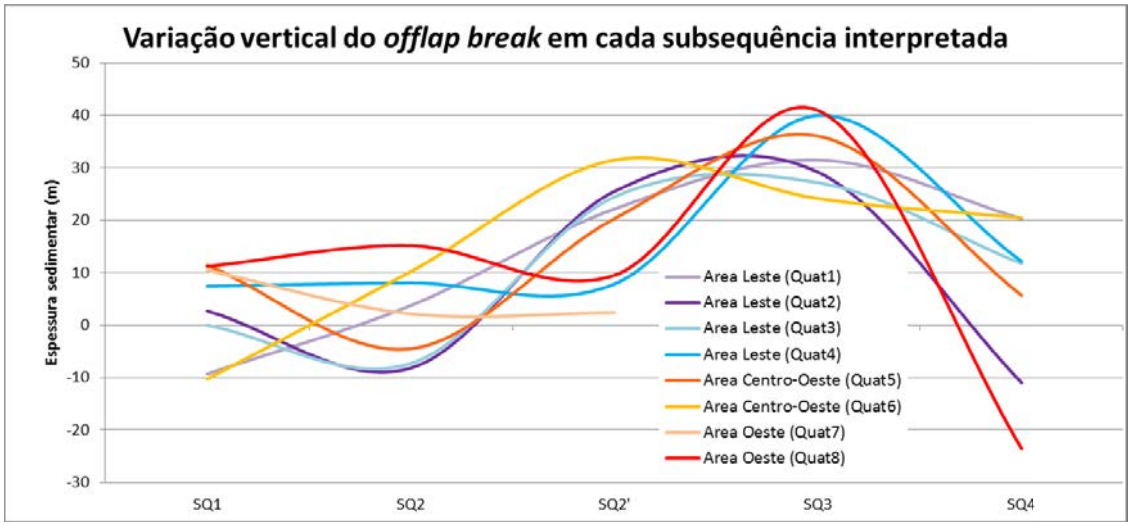


Figura 7-47 – Quantificação da variação vertical dos *offlap breaks* de cada subsequência sedimentar em cada porção da área de estudo baseado na interpretação das linhas sísmicas de alta resolução Cada linha colorida representa uma linha sísmica (Quat1 a Quat8). Posicionamento das linhas sísmicas utilizadas na Figura 7-45.

7.1.3) Análise de Dados Cronoestratigráficos e Definição de Idade das Superfícies Estratigráficas Identificadas

A análise cronoestratigráfica da porção norte da bacia de Santos foi realizada utilizando-se os dados de nove poços exploratórios que apresentam informações cronoestratigráficas do intervalo Eoceno-Quaternário na área de estudo (Figura 7-48). A Tabela 7-1, a Figura 7-49 e a Figura 7-50 listam os dados cronoestratigráficos e indica os intervalos temporais que cada poço identifica.

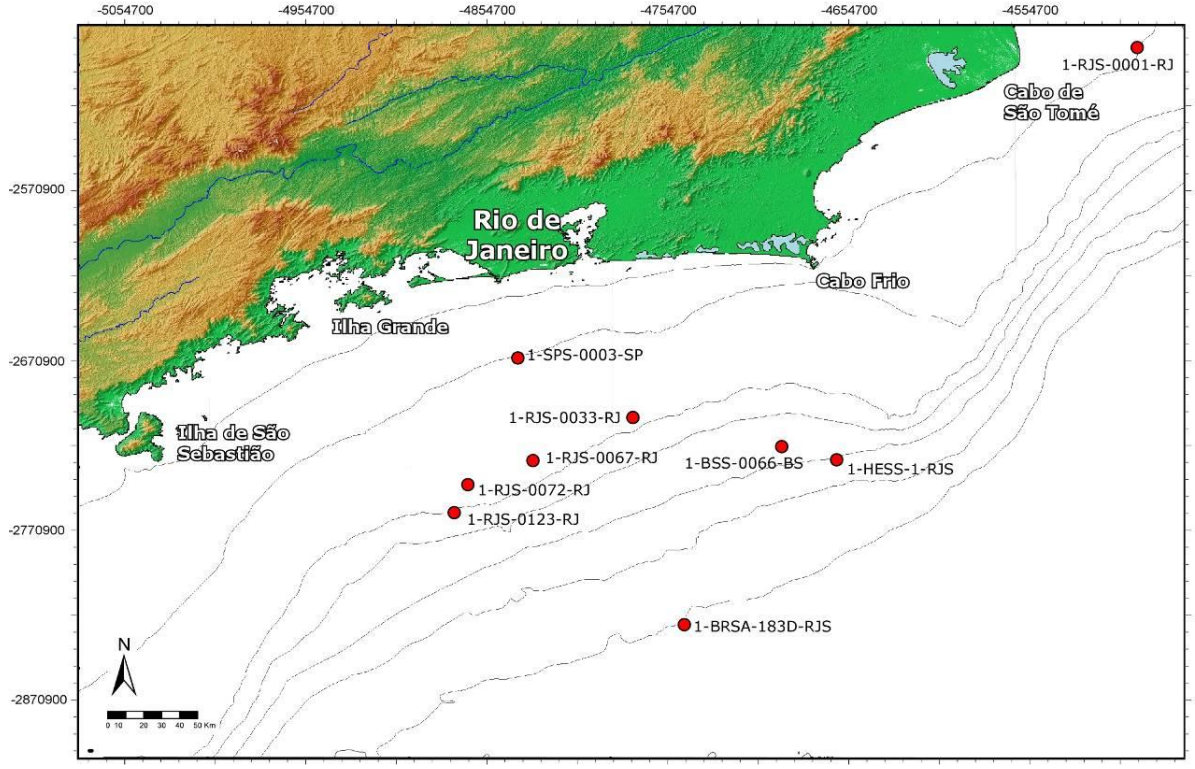


Figura 7-48 – Mapa com a localização dos poços exploratórios (fornecidos pela ANP) utilizados para a análise cronoestratigráfica.

Tabela 7-1 – Indicação dos intervalos estratigráficos datados nos poços exploratórios utilizados neste estudo (dados ANP).

	Eoceno			Oligoceno			Mioceno			Plioceno		Pleistoceno	
	Inf	Med	Sup	Inf	Med	Sup	Inf	Med	Sup	Inf	Sup	Inf	Sup
1-BRSA-183D-RJS		x					x						
1-BSS-0066-BS	x		x										
1-RJS-0033-RJ					x	x	x	x		x		x	
1-RJS-0067-RJ			x	x	x	x	x	x	x	x		x	
1-RJS-0072-RJ				x			x	x	x	x	x	x	
1-RJS-0123-RJ		x	x	x			x		x	x	x	x	x
1-SPS-0003-SP		x					x	x		x		x	
1-HESS-1-RJS	x	x	x			x		x	x				
1-RJS-0001-RJ								x	x			x	

7.1.3) Análise de Dados Cronoestratigráficos e Definição de Idade das Superfícies Estratigráficas Identificadas

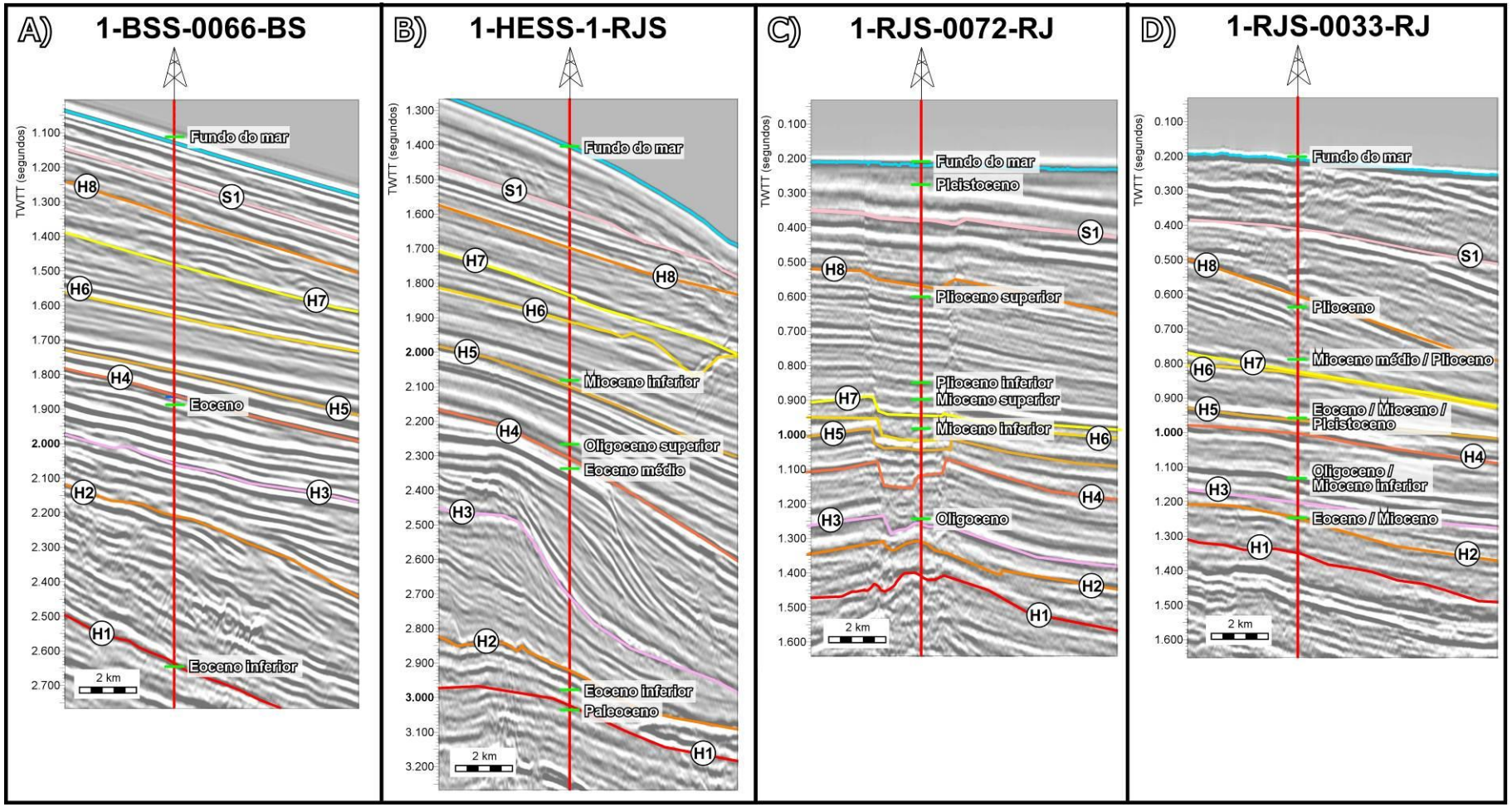
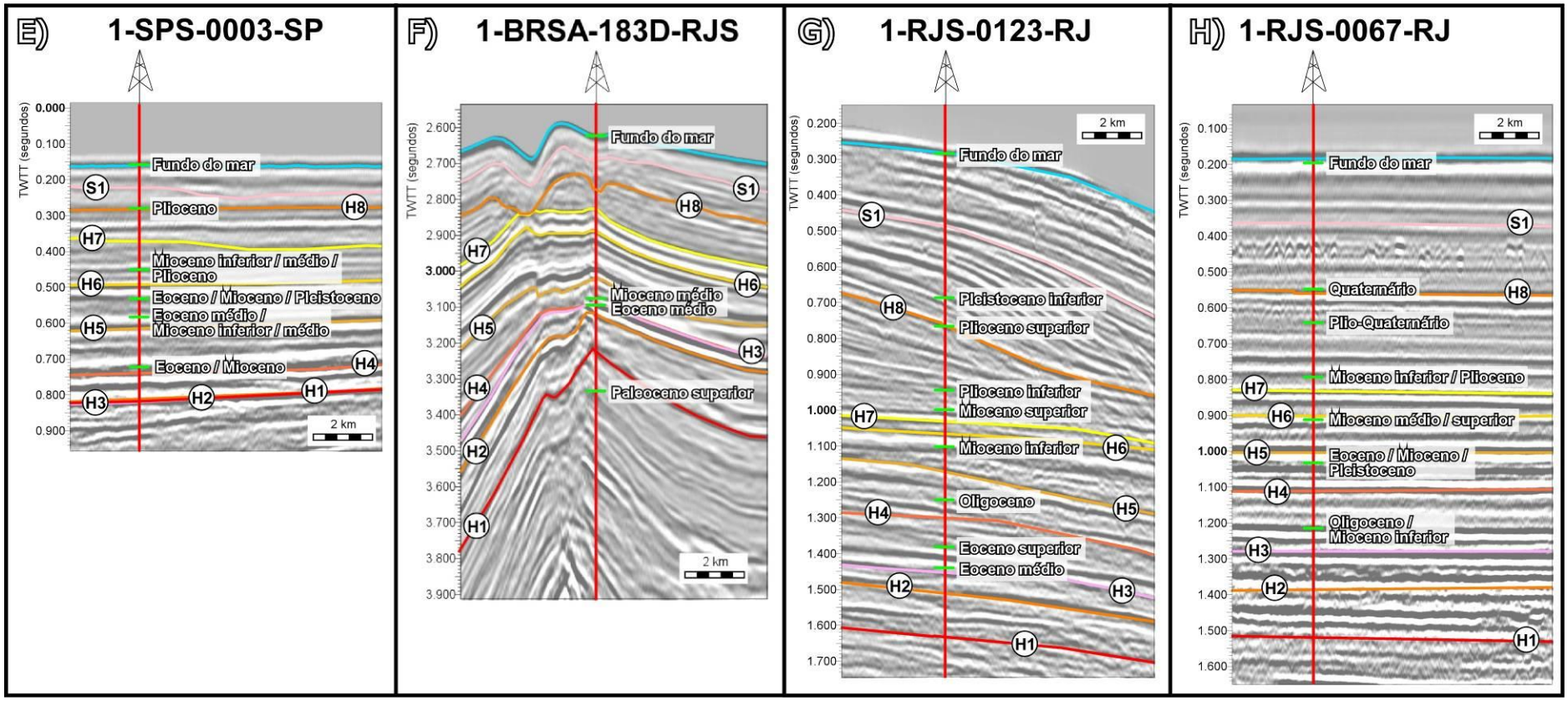


Figura 7-49 – Dados cronoestratigráficos plotados sobre linhas de sísmica profunda próximas (até 5 km de distância) com as respectivas superfícies estratigráficas interpretadas.



(Continuação da Figura 7-49)

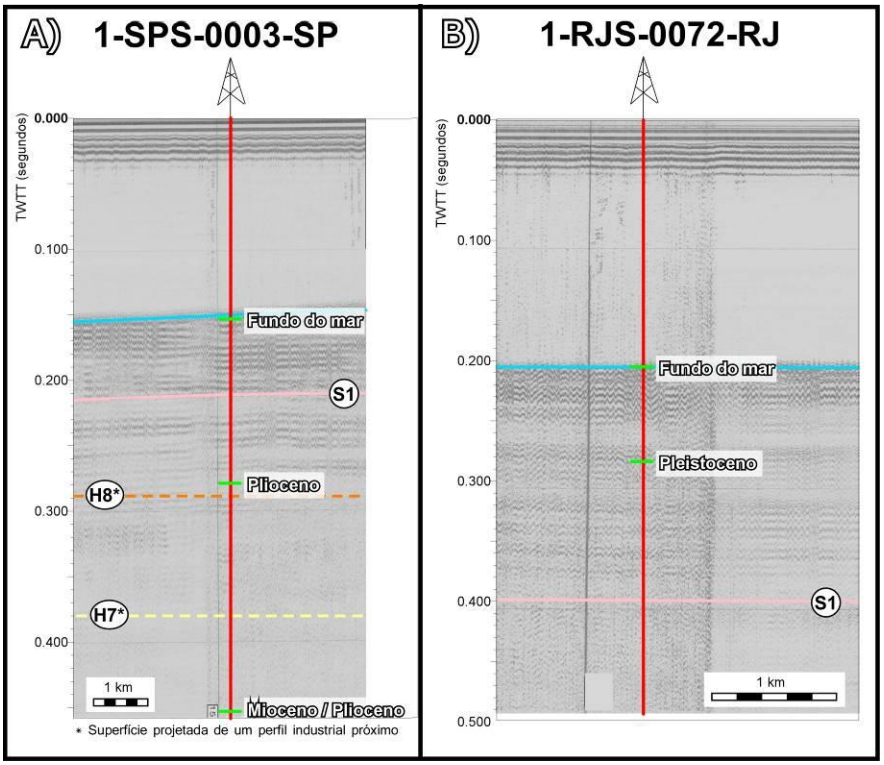


Figura 7-50 - Dados cronoestratigráficos plotados sobre linhas sísmicas de alta resolução próximas (até 5 km de distância) com as respectivas superfícies estratigráficas interpretadas.

Os dados cronoestratigráficos fornecidos pela ANP (Tabela 7-1, Figura 7-49 e Figura 7-50) não fornecem precisões sobre a bioestratigrafia dos intervalos analisados, por questões de confidencialidade das empresas de petróleo. Tais dados fornecem apenas as idades das superfícies referenciadas pelas respectivas *Épocas* dos *Períodos Geológicos*, tais como: Eoceno Inferior, Médio ou Superior; Oligoceno Inferior, Médio ou Superior; Mioceno Inferior, Médio ou Superior; Plioceno Inferior ou Superior; e Pleistoceno Inferior ou Superior. Contudo, a partir de dados disponíveis na literatura, foi possível estimar idades mais precisas para alguns dos horizontes "datados" nos poços exploratórios e identificados na análise sísmica empreendida no presente trabalho.

A partir de dados bioestratigráficos (Zoneamento de nanofósseis datados pela Petrobrás) presentes no artigo de Moreira *et al.* (2001) foi possível estimar uma idade mais precisa para as três primeiras sequências basais interpretadas nas linhas de sísmica profunda: Sequência 1 de Moreira *et al.*, 2001) correlacionável com a sequência SC1 do presente trabalho, possui idade Ypresiana a Lutetiana (entre 56 e 41.2 Ma); Sequência 2, correlacionável com a sequência SC2 possui idade Lutetiana (entre 47.8 e 41.2 Ma); e Sequência 3, correlacionável com a sequência SC3, possui idade Lutetiana a Bartoniana (entre 47.8 e 37.8 Ma). Contudo, é importante ressaltar que os limites das

sequências identificadas por Moreira *et al.* (2001) são diferentes dos estabelecidos neste trabalho, melhor explicados no *Capítulo 8 - Discussões*.

Outras informações bioestratigráficas no intervalo do Plio-Quaternário foram obtidas na dissertação de mestrado de Silva (1992). O autor identificou sismicamente na bacia de Campos uma discordância, denominada de Marco P. Esta discordância foi caracterizada como "... um refletor positivo, com boa assinatura e distribuição regional ...", e encontra-se localizado a 151 m de profundidade abaixo do fundo submarino atual no poço 1-RJS-0001-RJ (Figura 7-48 e Figura 7-51). Datações bioestratigráficas realizadas em amostra de calha pelo micropaleontólogo S. Shimabukuro do CENPES-PETROBRAS (apud Silva, 1992) indicam que o intervalo estratigráfico imediatamente abaixo do chamado Marco P corresponde ao topo da nanozona N710 (biozona internacional NN19 de Martini, 1971, representada na Figura 7-52), identificado pela presença de *Pseudoemiliania lacunosa*. Esta zonação corresponde a uma janela temporal entre 0,91 a 0,44 Ma (Figura 7-52). Estas datações levaram Silva (1992) a atribuir uma idade de aproximadamente 0,5 Ma (ou 500 ka) para o Marco P, ou seja, o limite superior do topo da nanozona N710. A partir do trabalho de Maia (2009) foi estabelecida a correlação entre o chamado Marco P e a superfície S1 interpretada nas linhas sísmicas de alta resolução, que teria a princípio, uma idade de 0.5 Ma.

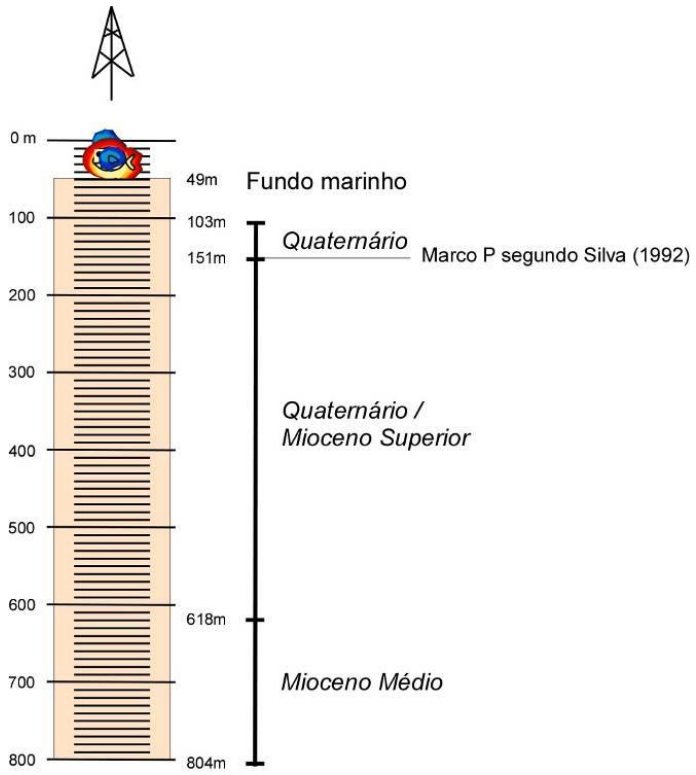


Figura 7-51 - Representação esquemática dos intervalos mais superiores amostrados e datados no poço 2 (poço RJS-001-RJ) e segundo dados de Silva (1992).

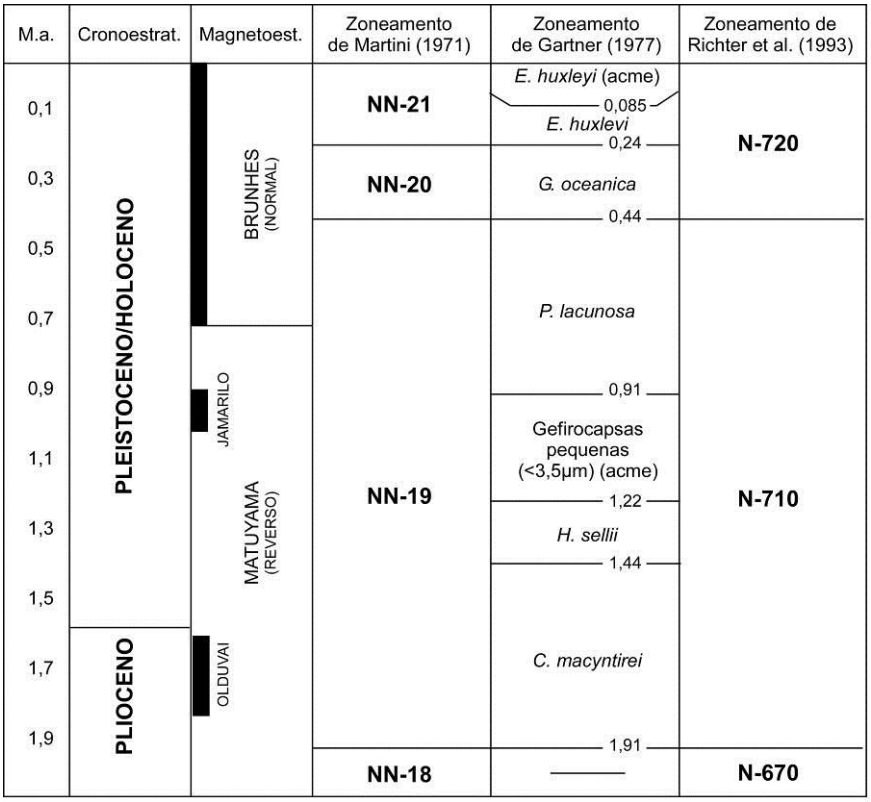


Figura 7-52 - Zonação bioestratigráfica levemente modificada de Antunes (1994).

Assim, através da correlação com os dados acima, foi possível uma determinação mais precisa para os intervalos de desenvolvimento das principais sequências sedimentares identificadas nas linhas sísmicas e as suas superfícies limitantes. De acordo com estes dados foi possível estabelecer: uma idade Eoceno Inferior-Médio, para as três primeiras superfícies limitantes identificadas neste trabalho (H1, H2 e H3); uma idade Eoceno Superior a Oligoceno Superior, para a superfície H4; uma idade Oligoceno Superior a Mioceno Inferior para a superfície H5; uma idade Mioceno Inferior para a superfície H6; uma idade Mioceno Médio-Superior para a superfície H7; uma idade Plioceno Superior a Pleistoceno Inferior para a superfície H8 e idade Pleistoceno para a superfície S1 (Figura 7-53).

7.1.3.1) Modelo de Idade através da Correlação entre as Superfícies Identificadas com Curvas de Variação Eustática

Através dos preceitos de Estratigrafia Sísmica e de Sequências (Catuneanu, 2006; Mitchum *et al.*, 1977; Vail *et al.*, 1977; Van Wagoner *et al.*, 1988), as superfícies interpretadas nas linhas

sísmicas puderam ser correlacionadas com diferentes curvas de variação eustáticas globais (e. g. Haq *et al.*, 1987; Lisiecki e Raymo, 2005; Miller *et al.*, 2005; Rabineau *et al.*, 2006), na busca da curva que melhor se adaptasse à base de dados sísmicos interpretada.

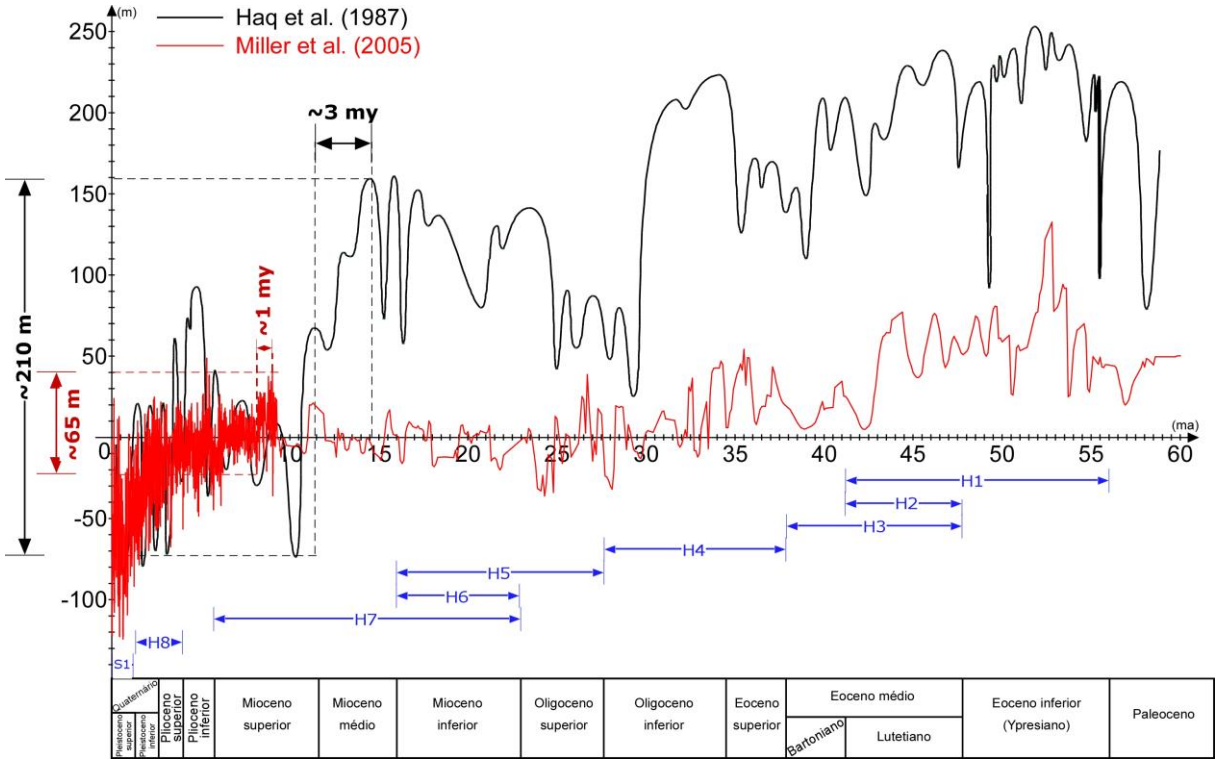


Figura 7-53 – Correlação cronoestratigráfica das superfícies sísmicas interpretadas (H1 a H8 e S1) baseada nas informações obtidas no poços exploratórios, e a correlação com as curvas de variação eustática de Haq *et al.* (1987) e Miller *et al.* (2005).

A. <u>Escolha das curvas de variação eustática a serem correlacionadas com as sequências interpretadas</u>

Diferentes curvas de variação eustática do Cenozóico podem ser utilizadas para correlação com as superfícies e sequências sísmicas interpretadas na base de dados disponível. As mais utilizadas nesta escala temporal são: (i) a curva de variação eustática baseada na migração do *onlap* costeiro, dados bioestratigráficos e outros tipo de dados, de Haq *et al.* (1987) (chamada aqui de curva de Haq). Esta curva tem como característica a ser ressaltada as grandes amplitudes do sinal eustático, chegando a 200 m; (ii) e a curva de variação eustática baseada em isótopos de $\delta^{18}O$ de Miller *et al.* (2005) (chamada aqui de curva de Miller), que apresenta como principal característica distintiva amplitudes bem menores do sinal eustático quando comparadas às da curva de variação eustática de Haq.

Além disso, considerando o espaço de acomodação como uma interação entre as variações eustáticas e as variações na taxa de subsidência (Catuneanu, 2006, 2002; Catuneanu *et al.*, 2009; Jervey, 1988; Posamentier e Vail, 1988; Posamentier *et al.*, 1988; Vail, 1987), foi possível estimar a taxa de criação de espaço de acomodação para algumas sequências. A partir da interpretação dos tratos de sistemas das sequências sísmicas identificadas foi possível quantificar o espaço de acomodação destruído entre o desenvolvimento dos sistemas deposicionais de mar alto e os sistemas deposicionais de regressão forçada subsequentes. Por exemplo, para a sequência SC6, o nível relativo de mar entre o Trato de Mar Alto e o Trato de Regressão Forçada caiu aproximadamente 490 m, indicando uma possível grande amplitude de variação eustática [5] (Figura 7-6). Considerando-se a idade miocênica para esta sequência (SC6) podem ser observadas amplitudes máximas de oscilações eustáticas (variação entre o nível de mar mais alto e o nível de mar mais baixo subsequente), bastante variáveis entre as duas curvas de variação eustática (Haq e Miller):

- considerando a curva de Haq, a amplitude máxima observada é de aproximadamente 210 m num intervalo de tempo de 3 my (Figura 7-53), o que indicaria uma subsidência de 280 m com uma taxa de 93 m/my.

- considerando a curva de Miller, a amplitude máxima observada é de aproximadamente 65 m num intervalo de tempo de 1 my (Figura 7-53), indicando uma taxa de subsidência de 425 m/my.

Esta breve análise comparativa permite concluir que a curva de Haq parece registar amplitudes do sinal eustático que melhor ilustram taxas compatíveis de variações de subsidência para a bacia (93 m/my), segundo alguns dados fornecidos por bibliografias da área de estudo (e.g. Contreras *et al.*, 2010), já que o valores obtidos tomando como base a curva de Miller resultam em taxas de subsidência da ordem de 425 m/my. Deste modo, para a correlação e cálculo de espaço de acomodação correspondente às sequências sedimentares identificadas nas linhas de sísmica profunda foi, então, usada preferencialmente a curva de Haq (Figura 7-54). Por outro lado, para a correlação e cálculos de espaço de acomodação das sequências identificadas nas linhas sísmicas de alta resolução foi necessária a utilização de curvas de variação eustática de mais alta resolução, como a curva de Lisiecki e Raymo (2005) (aqui chamada de curva de Lisiecki), baseada em dados isotópicos globais de $\delta^{18}O$, amplamente aceita na literatura como fidedigna da ciclicidade e amplitude do sinal eustático durante o Plioceno e Quaternário.

[5] Importante ressaltar que o cálculo realizado não considera o parâmetro da compactação, já que é somente um cálculo comparativo para a obtenção da curva de variação eustática que mais se adequa ao presente estudo.

B. Modelo de idade de desenvolvimento das superfícies H1, H2, H3 e H4

A curva de Haq evidencia importantes regressões marinhas com amplitudes de queda superiores a 150-200 m, que são facilmente identificadas em linhas sísmicas devido à marcante erosão causada por ampla exposição das plataformas continentais correlacionáveis a tais níveis regressivos. Superfícies estratigráficas com feições compatíveis com as produzidas por grandes amplitudes de queda de nível relativo de mar puderam ser facilmente identificadas pela presença de truncamentos erosivos e *toplap,* ou escavação de cânions submarinos. Assim, considerando, por exemplo, a idade eocênica estabelecida nos dados cronoestratigráficos para o desenvolvimento das sequências SC1, SC2 e SC3 pode-se correlacionar cada limite estratigráfico H1, H2, H3 e H4, com as principais quedas de nível de mar ocorridas durante a Época Eoceno (Figura 7-54):

(i) a Superfície H1 foi correlacionada com a queda de nível do mar ocorrida em torno de 49.5 Ma, por apresentar característica extremamente erosiva, com esculpimento de cânions (Figura 7-10). Outros cânions são observados em superfícies mais antigas que a superfície de 49.5 Ma, provavelmente desenvolvidos em 58.5 Ma. A superfície responsável pelo desenvolvimento destes últimos cânions sobrepõe-se a uma camada sismicamente transparente, o que indicaria que esta superfície é provavelmente uma seção condensada formada durante longos períodos de nível de mar alto (Figura 7-55). A superficie H1 poderia então possuir idade entre 55-54 Ma. Contudo, a superficie de 49.5 Ma é reconhecida em bacias ao redor do mundo através da presença de uma grande erosão e pelo desenvolvimento de cânions (comunicação pessoal com B. Haq). Como não foi observado nos dados sísmicos nenhuma outra superfície compatível com tamanho nível de erosão após o desenvolvimento da superfície H1, concluiu-se pois que superfície H1, base de cunhas progradantes, deva então efetivamente corresponder à regressão global de grande amplitude ocorrida em 49.5 Ma;

(ii) a superfície H2 foi correlacionada à regressão marinha desenvolvida pela erosão resultante de uma lenta queda de nível do mar (duração de aproximadamente 5 my) ocorrida entre 47-42 my. Esta configuração de descida lenta (Figura 7-54) permitiria o desenvolvimento de uma grande progradação característica da sequência SC1 (Figura 7-6 e Figura 7-7);

(iii) tal como o horizonte H1, o horizonte H3 é outra superfície que se pode relacionar à ocorrência de uma queda de nível de mar de grande amplitude. Contudo, dentre as principais superfícies mapeadas, ela é a que se expressa pelo menor nível de erosão, sugerindo menor amplitude de exposição da paleo plataforma continental desenvolvida em torno de 39.5 Ma (Figura 7-7, Figura 7-8 Figura 7-10 e Figura 7-54);

7.1.3) Análise de Dados Cronoestratigráficos e Definição de Idade das Superfícies Estratigráficas Identificadas

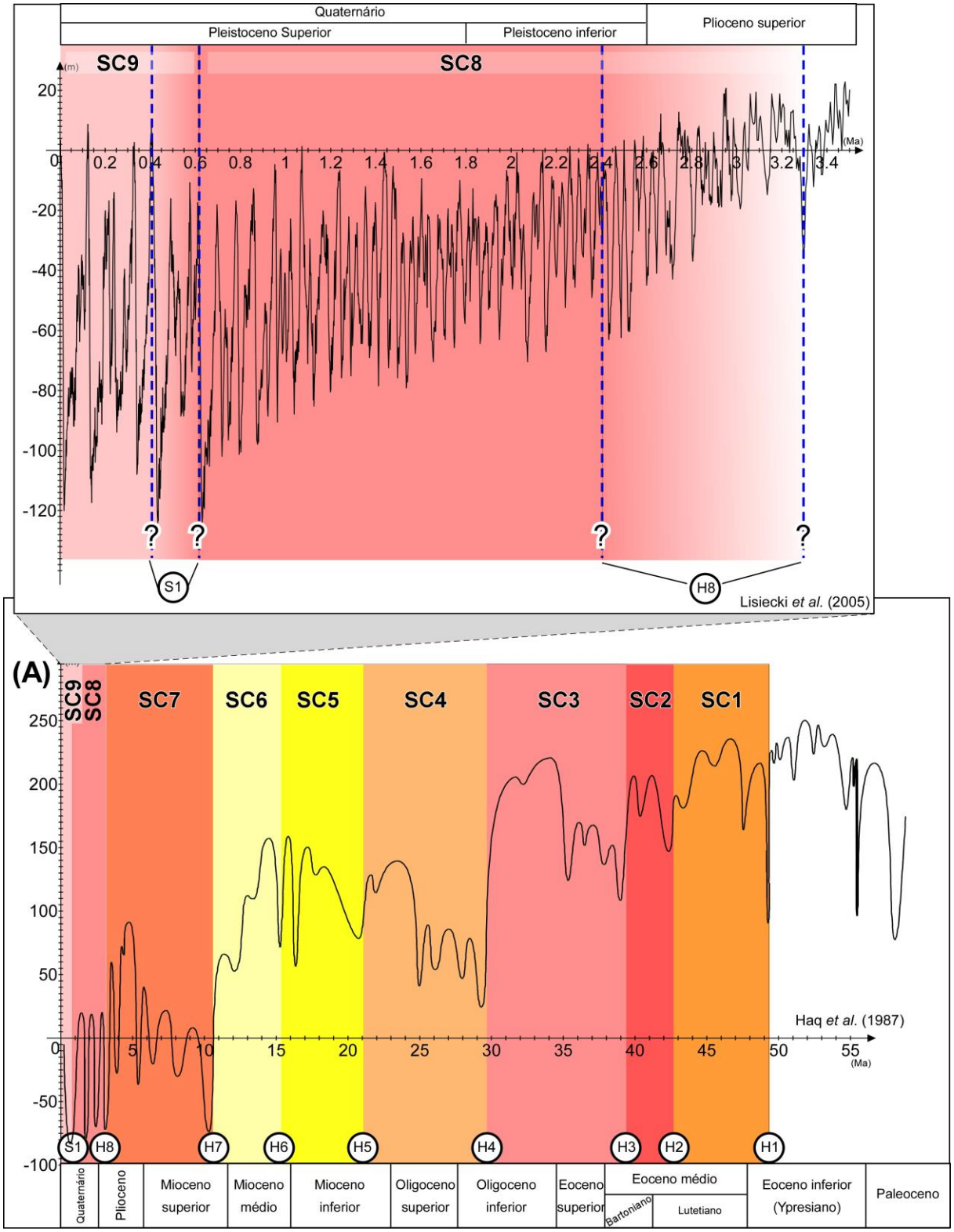


Figura 7-54 – A) Correlação da curva de variação eustática baseada na migração de *onlaps* costeiros de margens em todo o mundo (Haq *et al.*, 1987), com as superfícies e sequências estratigráficas interpretadas nas linhas de sísmica profundas utilizadas. B) *Zoom* da correlação da interpretação das sequências SC8 e SC9 e indicações de idades para as superfícies estratigráficas H8 e S1, em função da correlação com a curva de variação eustática baseada nos dados de $\delta^{18}O$ de Lisiecki e Raymo (2005).

(iv) a superficie H4 expressa uma intensa erosão desenvolvida após uma grande transgressão marinha, responsável pelo deslocamento de fácies em direção ao continente (Figura 7-4, Figura 7-5, Figura 7-6, Figura 7-7 e Figura 7-8). Esta retrogradação das unidades sedimentares foi relacionada a importante transgressão global do Oligoceno Inferior, de alta amplitude verificada na curva de Haq (Figura 7-54). Assim sendo, a superficie H4 representaria então a grande regressão marinha relacionada por Haq a idade de 30 Ma (Figura 7-54), responsável pelo alto nível de erosão que impacta a superfície H4, como observado na área, principalmente em linhas sísmica *strike* da porção leste da área de estudo (Figura 7-11).

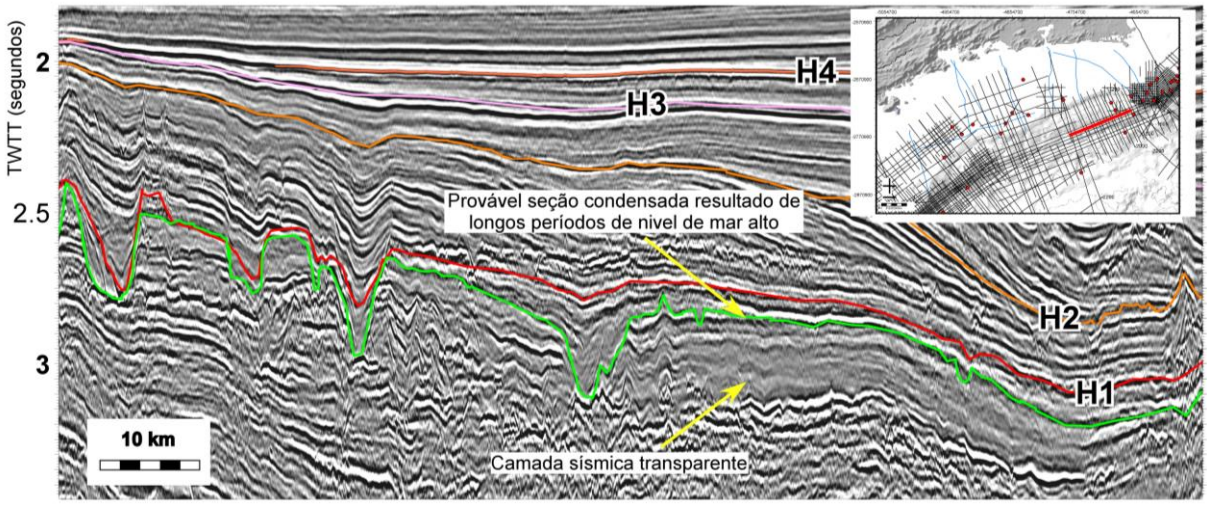


Figura 7-55 – Seção sísmica ilustrando a provável interpretação da superfície H1 e da superfície erosiva anterior a ela. De acordo com a interpretação esta superfície inferior estaria relacionada a idade de 54-58 Ma, formada após longos períodos de níveis de mar alto, gerando, assim, uma importante seção condensada, o que explicaria a camada sísmicamente transparente abaixo.

C. <u>Modelo de idade de desenvolvimento das superfícies H5, H6 e H7</u>

Assim como as superfícies H1 a H4, as superfícies H5, H6 e H7 também foram correlacionadas com principais quedas de nível eustático. A existência de evidências, como cânions existentes nas superfícies H5 e H6 na porção leste da área de estudo (Figura 7-11), e terminações em *onlap* observadas contra a superfície H5 (Figura 7-7), indicam que estas superfícies se desenvolveram provavelmente em quedas de nível de mar.

A sequência SC4 se desenvolve em regiões mais proximais que as sequências precedentes. Anteriormente, foram discutidas as migrações dos *offlap breaks*, e foi constatado que a partir do final do desenvolvimento da sequência SC3 houve uma grande transgressão marinha onde todos os sistemas progradacionais foram deslocados proximalmente. Considerando as variações de nível de

mar observadas na curva de Haq foi possível relacionar cada superfície topo das sequências SC4 e SC5 com quedas de nível de mar desenvolvidas durante níveis de mar mais altos. Para a superfície H5 foi estipulada a idade de 21 Ma e para a superfície H6 a idade de 15.5 Ma, mas que na realidade representa a sobreposição das duas grandes quedas observadas neste período (16.5 e 15.5 Ma). A superfície H7, topo da sequência SC6, é uma das superfícies mais facilmente mapeáveis devido ao seu alto grau erosivo (Figura 7-11) e por isso, foi correlacionada a idade de 10.5 Ma, importante queda de nível de mar do Tortoniano.

D. Hipóteses de idades de formação das superfícies H8 e S1

As idades das superfícies H8 e S1 foram estimadas utilizando a curva de variação eustática baseada em Lisiecki e Raymo (2005) e a compilação de curvas de variação eustática de Rabineau *et al.* (2006). Estas curvas apresentam uma resolução muito maior que a curva de Haq e, por isso, a estipulação de idades precisas para as superfícies se torna mais difícil. Abaixo estão descritas as hipóteses de idade de desenvolvimento de cada uma destas superfícies.

Hipótese de idade para a formação da superfície H8

A partir dos dados cronoestratigráficos dos poços exploratórios disponíveis, foi possível estabelecer uma idade pliocênica para a superfície H8 (Figura 7-53). O Plioceno, no período de análise bioestratigráfica dos poços exploratórios em questão (até 2004), estava inserido dentro do intervalo de 1.6 a 5.2 my. Dentro deste período ocorre um importante evento climático mundial de intensificação da glaciação no hemisfério norte. A origem desta expansão da glaciação ainda é muito discutida; muitos consideram o fechamento do Istmo do Panamá como um dos causadores, que teria ocasionado importantes mudanças nas circulações atmosféricas e oceânicas, gerando uma intensa modificação climática. Outros autores consideram também o forte aumento da amplitude da obliquidade, ocorrido entre 3.2 e 2.4 Ma, como um dos causadores do aumento desta glaciação (Figura 7-56). Contudo, independentemente dos fatores causadores da glaciação, todas as curvas baseadas em variações isotópicas de $\delta^{18}O$ disponíveis nos permitem observar importantes mudanças no gradiente da tendência geral de diminuição de nível eustático, assim como da amplitude do sinal eustático, causadas pela expansão da glaciação no hemisfério Norte (Figura 7-57).

A análise da curva de variação de nível de mar (Figura 7-57A) nos permite estabelecer visualmente as principais mudanças de tendência de variação de nível de mar com o tempo. Uma importante mudança pode ser observada próxima à idade de 2.7 Ma, onde a variação de nível de mar tende a sofrer uma queda generalizada (Figura 7-57A). Além disso, a partir do gráfico do modulo da amplitude de variação de nível de mar pode-se perceber importantes variações: entre 2.5 e 3 Ma; entre 1 e 1.2 Ma e entre 0.5 e 0.7 Ma (Figura 7-57B).

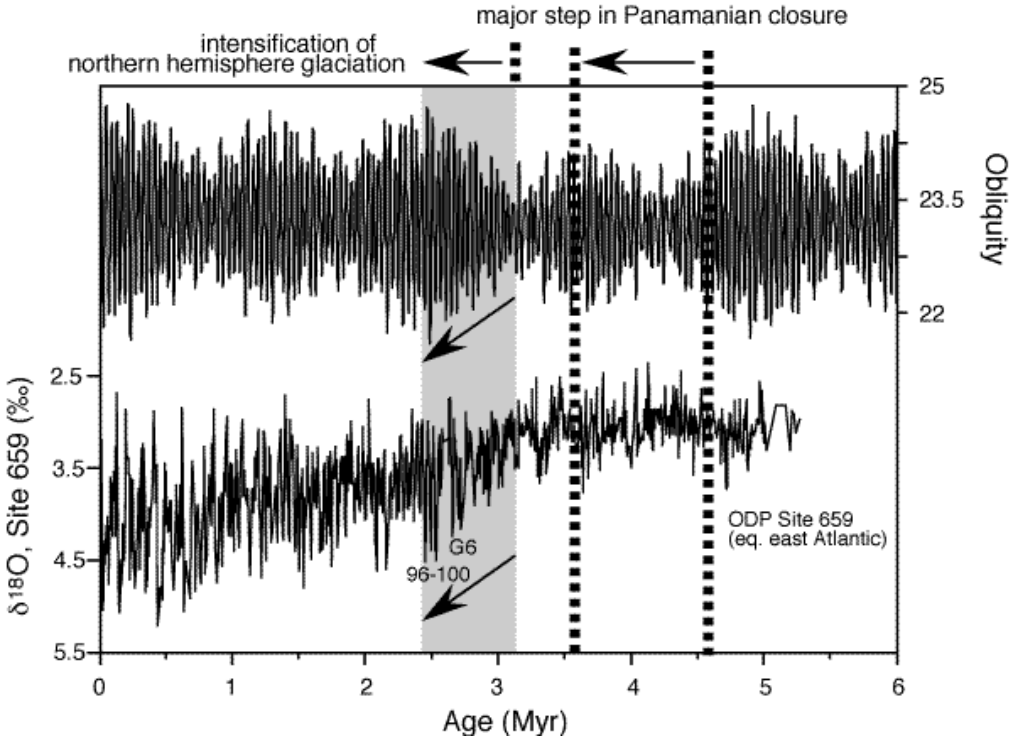


Figura 7-56 – Relação entre o aumento da amplitude da obliquidade entre os períodos de 2.4 e 3.2 Ma (curva superior) e a curva de variação de $\delta^{18}O$ (Haug e Tiedemann, 1998).

Considerando o forte aumento da amplitude da obliquidade como um importante fator para a intensificação da glaciação no hemisfério norte, pode-se estimar o período de 2.4 e 3.2 Ma para o desenvolvimento da superfície H8, intervalo este que engloba tanto a mudança da tendência de queda de nível de mar em 2.7 Ma com também a mudança da amplitude de variação de nível de mar entre 2.5 e 3 Ma. Dentro desta janela temporal podem ser criadas três hipóteses de idade para o desenvolvimento da superfície erosiva H8, levando-se em conta as principais quedas de nível de mar observadas na curva de variação eustática baseada em Lisiecki e Raymo (2005), resumidas na Figura 7-58. Estas três possibilidades serão testadas em simulações estratigráficas, a fim de se poder melhor definir a idade mais coerente para o desenvolvimento da superfície H8.

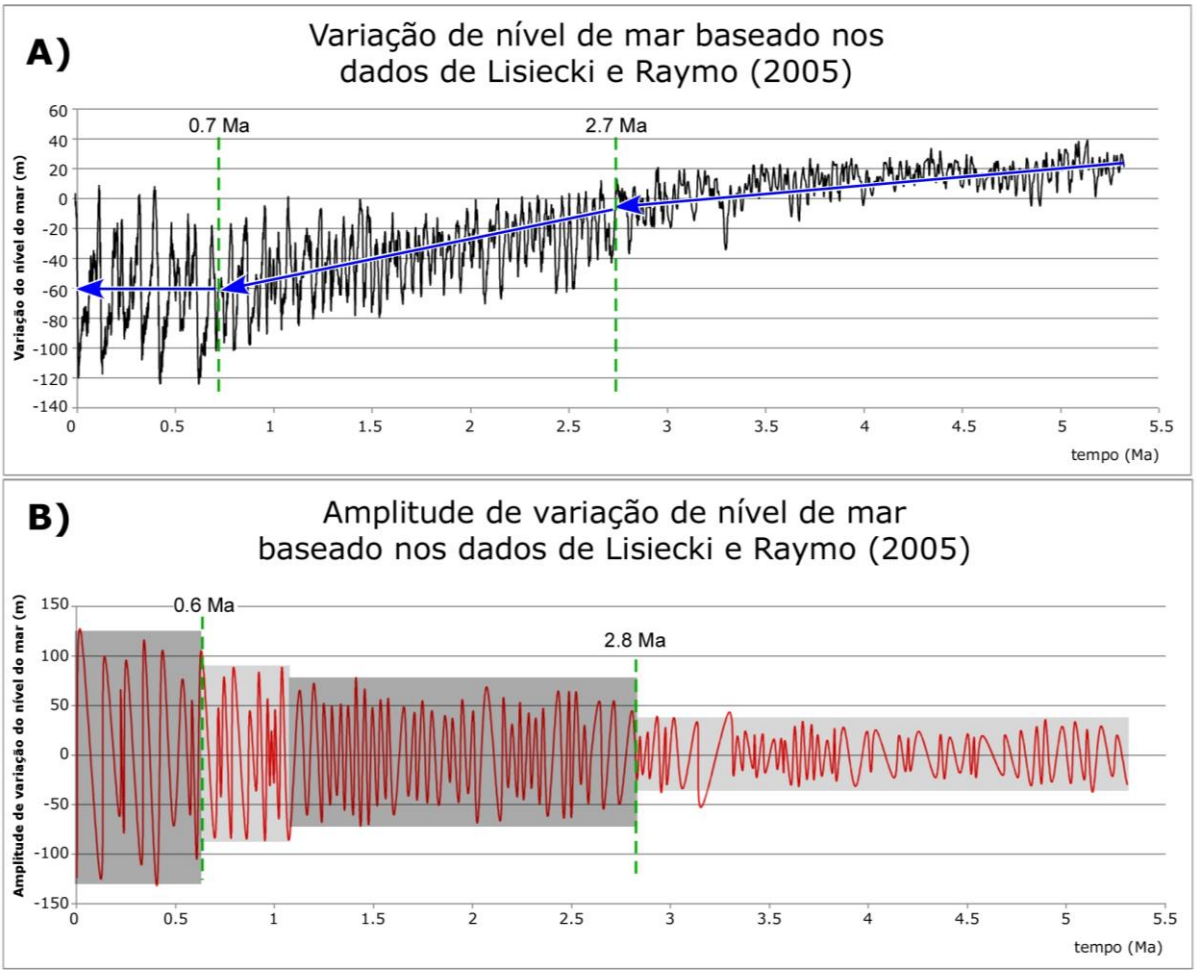


Figura 7-57 – (A) Curva de variação eustática, ressaltando as principais mudanças de tendência de queda de nível do mar. (B) Curva das amplitudes das oscilações eustática para os últimos ~5,5 Ma, ilustrando os principais segmentos de mudanças marcantes de amplitude do sinal estáticos (quadrados em cinza). As oscilações do sinal eustático são baseados em cálculos a partir de informações de $\delta^{18}O$ de Lisiecki e Raymo (2005).

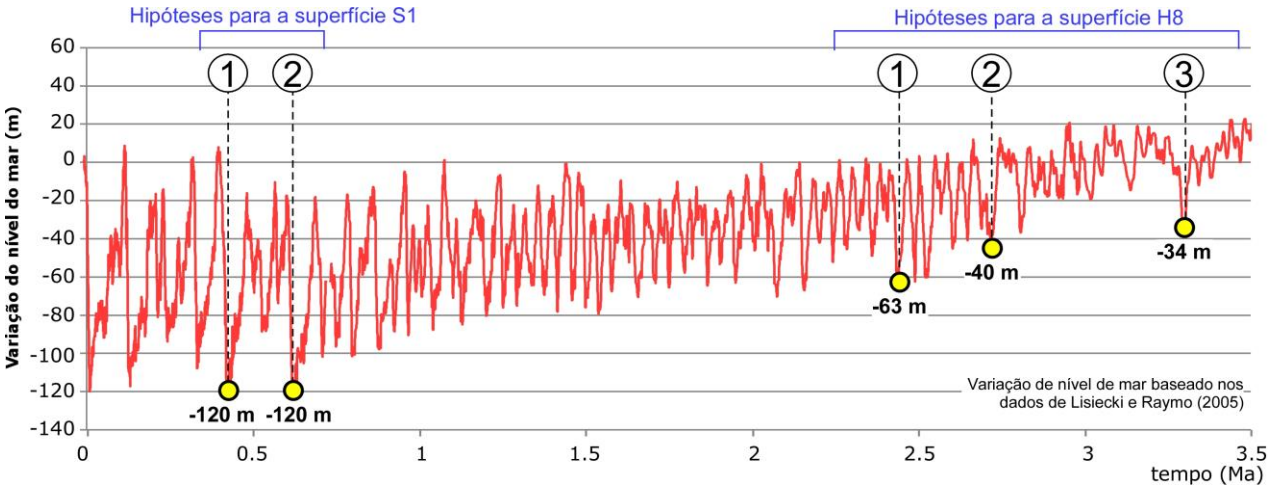


Figura 7-58 – Possíveis idades para desenvolvimento das superfícies H8 e S1 utilizando a curva de variação de nível de mar baseada em dados de $\delta^{18}O$ de Lisiecki e Raymo (2005).

Hipóteses de idade de desenvolvimento da superfície S1

Através da reinterpretação sísmica das linhas de alta resolução da Comissão Geomar foi possível considerar a existência de cinco ou seis subsequências sísmicas observadas a partir do desenvolvimento da superfície S1 (descritas em *7.1.2) Análise das Linhas de Sísmica de Alta Resolução*), relacionadas com uma ciclicidade deposicional de 4ª ordem. A partir da análise conjunta dos resultados da interpretação sásmica com a curva isotópica de $\delta^{18}O$ de Lisiecki e Raymo (2005) (Figura 7-58) transformada para curva de variações eustáticas globais foi possível estimar duas hipóteses de idades para a superfície S1 dentro da janela temporal de 0.9 a 0.44 Ma, definida nos dados bioestratigráficos pela presença de *Pseudoemiliania lacunosa* na nanozona N710 (Figura 7-52): (i) a primeira hipótese estima a idade da superfície S1 de 0.44 Ma (Figura 7-58), e considera a existência de cinco subsequências sísmicas formadas após o desenvolvimento da superfície S1, assim como interpretado em trabalhos anteriores de Maia (2009) e Maia *et al.* (2010); (ii) a segunda hipótese estima a idade da superfície S1 de 0.63 Ma (Figura 7-58) e considera a reinterpretação do presente trabalho com a presença de seis subsequências sísmicas após o desenvolvimento da superfície S1. Estas duas possibilidades serão testadas em modelos estratigráficos que objetivam a precisão da idade desta superfície. Além disso, a análise das curvas de variação de nível de mar (Figura 7-57) também nos permite estabelecer uma importante mudança na tendência de queda de nível de mar em aproximadamente 0.7 Ma (Figura 7-57A) e uma mudança de amplitudes máximas de variação eustática em aproximadamente 0.6 Ma (Figura 7-57B). É importante ressaltar que a queda de nível de mar de 0.55 Ma não foi considerada como uma hipótese de idade para o desenvolvimento da superfície S1 por não apresentar uma queda de nível de mar de grande magnitude como as de 0.63 e 0.44 Ma.

E. <u>Análise espectral da série de dados eustáticos plio-quaternários e cenozóicos</u>

Análises espectrais foram realizadas em diferentes períodos geológicos, permitindo a detecção das principais frequências cíclicas no decorrer do tempo. Foram realizadas análises espectrais das curvas de Lisiecki e de Miller, considerando todo o período Plio-Quaternário (que engloba o desenvolvimento das sequnências SC7, SC8 e SC9) e todo o Cenozóico, respectivamente. A análise espectral da curva de variação eustática dos últimos 65 Ma, baseada na curva de Miller, permitiu destacar uma forte influência dos ciclos de 400 ky referentes às variações da Excentricidade da Terra (Figura 7-59A). Já na análise espectral do Plio-Quaternário (últimos 5.3 Ma), baseada na

curva de Lisiecki, foram detectadas as três principais frequências cíclicas de 100, 41 e 20 ky (Figura 7-59B) relacionadas a focas orbitais Excentricidade, Obliquidade e Precessão, respectivamente.

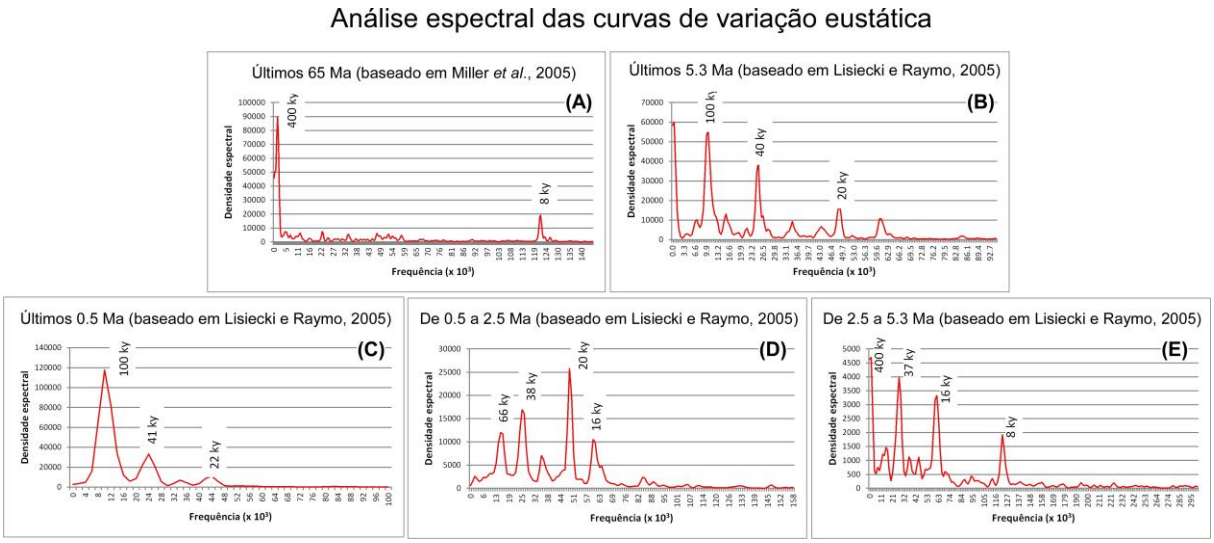


Figura 7-59 – Densidade espectral das frequências da curva de variação de nível de mar de Miller *et al.* (2005) dos últimos 65 Ma e de Lisiecki e Raymo (2005) dos últimos 5.3 Ma.

No período de desenvolvimento da porção final da sequência SC7, foram observadas algumas frequências espectrais principais, com períodos de 400, 37, 16 e 8 ky (Figura 7-59E). A ciclicidade de maior preponderância é o de 400 ky, tradicionalmente relacionado à ciclicidade orbital da Excentricidade. Já as ciclicidades de 37 e 16 ky podem estar relacionadas respectivamente as ciclicidade orbital da Obliquidade e Precessão. Finalmente o período de 8 ky não pode ser relacionado a nenhum evento cíclico conhecido pela literatura cientifica consultada. Já durante o período de desenvolvimento da sequência SC8 pode ser observada a predominância da frequência relativa ao período de 20 ky, relacionada, dentro da teoria orbital, a Precessão (Figura 7-59D).

No período de desenvolvimento da sequência SC9 observa-se claramente a predominância das três frequências representativas das variações orbitais (excentricidade, com ciclos de 100 ky; obliquidade, com ciclos de 41 ky e; precessão, com ciclos de 23 ky; Figura 7-59C). Estas frequências indicam uma predominância da influencia dos ciclos orbitais na variação eustática durante o Quaternário Superior (últimos 500 ka).

7.1.4) Caracterização da Natureza e Quantificação do Volume Sedimentar Depositado na Área de Estudo

A quantificação do volume sedimentar depositado na área de estudo foi baseada em dados litológicos de poços exploratórios disponíveis e em mapas de isópacas confeccionados a partir da interpretação das linhas sísmicas.

7.1.4.1) Análise Litológica

A análise litológica foi realizada baseada na descrição de amostragens de 16 poços exploratórios disponibilizados pela ANP (Agencia Nacional do Petróleo), distribuídos ao longo de toda a área de estudo (Figura 7-60). A partir destas informações, foi possível empreender análises das ocorrências das variações dos tipos litológicos ao longo do tempo e da área de estudo.

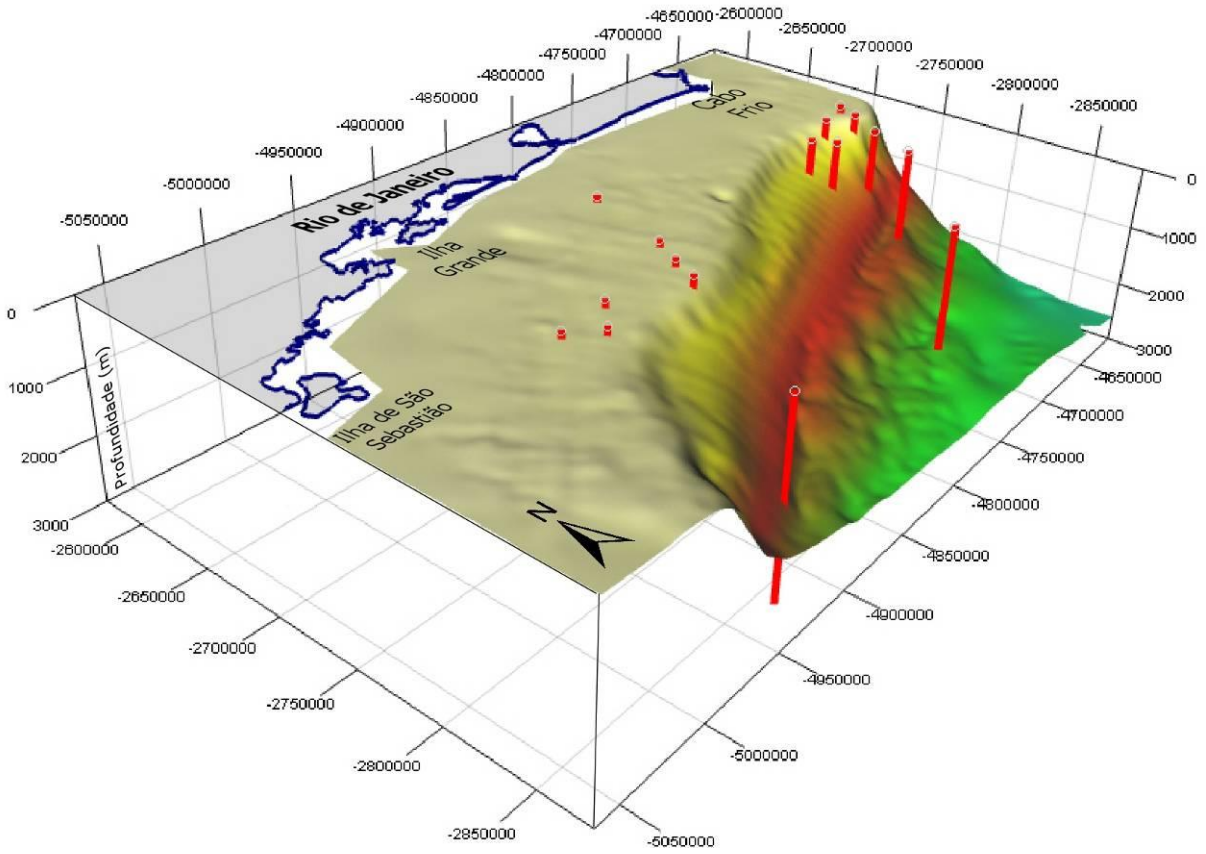


Figura 7-60 – Mapa batimétrico do fundo marinho atual, baseado na interpretação das linhas sísmicas, com localização dos poços exploratórios utilizados para a análise litológica (barras em vermelho).

A análise litológica foi conduzida considerando dados de poços em nove áreas distintas, incluindo plataforma, talude e bacia, e as porções geográficas da área de estudo (oeste, central e leste) (Figura 7-60). Para a correlação de cada poço com a interpretação das linhas sísmicas, foi necessário estabelecer a profundidade de cada horizonte em cada poço exploratório. A partir dos mapas de profundidades de cada horizonte sísmico (convertido para metros), foi possível determinar o intervalo de desenvolvimento de cada sequência na exata posição nos 16 poços utilizados. Cada um destes intervalos foi associado à variação do tipo litológico em cada poço (Figura 7-61), permitindo a confecção de gráficos e mapas mostrados abaixo.

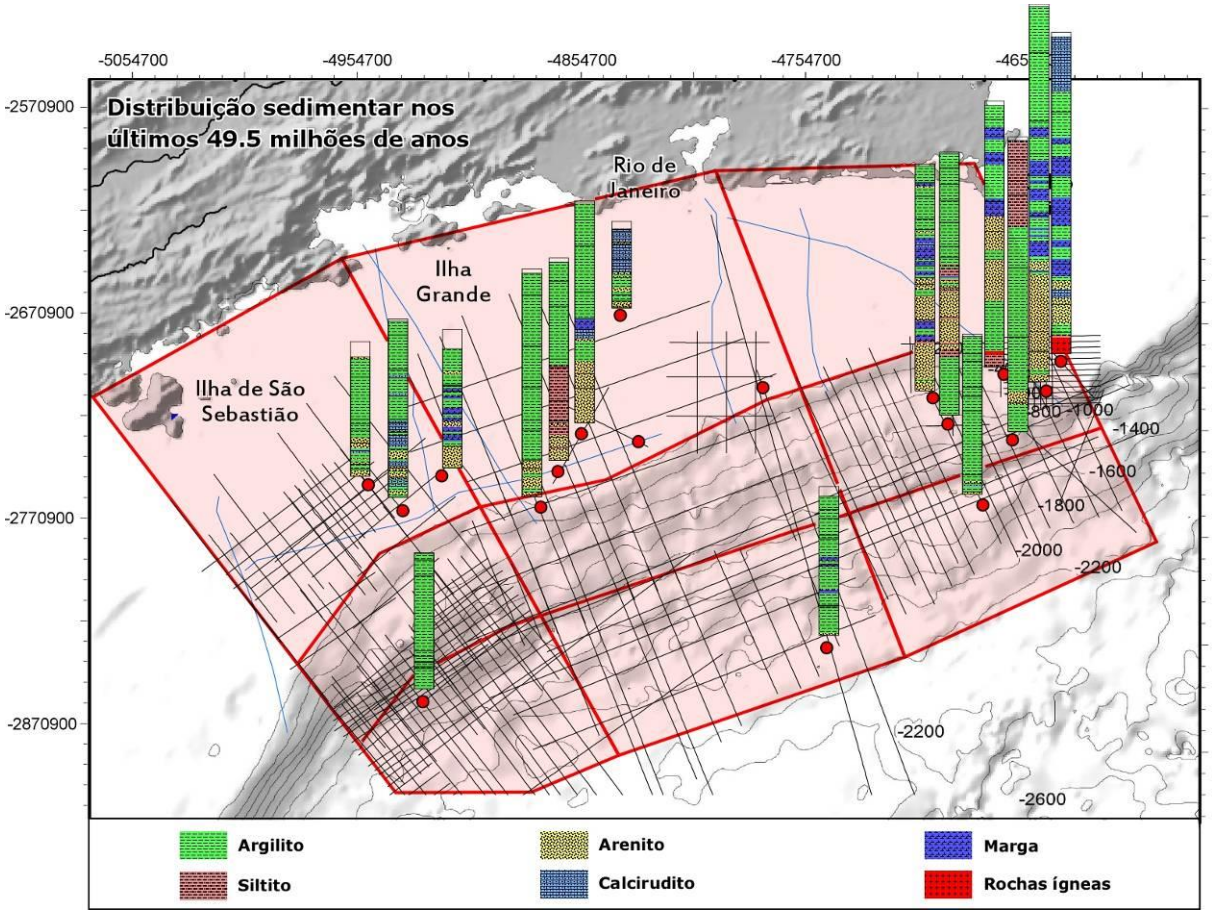


Figura 7-61 – Mapa como colunas litológicas simplificadas, indicando a variação do tipo litológico de cada poço exploratório disponível.

Os gráficos de tipos litológicos indicam uma grande predominância de sedimentos argilosos em toda a área de estudo, compondo 72% de todo sedimento existente (Figura 7-61 e Figura 7-62). A porção oeste apresenta maiores concentrações de sedimentos argilosos, chegando a 85% do total de sedimentos (Figura 7-62). Sedimentos arenosos se apresentam como segundo componente de maior importância (12% da composição total) nos sedimentos da área de estudo (Figura 7-61 e Figura 7-62).

Estes sedimentos arenosos se concentram nas porções central e leste, onde representam 14 e 16% do sedimento total, respectivamente (Figura 7-62). Sedimentos calcários (margas e calciruditos) perfazem 10% da composição total de sedimentos, e são mais concentrados na porção Leste, onde perfazem 14% do total da composição litológica total (Figura 7-62).

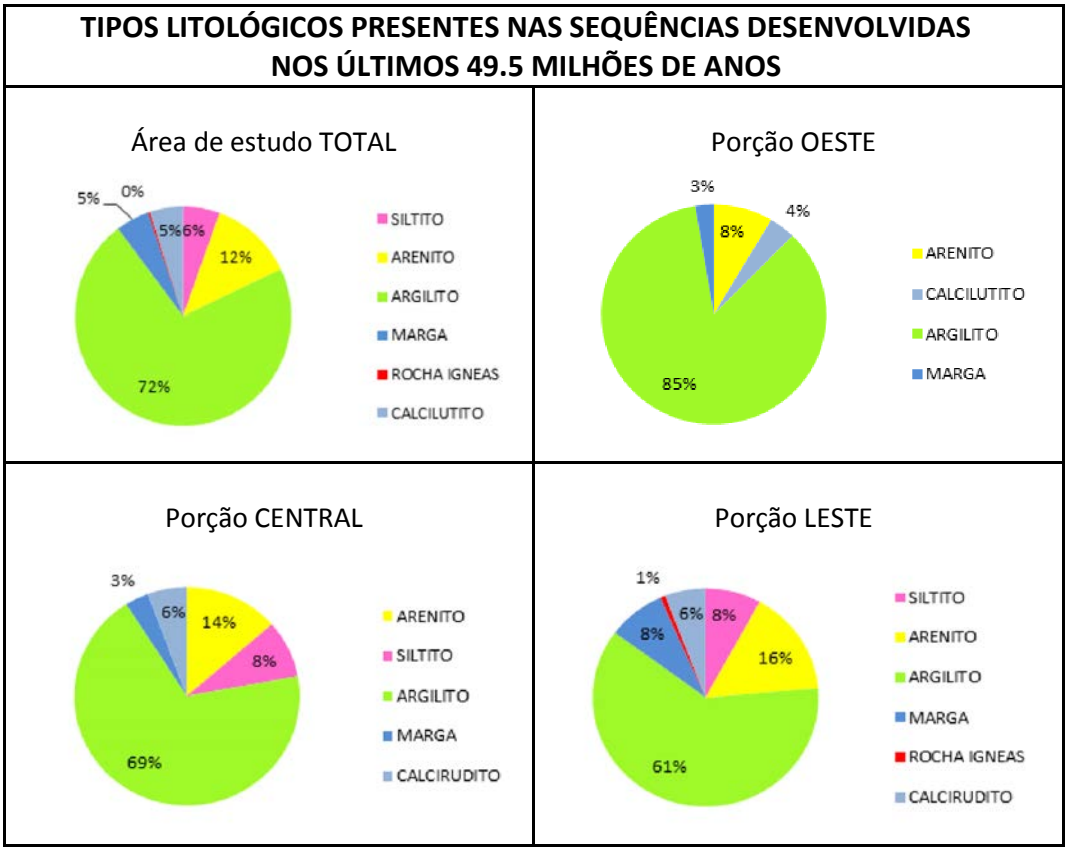


Figura 7-62 – Tipos litológicos baseados nas descrições de amostras dos poços exploratórios disponíveis nas três porções da área de estudo: Oeste, Central e Leste.

A partir dos dados de poços, também foi possível definir a variação de tipo litológico em cada porção da margem continental (plataforma/talude/bacia) (Figura 7-63). Os gráficos evidenciam a presença de uma grande quantidade de argila em todas as porções da área, como verificado no gráfico da variação do tipo litológico total (Figura 7-63). Os gráficos também permitem verificar a concentração de sedimentos arenosos nas primeiras sequências, concentração esta que ocorre principalmente sobra a plataforma e talude continentais (Figura 7-63). No talude é observada a presença de grande concentração de sedimentos calcáreos compondo as sequências SC3 e SC5, assim como as sequências SC4 e SC6 na plataforma continental.

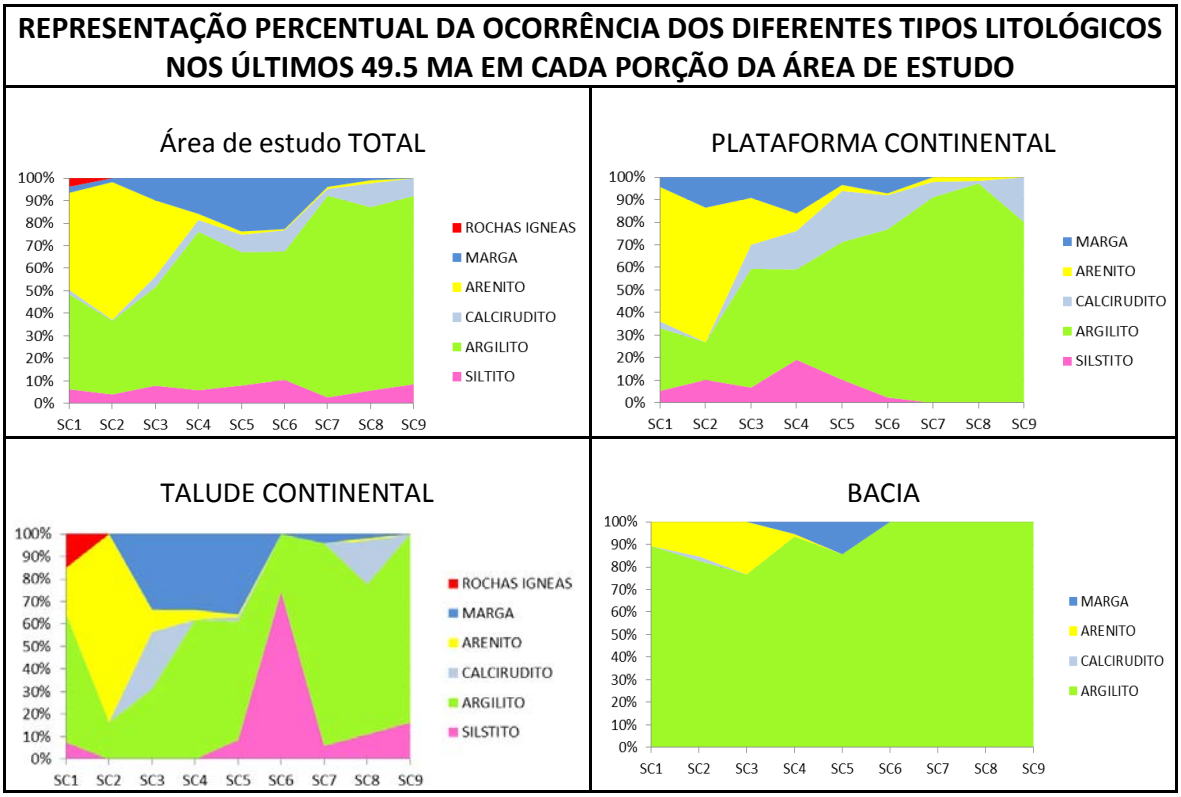


Figura 7-63 - Gráficos da variação de tipos litológicos ao longo do desenvolvimento das sequências cenozoicas e em cada porção da margem continental da área de estudo (plataforma, talude e bacia).

A partir dos gráficos de variação da porcentagem de cada tipo litológico ao longo do tempo em cada uma das sequências (Figura 7-64), foi possível estabelecer três conjuntos de sequências, baseados na predominância litológica de cada um: O ***Conjunto A***, constituído pelas sequências SC1, SC2 e SC3, é representado por uma composição argilosa de 56% e uma composição importante arenosa por volta de 32% do total dos sedimentos (Figura 7-64); o ***Conjunto B***, constituído pelas sequências SC4, SC5 e SC6, é representado por uma composição predominantemente argilosa, que representa 72% do total de sedimentos depositados no conjunto (Figura 7-64); e finalmente o ***Conjunto C***, constituído pelas sequências SC7, SC8 e SC9, é representado por uma composição argilosa em percentuais ainda mais elevados maior que a dos Conjuntos 1 e 2, chegando a 90% do sedimento total depositado no conjunto (Figura 7-64).

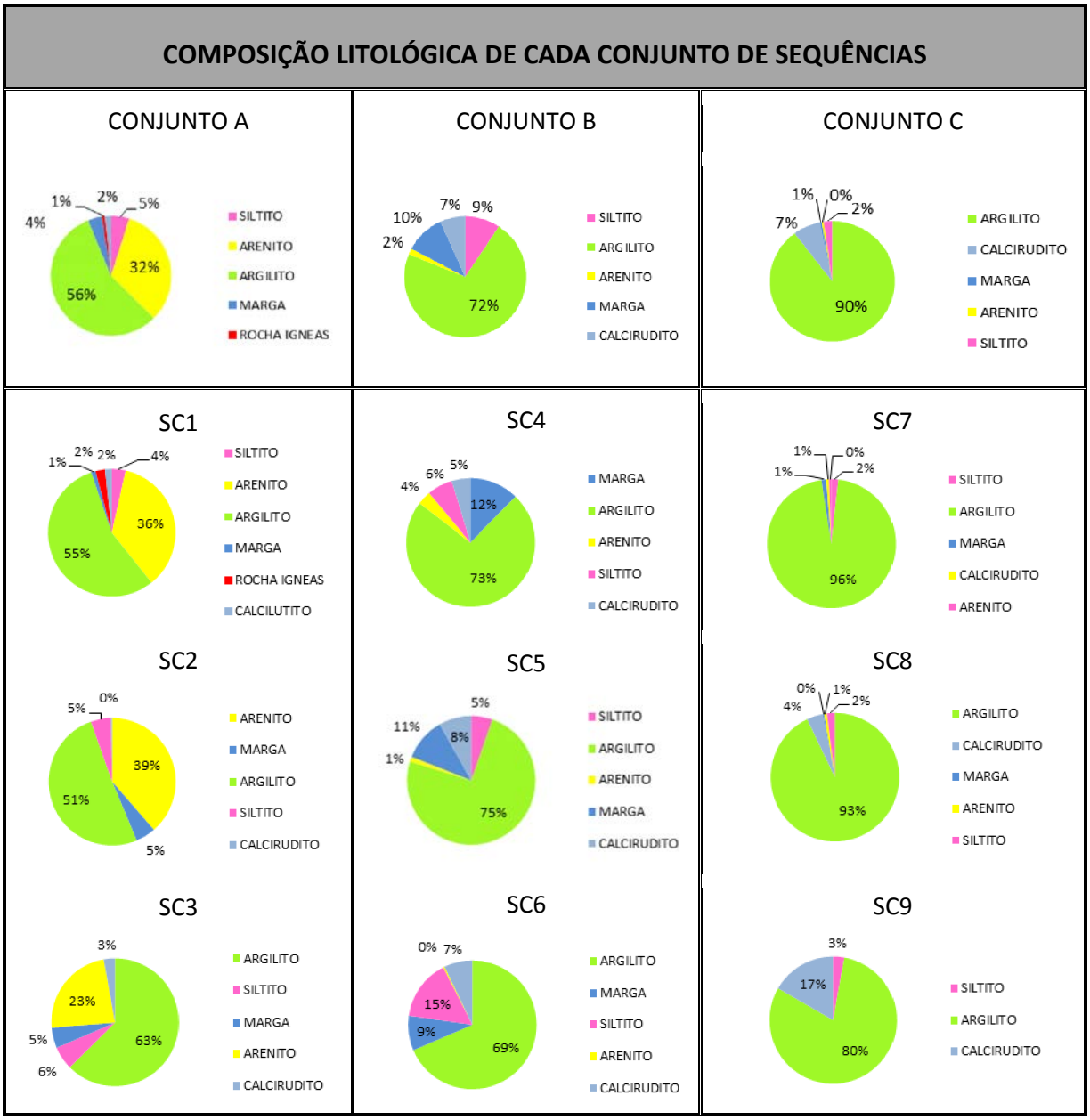


Figura 7-64 – Composição litológica de cada uma das sequências sedimentares e em cada Conjunto compostos por estas sequências.

7.1.4.2) Cálculo do Volume Sedimentar Compactado

O volume sedimentar de cada sequência foi estimado utilizando os mapas de isópacas baseados nos horizontes sísmicos convertidos para profundidade em metros interpretados na área de estudo. A Tabela 7-2 resume o volume sedimentar total compactado para cada sequência dentro da área de estudo.

Tabela 7-2 – Resumo do volume sedimentar estimado para cada sequência interpretada nas linhas sísmicas.

	Volume sedimentar depositado (km^3)	Duração da sequência (my)
SC9 (0.63 Ma-fundo)	6431	0.63
SC9 (0.44 Ma-fundo)		0.44
SC8 (3.2-0.63 Ma)	7108	2.57
SC8 (2.4-0.63 Ma)		1.77
SC8 (3.2-0.44 Ma)		2.76
SC8 (2.4-0.44 Ma)		1.96
SC7 (11.5-3.2 Ma)	12211	7.3
SC7 (11.5-2.4 Ma)		8.1
SC6 (15.5-10.5 Ma)	5210	5
SC5 (21-15.5 Ma)	6597	5.5
SC4 (30-21 Ma)	8362	7
SC3 (39.5-30 Ma)	7302	9.5
SC2 (42.5-39.5 Ma)	4427	3
SC1 (49.5-42.5 Ma)	11166	7

7.1.4.3) Cálculo do Volume Sedimentar Descompactado

Os volumes sedimentares depositados, calculados no item anterior a partir dos horizontes sísmicos interpretados, necessitam ser corrigidos para retirada do efeito da quantidade de compactação sofrida pelas sequências. A compactação é provocada pela redução do volume total através da diminuição da porosidade existente entre grãos, sendo variável em função da litologia e da profundidade da sequência sedimentar. Neste item foi realizada a descompactação do volume sedimentar de cada sequência considerando as variações de litologia, as porosidades iniciais e finais e as profundidades médias de cada horizonte. As composições litológicas mais observadas nos dados de amostragens dos poços exploratórios disponíveis são dominadas por areia, argila e carbonatos. Para o cálculo de descompactação, foram utilizados os gráficos de variação de porosidade com a profundidade de cada uma destas litologias, retirados de Allen e Allen (2005) (Figura 5-4). Para fins práticos, tais variações de porosidade foram diretamente relacionadas com a perda de volume com a profundidade. A Tabela 7-3 resume os cálculos efetuados para a obtenção do volume total descompactado em cada sequência sedimentar, assim como a porcentagem de redução de volume ocorrida em cada sequência sedimentar.

Tabela 7-3 – Cálculos para descompactação do volume sedimentar total obtido através da interpretação sísmica.

	Litologia (%)		Volume total sedimentar compactado (espaços vazios + sedimentos brutos) (Km^3)		Profundidade média abaixo do fundo marinho (m)	Porosidade inicial (%)	Porosidade final (%)	Volume compactado de espaço vazio (Km^3)	Volume final descompactado de espaço vazio (Km^3)		Volume de sedimentos brutos (Km^3)		Volume sedimentar total descompactado (sedimentos brutos + espaço vazio) (Km^3)	Porcentagem de redução do volume total (%)
SC9 (fundo - S1)	argila	83	6431	5338	100	70.0	57.5	3069	3736	4283	2269	2826	7109	9.5
	carbonato	17		1093		50.0	49.0	536	547		558			
SC8 (S1 - H8)	argila	95	7108	6753	335	70.0	36.0	2431	4727	4905	4322	4504	9409	24.5
	carbonato	5		355		50.0	48.7	173	178		182			
SC7 (H8-H7)	argila	96	12211	11722	505	70.0	25.0	2931	8206	8450	8792	9086	17536	30.4
	carbonato	4		488		50.0	39.7	194	244		295			
SC6 (H7-H6)	argila	84	5210	4376	630	70.0	18.4	805	3063	3480	3571	4096	7576	31.2
	carbonato	16		834		50.0	37.1	309	417		525			
SC5 (H6-H5)	argila	80	6597	5278	735	70.0	14.6	771	3694	4354	4507	5365	9719	32.1
	carbonato	20		1319		50.0	35.0	462	660		858			
SC4 (H5-H4)	argila	78	8362	6522	880	70.0	12.0	783	4566	5444	5740	7014	12458	32.9
	carbonato	17		1422		50.0	32.4	461	711		961			
	areia	5		418		40.0	25.0	105	167		314			
SC3 (H4-H3)	argila	68	7302	4966	995	70.0	10.3	511	3476	4476	4454	6192	10668	31.5
	areia	23		1680		40.0	23.7	398	672		1281			
	carbonato	9		657		50.0	30.6	201	329		456			
SC2 (H3-H2)	areia	39	4427	1727	1040	40.0	23.2	401	691	2528	1326	3716	6244	29.1
	argila	55		2435		70.0	9.5	231	1705		2204			
	carbonato	6		266		50.0	30.0	80	133		186			
SC1 (H2-H1)	areia	36	11166	4020	1240	40.0	21.2	852	1608	6499	3168	9630	16128	30.8
	argila	59		6588		70.0	8.1	534	4612		6054			
	carbonato	5		558		50.0	27.0	151	279		408			

7.1.4.4) Cálculo das Taxas de Sedimentação

Através dos cálculos de volume sedimentar descompactado foi possível estimar o volume real de sedimentos depositados e a taxa de sedimentação para cada sequência. A Tabela 7-4 resume os volumes e taxas de sedimentação para cada sequência descompactada, considerando as hipóteses de idade para os horizontes H8 (3.2 ou 2.4 Ma) e S1 (0.63 ou 0.44 Ma). Apesar das incertezas com relação às idades das superfícies H8 e S1, é possível verificar um grande aumento do volume sedimentar carreado para a margem durante o Quaternário (sequências SC8 e SC9), principalmente durante os últimos 400-600 ka (Figura 7-65).

Tabela 7-4 - Resumo do volume sedimentar descompactado e da taxa de sedimentação estimados para cada sequência interpretada nas linhas sísmicas.

	Volume (Km^3)	Duração da sequência (My)	Taxa de sedimentação (Km3/My)
SC9 (0.63 Ma-fundo)	7109	0.63	11284
SC9 (0.44 Ma-fundo)		0.44	16157
SC8 (3.2-0.63 Ma)	9409	2.57	3661
SC8 (2.4-0.63 Ma)		1.77	5316
SC8 (3.2-0.44 Ma)		2.76	3409
SC8 (2.4-0.44 Ma)		1.96	4801
SC7 (11.5-3.2 Ma)	17536	7.3	2402
SC7 (11.5-2.4 Ma)		8.1	2165
SC6 (15.5-10.5 Ma)	7576	5	1498
SC5 (21-15.5 Ma)	9719	5.5	1709
SC4 (30-21 Ma)	12458	7	1775
SC3 (39.5-30 Ma)	10668	9.5	1068
SC2 (42.5-39.5 Ma)	6244	3	1963
SC1 (49.5-42.5 Ma)	16128	7	2256

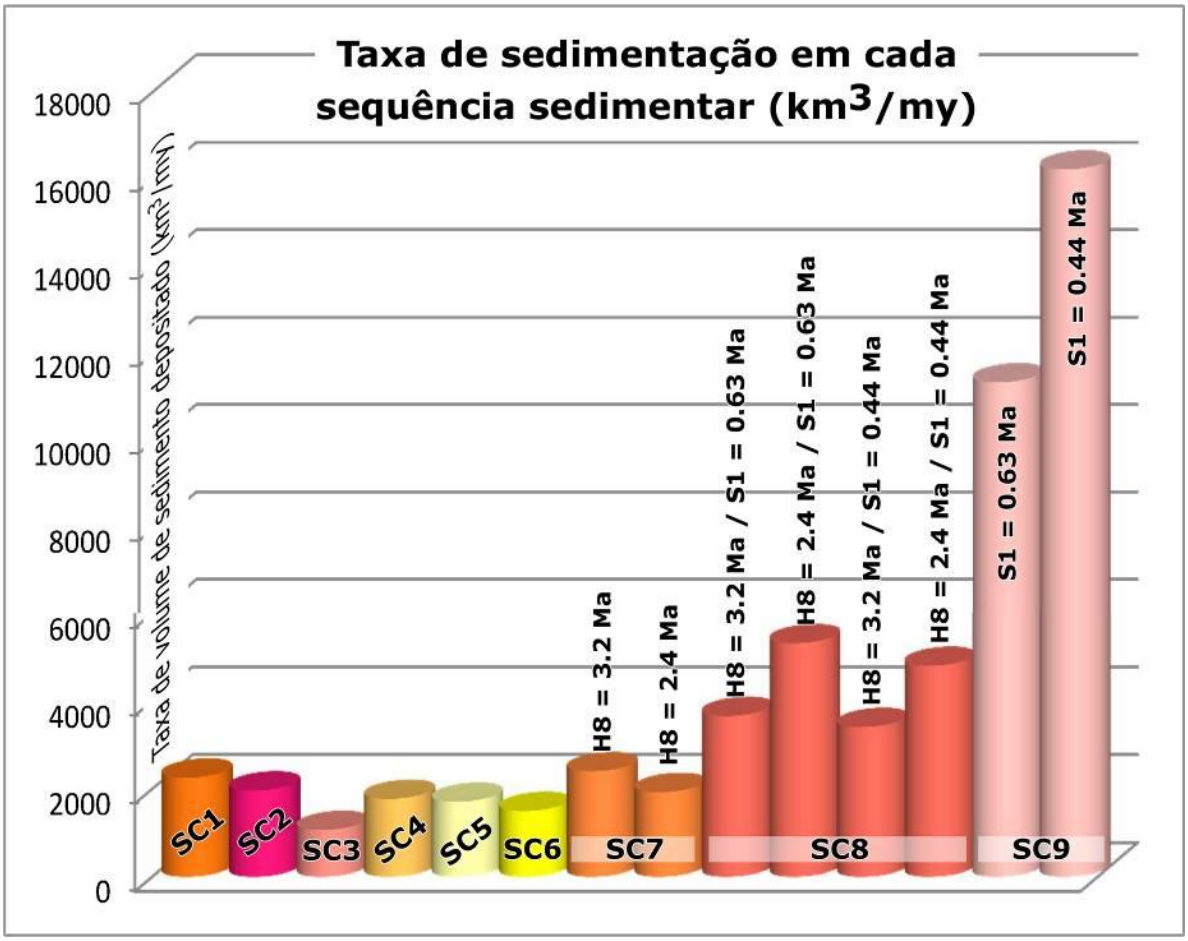


Figura 7-65 – Taxas de sedimentação ao longo do desenvolvimento das sequências sedimentares SC1 a SC9, considerando as hipóteses de idade para os horizontes H8 (3.2 ou 2.4 Ma) e S1 (0.63 ou 0.44 Ma).

7.1.4.5) Interpretação das Principais Posições de Fontes Sedimentares a partir dos Dados Disponíveis

Além da litologia e da taxa de sedimentação, é importante também interpretar possíveis posições das principais fontes sedimentares capazes de promover o desenvolvimento de cada uma das sequências. Para a definição destas posições foram utilizadas as interpretações das linhas sísmicas, os mapas de isópacas e a localização dos principais depocentros de cada sequência, assim como a arquitetura deposicional dos sistemas sedimentares. Todas estas informações fornecem indicações de direção das principais fontes de sedimentos que alimentam a bacia.

A. Entre 49.5 e 42.5 Ma (sequência SC1)

O posicionamento da fonte sedimentar principal existente durante o período de desenvolvimento da sequência SC1 foi estabelecido através da observação de algumas feições nas linhas sísmicas interpretadas. A primeira evidência da posição de uma fonte sedimentar é indicada pela presença de sistemas sedimentares progradacionais na porção leste da área de estudo, que se desenvolveram em direção à bacia e na direção leste, resultando na formação do principal depocentro da área de estudo no período (Figura 7-66). Outra evidência é a existência de cânions perpendiculares à costa, que podem indicar a existência de uma drenagem importante na superfície H1, base do desenvolvimento da sequência SC1 (Figura 7-66) e também canais indicativos de migração de drenagem fluvial observados próximos a costa (Figura 7-66). A partir destas informações, foi possível estabelecer que a rede de drenagem principal que fornece sedimentos para a sequência SC1 situava-se na porção centro-leste da área vinda de norte (Figura 7-66).

B. Entre 42.5 e 39.5 Ma (sequência SC2)

A posição da fonte sedimentar existente durante o desenvolvimento da sequência SC2 foi estabelecida a partir da observação de sistemas progradacionais na porção leste da área de estudo, direcionados à bacia e para a direção leste (Figura 7-67), tais como os sistemas progradacionais observados na sequência SC1 (Figura 7-66). Além disso, foram também observados proximalmente canais indicativos de migrações de drenagem (Figura 7-67) Por isso, a posição da principal fonte sedimentar durante o período de desenvolvimento da sequência SC2 também foi posicionada na porção centro-leste da área, assim como também indicada para a sequência SC1 (Figura 7-67).

C. Entre 39.5 e 30 Ma (sequência SC3)

A sequência SC3, assim como as sequências SC1 e SC2, também apresenta sistemas progradantes na porção leste da área de estudo que se desenvolvem na direção da bacia e na direção leste, coincidindo com a localização do principal depocentro da sequência (Figura 7-68). Por isso, foi estabelecido que a principal rede drenagem durante o desenvolvimento desta sequência também estaria posicionada na porção centro-leste da área (Figura 7-68). Outra evidência da presença e localização desta rede drenagem é a existência de feições canalizadas com indicação de múltiplas fases de migração, que atestam a efetiva presença de paleo-sistema fluvial na área como indutor dos sistemas progradantes que caracterizam a sequência SC3 (Figura 7-68 e Figura 7-69).

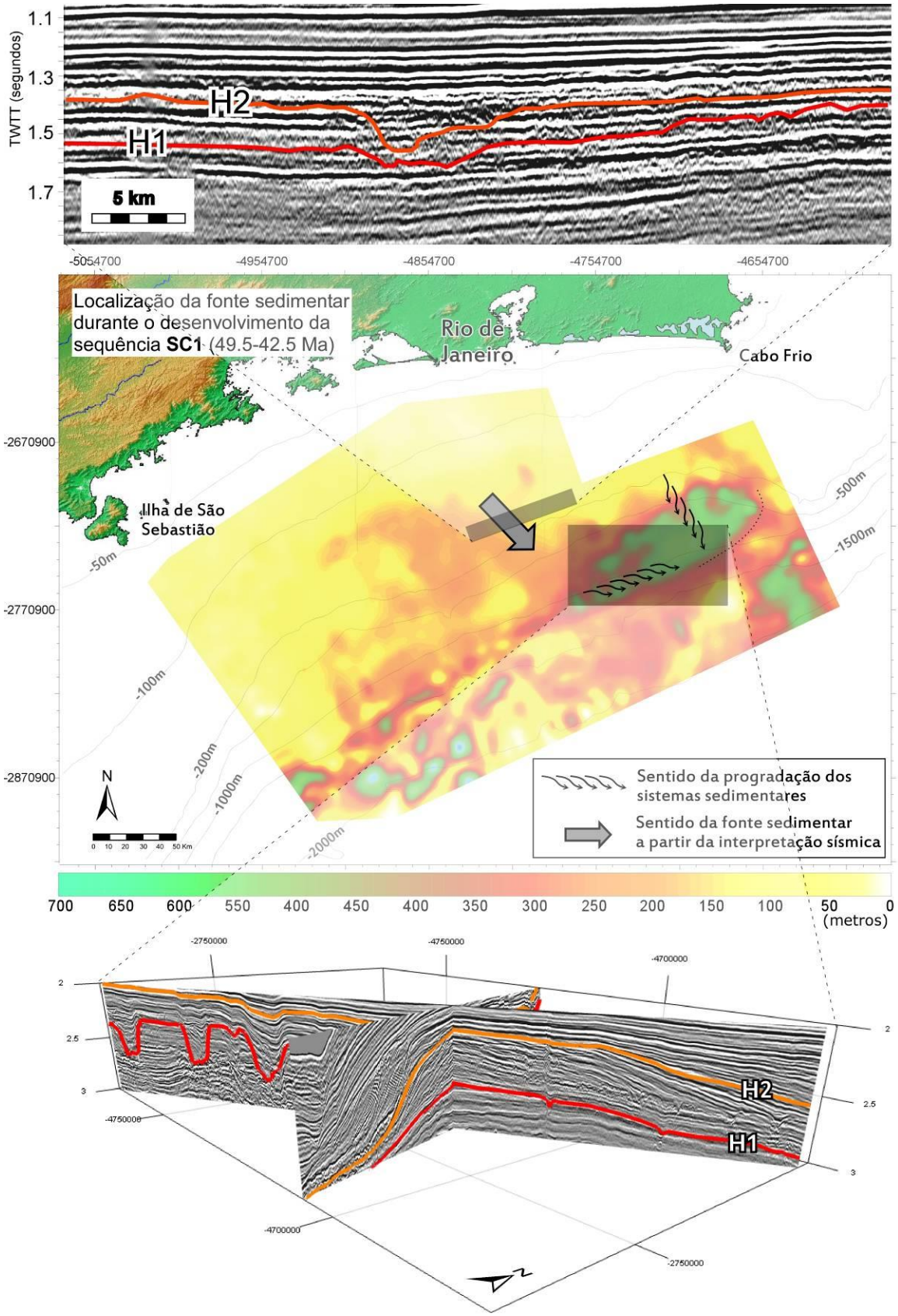


Figura 7-66 – Mapa de isópacas da sequência SC1 mostrando a possível localização da fonte sedimentar principal, e em destaque seções sísmicas demonstrando sistemas canalizados e o sentido de progradação dos sistemas sedimentares respectivamente.

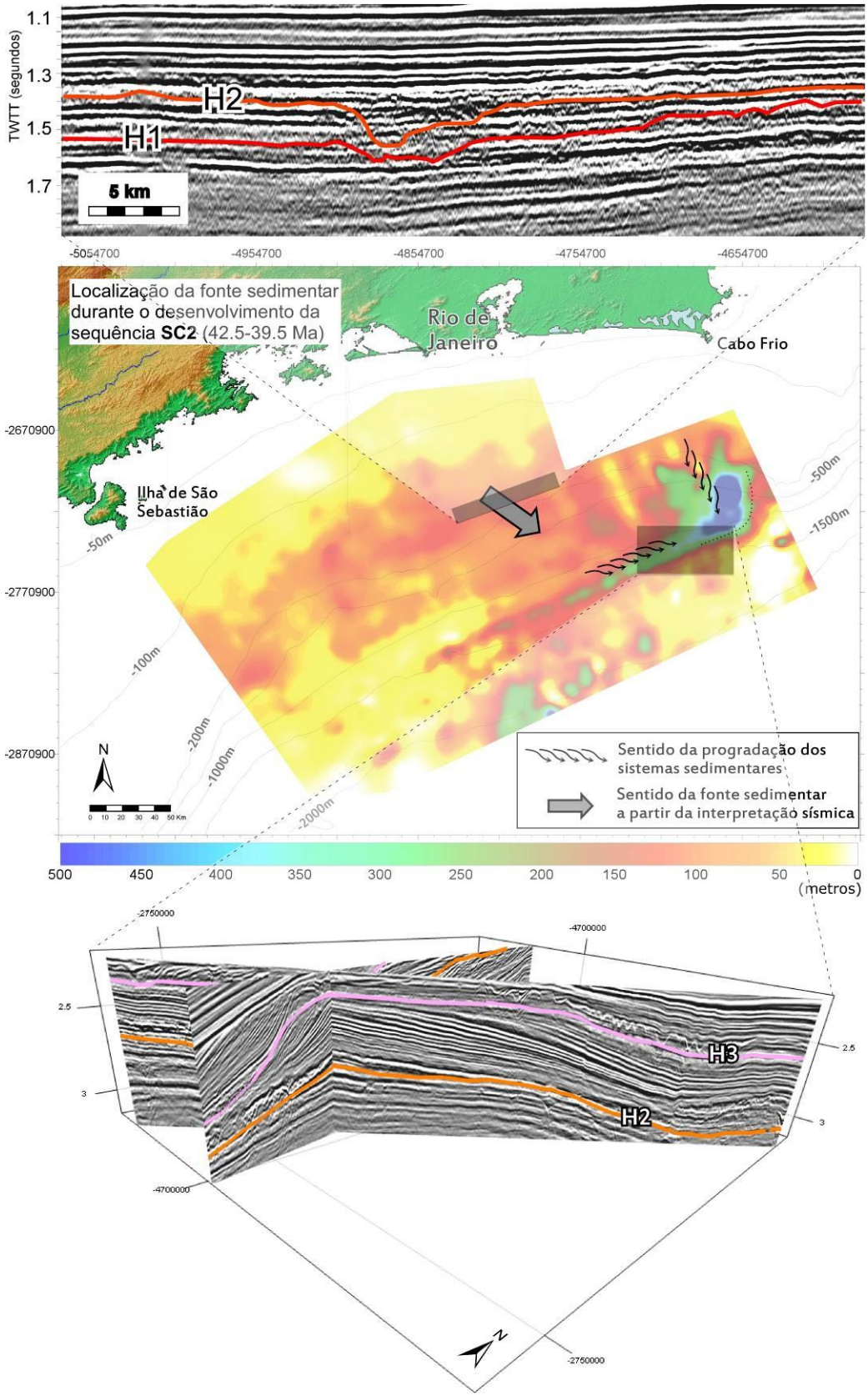


Figura 7-67 – Mapa de isópacas da sequência SC2 mostrando a possível localização da fonte sedimentar principal e em destaque seções sísmicas demonstrando sistemas canalizados e o sentido de progradação dos sistemas sedimentares respectivamente.

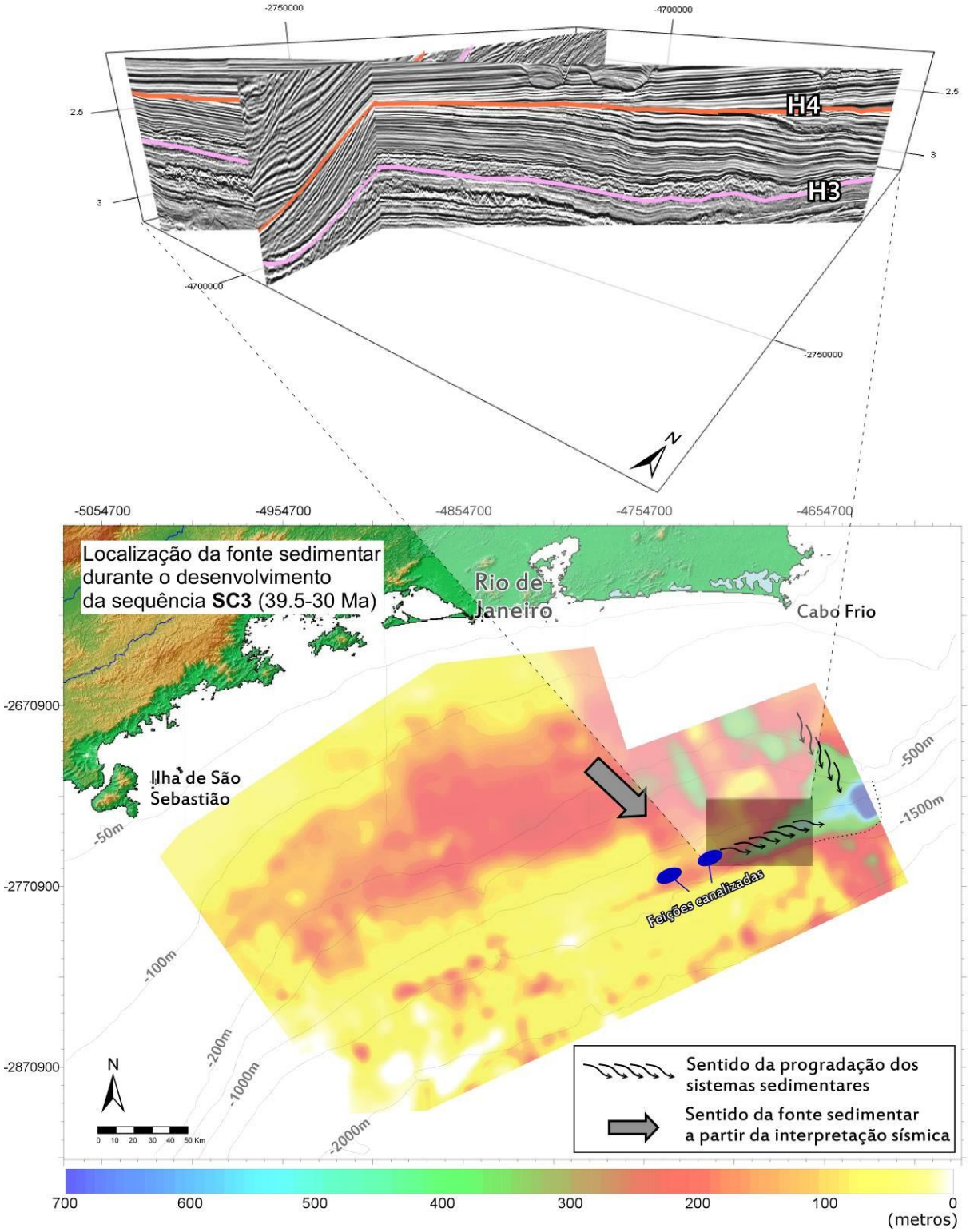


Figura 7-68 – Mapa de isópacas da sequência SC3 mostrando a possível localização da fonte sedimentar principal e em destaque duas seções sísmicas demonstrando o sentido de progradação dos sistemas sedimentares.

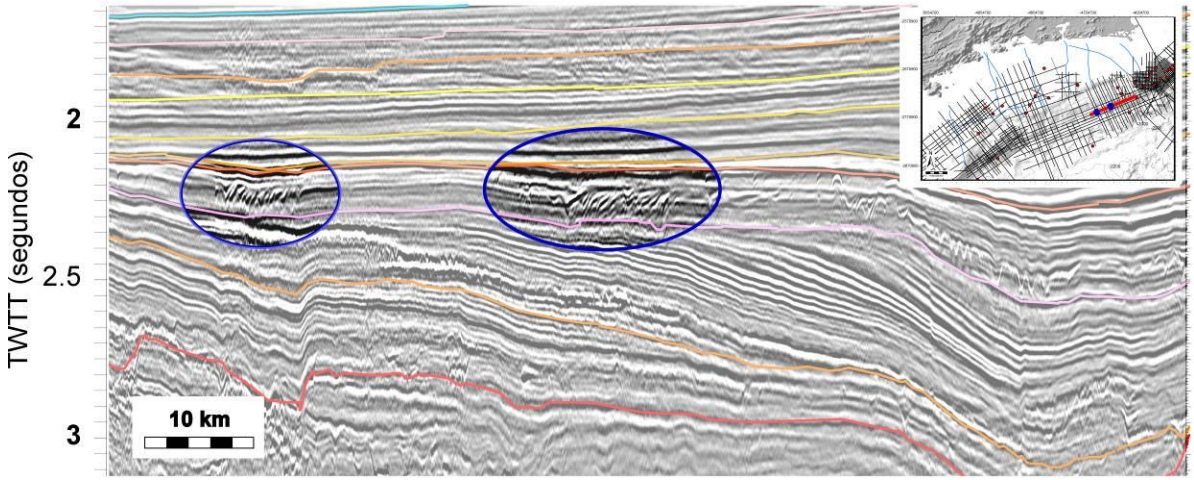


Figura 7-69 – Feições interpretadas como um complexo de canais que migram lateralmente, que pode ser indicativo da localização da fonte sedimentar que alimenta o sistema progradacional da sequência SC3.

D. Entre 30 e 21 Ma (sequência SC4)

A localização da fonte sedimentar existente durante o desenvolvimento da sequência SC4 foi primeiramente estabelecida a partir da interpretação das linhas sísmicas, a partir de onde foi possível observar terminações em *downlap* contra a superfície H4, o que configura a presença de sistemas sedimentares progradacionais localizados no extremo leste da área, desenvolvido com sentido de progradação para oeste, representando deste modo uma mudança da posição da fonte sedimentar em relação aos períodos anteriores (Figura 7-70). A localização do principal depocentro da área indica a deposição principal na bacia da porção leste (Figura 7-70). A presença de depósitos contorníticos na porção leste da área (Figura 7-70) poderia explicar a existência do depocentro, que seria formado por sedimentos retrabalhados e trazidos da bacia de Campos através de correntes de contorno que passam a atuar no período.

E. Entre 21 e 15.5 Ma (sequência SC5)

O mapa de isópacas da sequência SC5 permite a identificação de um depocentro localizado na porção leste da área de estudo (Figura 7-71). A partir da interpretação das linhas sísmicas foi possível verificar um espessamento da sequência SC5 na direção leste, mas não foram observadas feições típicas de progradação sedimentar (Figura 7-71). Em função desta limitação, a posição da fonte sedimentar principal da sequência foi mantida na mesma posição da fonte identificada para a sequência SC4 precedente (Figura 7-71).

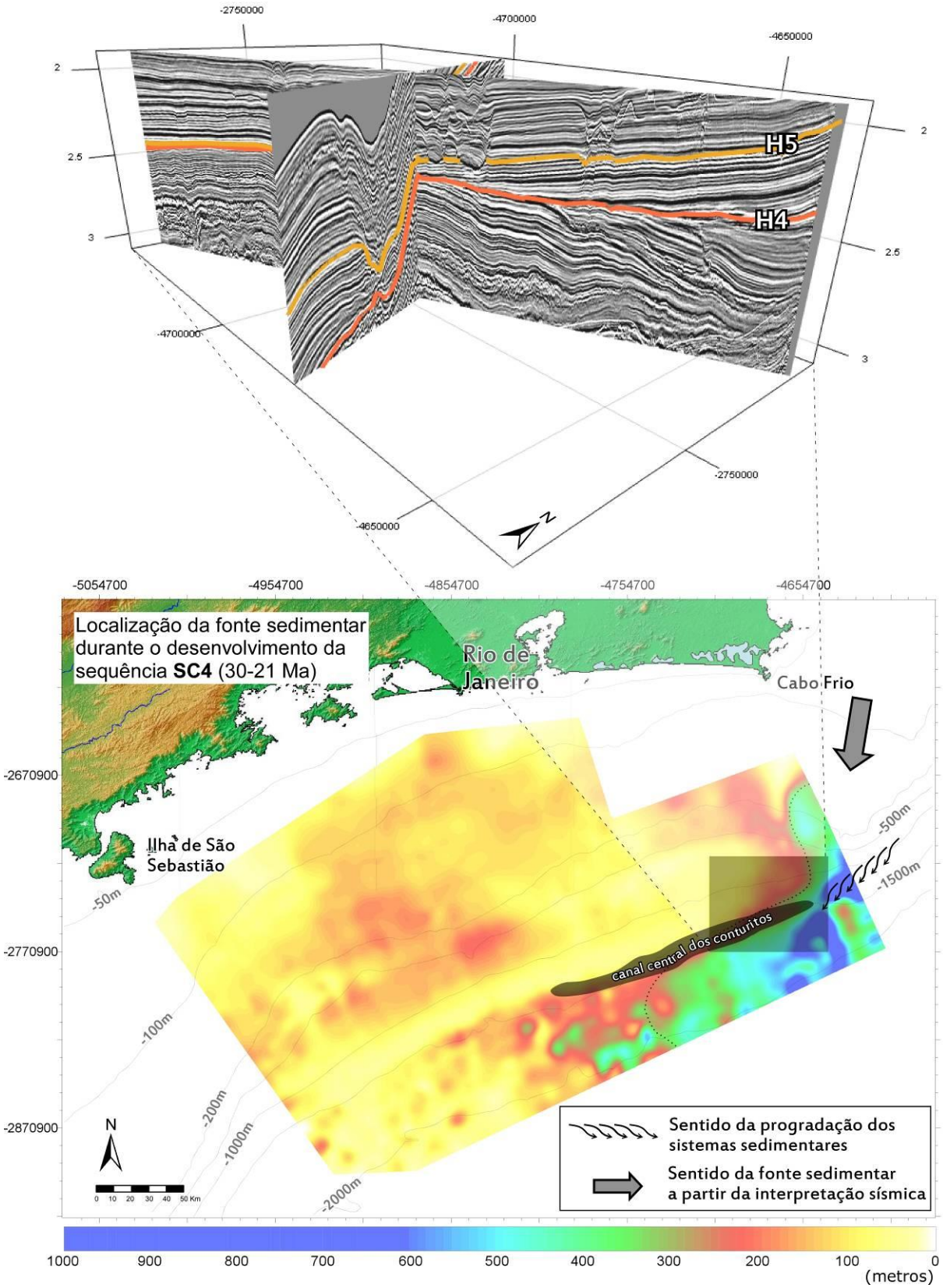


Figura 7-70 - Mapa de isópacas da sequência SC4 mostrando a possível localização da fonte sedimentar principal e em destaque duas seções sísmicas demonstrando o sentido de progradação dos sistemas sedimentares.

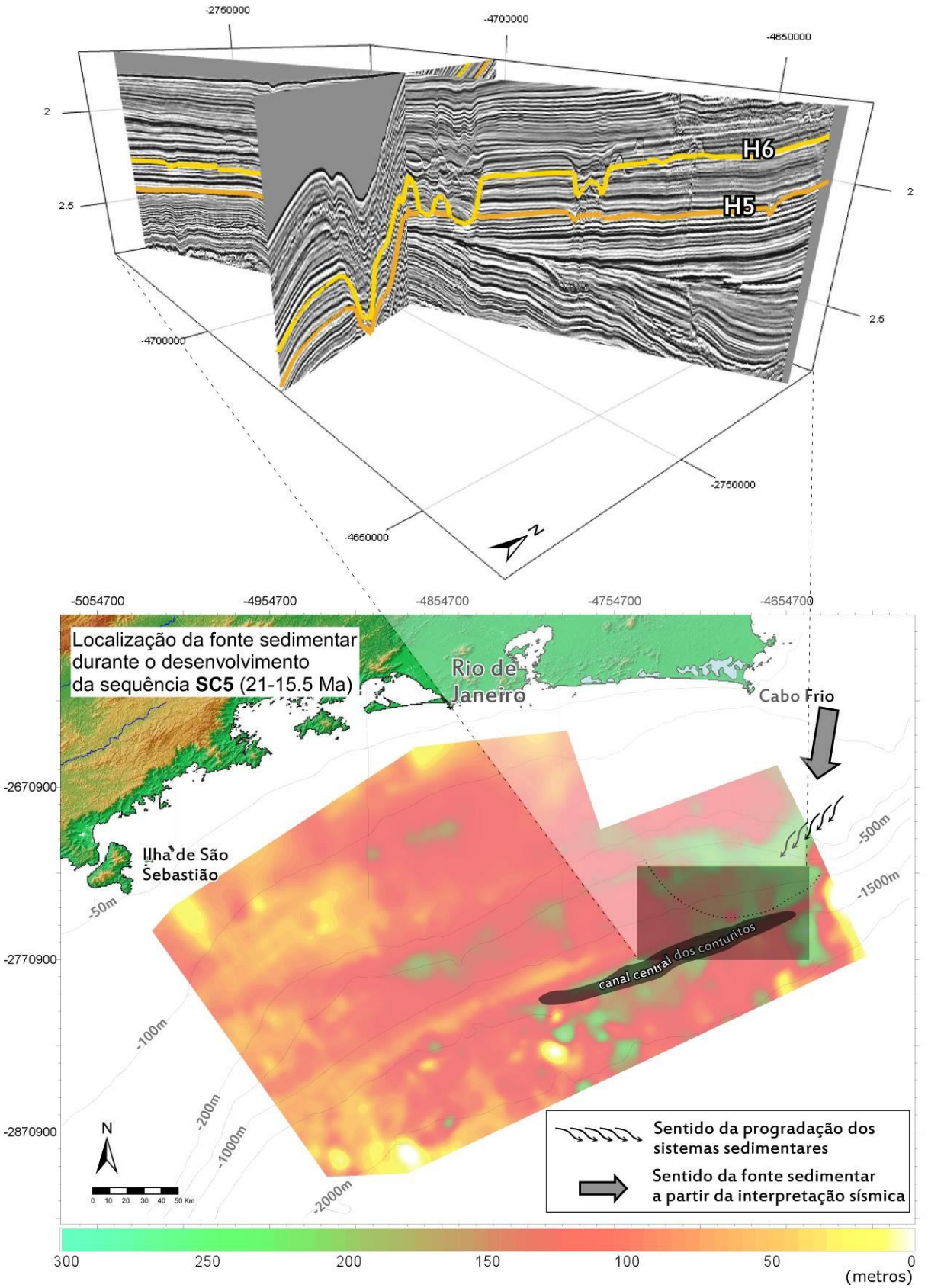


Figura 7-71 - Mapa de isópacas da sequência SC5 mostrando a possível localização da fonte sedimentar principal e em destaque duas seções sísmicas demonstrando o sentido de progradação dos sistemas sedimentares.

F. Entre 15.5 e 10.5 Ma (sequência SC6)

O mapa de isópacas da sequência SC6 ilustra a presença de um depocentro principal localizado na porção oeste da área de estudo, assim como ao longo da região de quebra de plataforma da superfície H7 (Figura 7-72). A partir da interpretação das linhas sísmicas, foi possível verificar a presença de sistemas progradacionais no extremo oeste da área de estudo, desenvolvendo-se na direção leste (Figura 7-72). A partir destas evidências, foi possível estimar que a posição da fonte sedimentar principal durante a deposição da sequência SC6 localizava-se no extremo oeste da área de estudo. Contudo, outras pequenas fontes sedimentares devem ter alimentado toda a plataforma principalmente na porção central onde foi observada uma maior espessura sedimentar (Figura 7-72).

G. Entre 10.5 e 3.2/2.4 Ma (sequência SC7)

A partir da análise do mapa de isópacas da sequência SC7 foi verificada a presença de dois depocentros principais na sequência SC7: na plataforma continental da porção centro oeste e na bacia da porção oeste da área de estudo (Figura 7-73). A análise das linhas sísmicas permitiu inferir a presença de duas fontes sedimentares principais que apresentam sentidos convergentes (Figura 7-73): a primeira teria origem no extremo oeste, aportando sedimentos para a área de estudo; a segunda se localiza na porção centro-oeste, fluindo na direção oeste como indicado no mapa da Figura 7-73.

H. Entre 3.2/2.4 e 0.63/0.44 Ma (sequência SC8)

O mapa de isópacas da sequência SC8, assim como o da sequência SC7, também ilustra a presença de um importante depocentro localizado na porção centro-oeste da área de estudo (Figura 7-74). A partir da análise sísmica foi possível verificar o mesmo padrão progradacional existente no extremo oeste durante o desenvolvimento da sequência SC7 (Figura 7-74), indicando a permanência das mesmas fontes sedimentares durante o desenvolvimento das sequências SC7 e SC8. Na porção centro-oeste pode ser observado um padrão progradacional divergente: na porção oeste, progradando para oeste e; na porção centro-leste, progradando pra leste (Figura 7-74). Esta configuração deposicional indica a presença de uma fonte sedimentar principal localizada na porção centro-oeste, mas deslocada ligeiramente a leste da fonte observada na sequência SC7 (Figura 7-73 e Figura 7-74). A localização de uma terceira fonte é ainda inferida no extremo leste da área, onde é observado um depocentro e o desenvolvimento de um sistema progradacional (Figura 7-74).

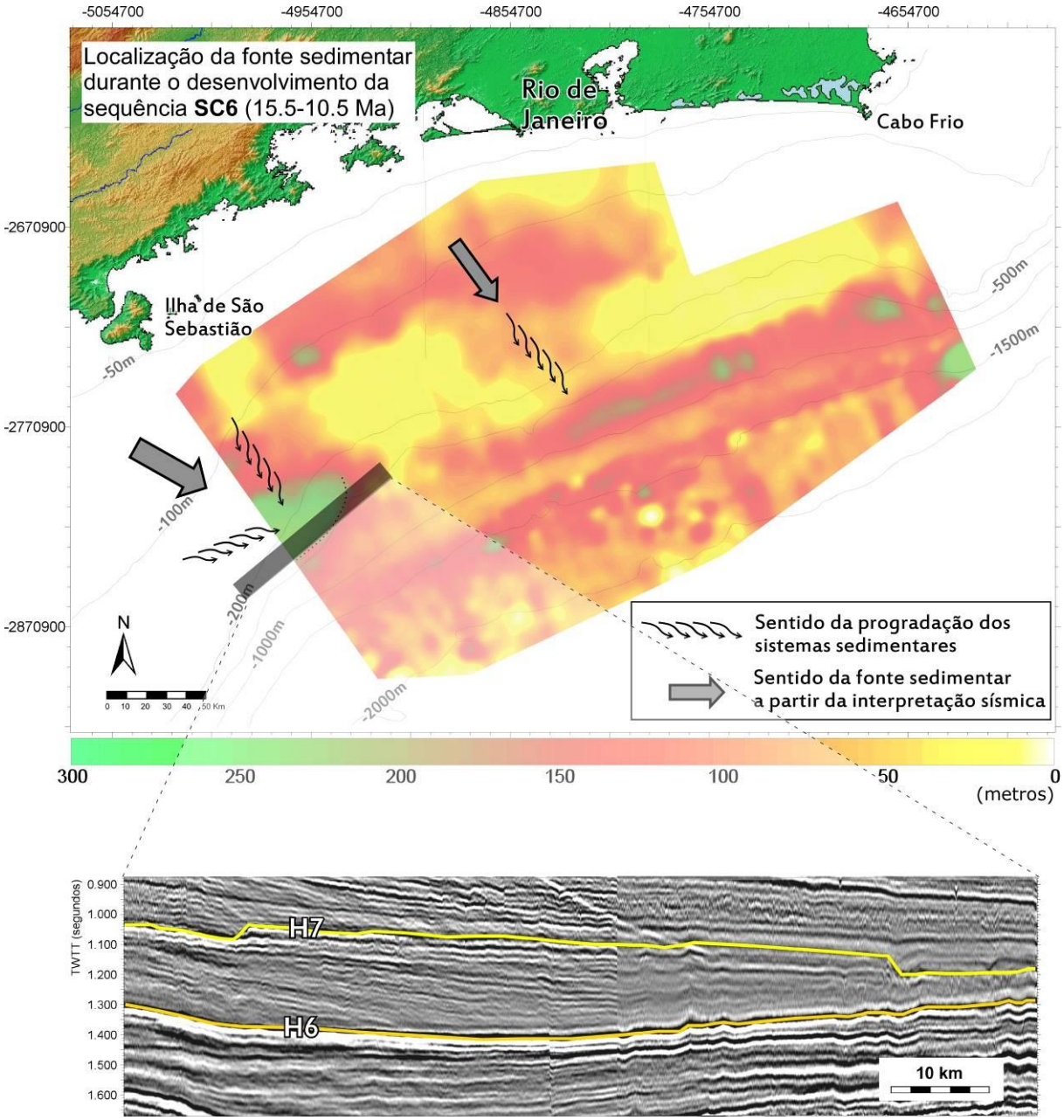


Figura 7-72 - Mapa de isópacas da sequência SC6 mostrando a possível localização da fonte sedimentar principal e em destaque uma seção sísmicas demonstrando o sentido de progradação dos sistemas sedimentares.

I. <u>Entre 0.63/0.44 Ma ao Recente (sequência SC9)</u>

A partir do mapa de isópacas foi verificada a presença de dois depocentros principais na sequência SC9 (Figura 7-75): o primeiro depocentro se situa na porção centro-oeste da área de estudo, desenvolvido provavelmente pela presença de uma rede de drenagem localizada na mesma posição da drenagem atuante durante o desenvolvimento da sequência SC8 (Figura 7-75). A partir da seção sísmica da porção centro-oeste, foi possível verificar a divergência de sistemas

progradacionais, como observado na sequência SC8 (Figura 7-74 e Figura 7-75); um segundo depocentro se situa no extremo leste da área, caracterizado por um sistema progradacional de direção oeste (Figura 7-74 e Figura 7-75).

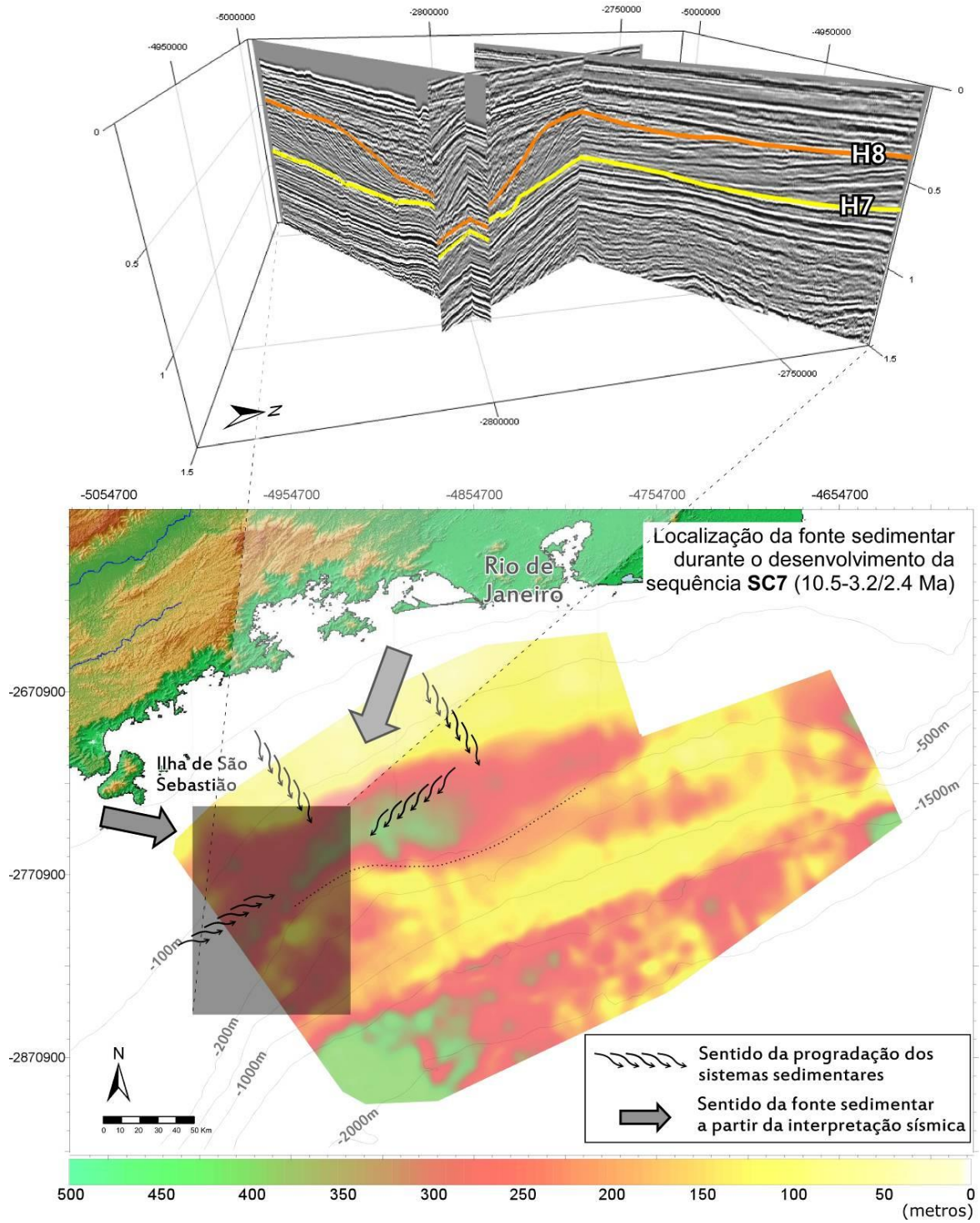


Figura 7-73 - Mapa de isópacas da sequência SC7 mostrando a possível localização da fonte sedimentar principal e em destaque duas seções sísmicas demonstrando o sentido de progradação dos sistemas sedimentares.

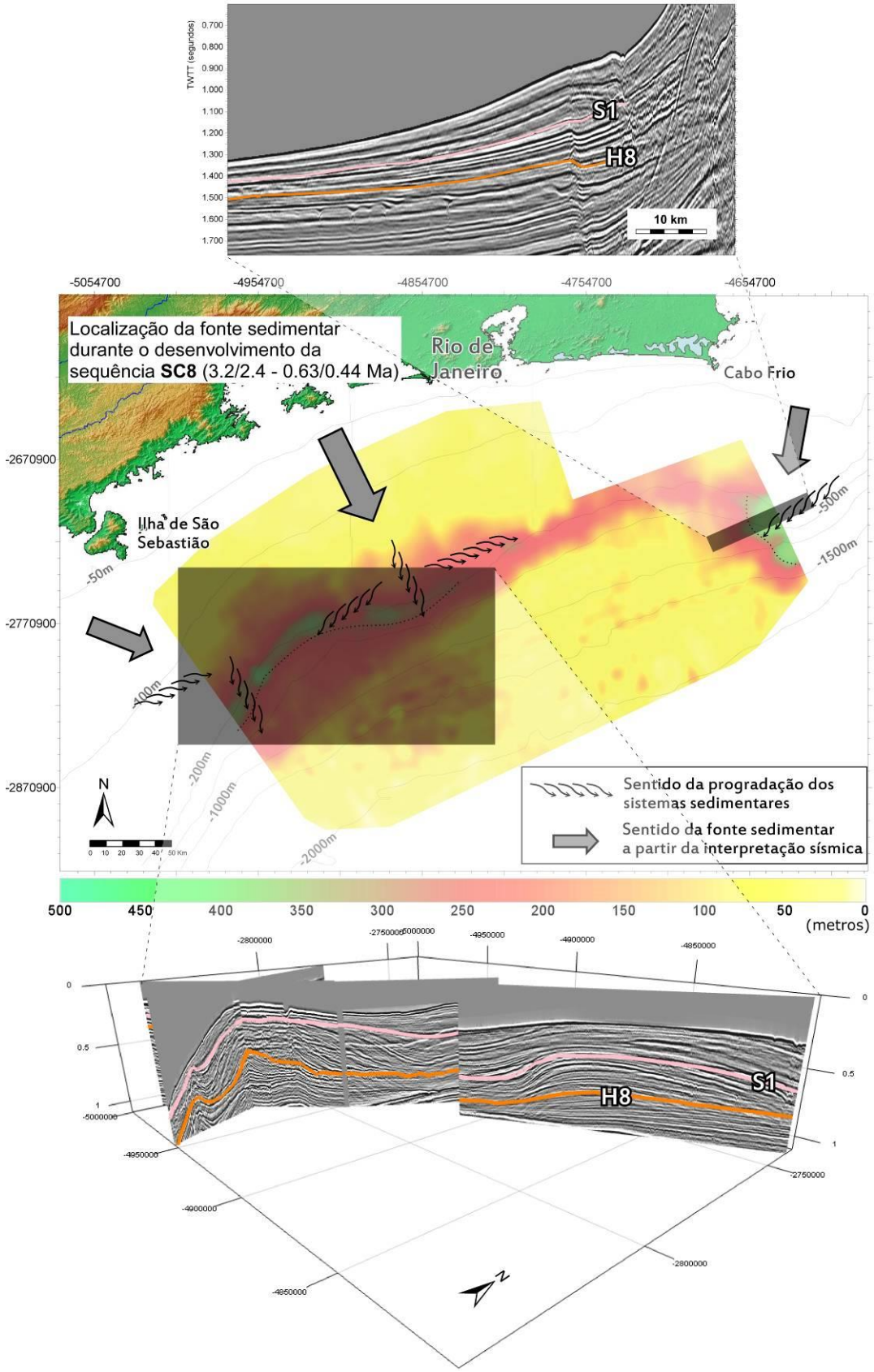


Figura 7-74 - Mapa de isópacas da sequência SC8 mostrando a possível localização da fonte sedimentar principal e em destaque duas seções sísmicas demonstrando o sentido de progradação dos sistemas sedimentares.

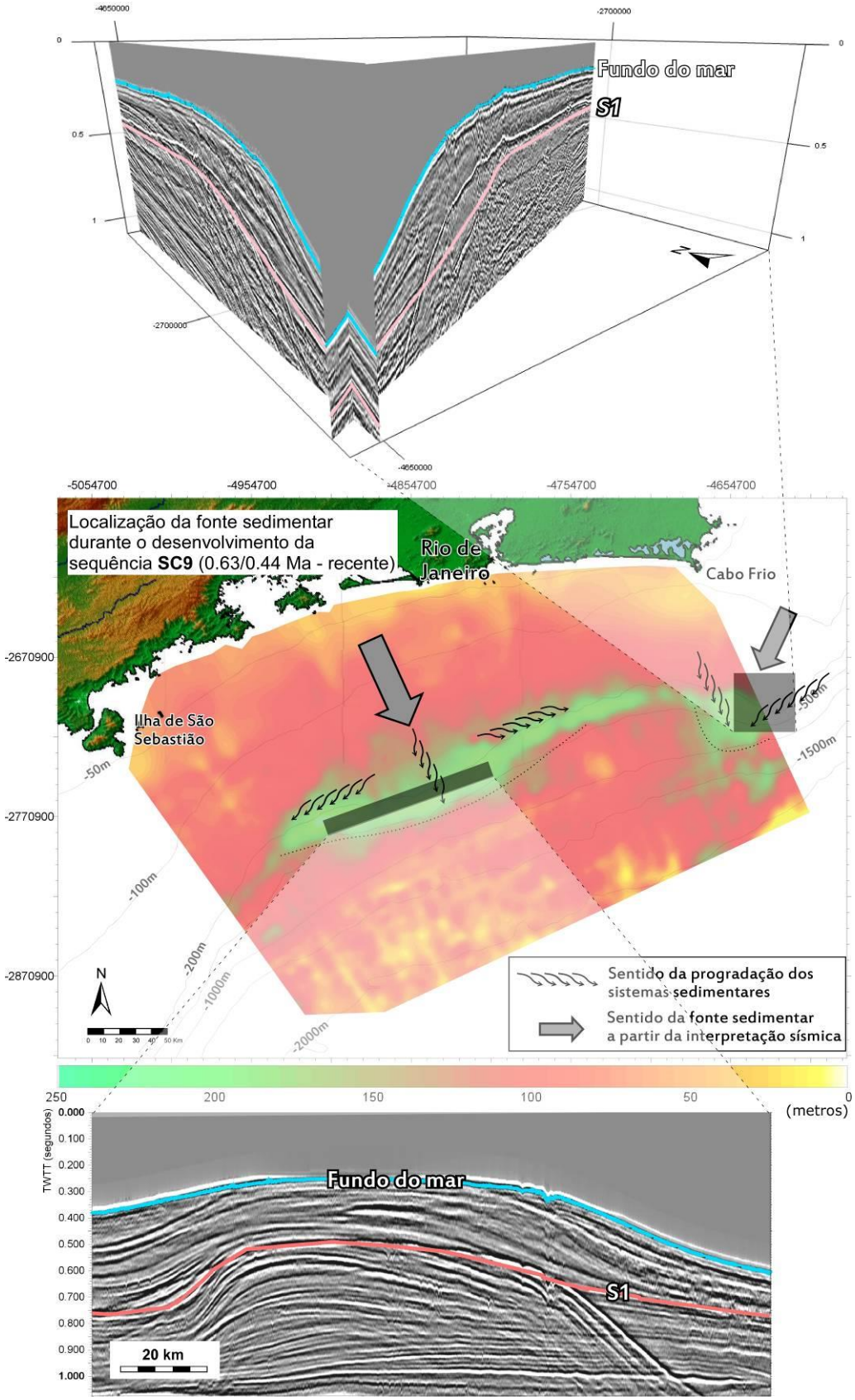


Figura 7-75 - Mapa de isópacas da sequência SC9 mostrando a possível localização da fonte sedimentar principal e em destaque duas seções sísmicas demonstrando o sentido de progradação dos sistemas sedimentares.

7.2) Modelagem Estratigráfica

Neste capítulo são apresentados os resultados da modelagem estratigráfica realizada a fim de serem testadas as hipóteses mais adequadas dos principais parâmetros ambientais que controlam a arquitetura e a evolução estratigráfica cenozoica da porção norte da margem da bacia de Santos nos últimos 49.5 Ma, tais como: variações espaciais e temporais de aporte sedimentar e de descarga fluvial, de espaço de acomodação e subsidência. A modelagem estratigráfica foi conduzida através da repetição de diversas baterias de simulações, na tentativa de se reproduzir a arquitetura sedimentar mais semelhante àquela observada na etapa de interpretação sísmica em cada área da bacia ou intervalo estratigráfico considerado.

Inúmeros são os parâmetros que influenciam o registro de diferentes padrões arquiteturais observado nas margens continentais, como: criação ou destruição de espaço de acomodação (subsidência + variação eustática), taxas variáveis de aporte sedimentar, modificações no regime hidrodinâmico e de transporte sedimentar (ver no item 5 - Modelagem Estratigráfica de Plataforma Continental Siliciclástica de Margem Passiva). Contudo, enquanto as variações de espaço de acomodação e de aporte sedimentar podem ser estimadas a partir da interpretação sísmica, e sua correlação com curvas de variação eustática, os padrões de hidrodinâmica e de transporte de sedimentos devem ser inferidos através de uma série de observações, como será discutido abaixo.

Neste capítulo serão primeiramente apresentados as estimativas e cálculos dos dados de entrada para todos os modelos estratigráficos construídos. Posteriormente, são apresentados os resultados em torno da modelagem do Cenozóico (toda a sucessão estratigráfica depositada nos últimos 49,5 Ma) e, em seguida são apresentados os resultados da modelagem em maior detalhe para dois intervalos estratigráficos: a feição progradante eocênica e a plataforma progradante do Quaternário Superior (~últimos 500 ka).

7.2.1) Estimativas e Cálculos dos Dados de Entrada nos Modelos Estratigráficos

As estimativas e os cálculos desenvolvidos neste item representam resultados quantitativos dos dados de entrada, importantes para a geração de simulações estratigráficas. Estes dados são de certo modo aproximados e serão utilizados como valores de base para a modelagem estratigráfica. Contudo, estes valores são alterados no decorrer das simulações para a obtenção de resultados mais realistas. Os dados descritos estão divididos em dois grandes grupos:

(i) O primeiro grupo consiste em dados gerais que foram utilizados em todas as simulações estratigráficas realizadas. Este grupo de dados inclui a composição litológica, estimativa de descarga d'água e estimativa de taxa de erosão;

(ii) O segundo grupo consiste em dados específicos de cada simulação. Este grupo de dados inclui as estimativas de espaço de acomodação criado e de taxa de sedimentação, a confecção do embasamento inicial do modelo de cada simulação.

7.2.1.1) Composição Sedimentológica e de Aporte Sedimentar das Sequências Sedimentares Interpretadas

A análise litologica realizada no capítulo *7.1.4.1) Análise Litológica* evidencia uma grande variação de tipos de sedimentos que chegam à bacia ao longo do desenvolvimento das sequências sedimentares cenozoicas. Esta análise permitiu a estimativa da porcentagem de diferentes tipos sedimentológicos em cada um dos Conjunto A, B e C (definidos no capítulo *7.1.4.1) Análise Litológica*). A Figura 7-76 resume as porcentagens observadas em cada um destes conjuntos, a partir das quais foi definida a variação litologica que deveria ser inserida nos modelos estratigráficos:

- Para o **Conjunto A**, que apresenta uma grande quantidade de sedimentos arenosos (Figura 7-76), foi utilizada nos modelos uma porcentagem de 40% de sedimentos arenosos e 60% de sedimentos argilosos;

- Para o **Conjunto B**, que apresenta uma grande quantidade de sedimentos argilosos e margas (Figura 7-76), foi utilizada nos modelos uma porcentagem de 80% de sedimentos argilosos e 20% de sedimentos arenosos. Não serão considerados nestes modelos os sedimentos carbonaticos (margas e calciruditos);

- Para o **Conjunto C**, que apresenta uma enorme quantidade de sedimentos argilosos (Figura 7-76), foi utilizada nos modelos uma porcentagem de 80% de sedimentos argilosos e 20% de sedimentos arenosos.

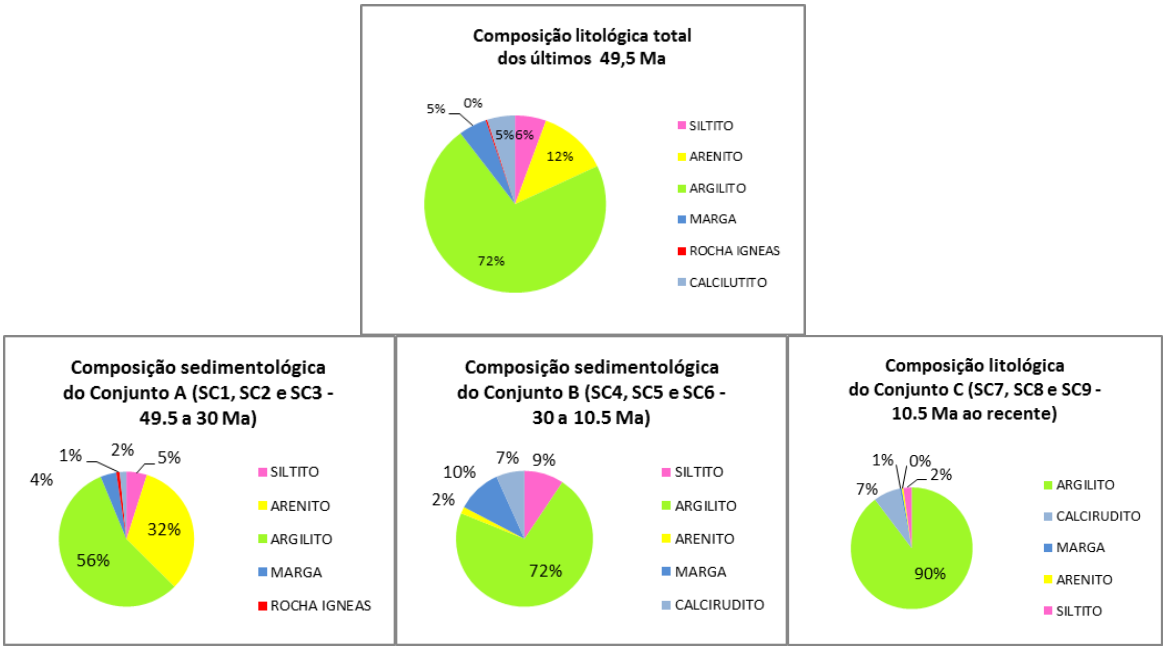


Figura 7-76 – Resumo das porcentagens de cada tipo litológico nos três conjuntos A, B e C.

7.2.1.2) Estimativas de Descarga Fluvial e Área de Drenagem

A descarga fluvial pode ser estimada através da medição da sua taxa diretamente nos rios que desaguam na área de estudo ou também através de gráficos de compilações de dados hidrológicos que relacionam a descarga d'água à produção sedimentar e à área da bacia de drenagem[6] (Figura 7-77).

De acordo com o site da Agência Nacional de Águas (ANA - http://www.ana.gov.br/) a descarga d'água existente atualmente na porção leste do Brasil (bacia de drenagem 5 – Atlântico Leste, Figura 7-78), englobando a costa desde o Rio de janeiro até Sergipe, é de 12982 m^3/s (Figura 7-78). A área total desta bacia hidrográfica é de aproximadamente 600 mil km^2, e a área referente a sub-bacia hidrográfica com rios que desaguam na área de estudo é de 12600 km^2 (Figura 7-79). Considerando uma proporcionalidade entre a descarga fluvial e a área de drenagem, pode-se inferir uma descarga fluvial na costa do Rio de Janeiro de aproximadamente 273 m^3/s para o período atual.

Também foi possível estimar a descarga d'água local através do gráfico de compilação de dados de descarga d'água relacionados à produção sedimentar e áreas de bacias de drenagem ao redor do mundo (Figura 7-77). Considerando uma bacia de drenagem de área 12600 km^2 (área de

[6] Compilação de dados hidrológicos que inclui a área de drenagem, descarga d'água, descarga sedimentar, e outras inforações relacionadas a rios ao redor do mundo. A compilação foi realizada pelo Dr. Didier Granjeon do *IFP Energies Nouvelles* (Instituto Francês do Petróleo) utilizando os trabalhos de Dai and Trenberth (2002), Milliman and Syvitski (1992), Milliman *et al.* (1995) e Syvitski and Milliman (2007).

drenagem A>10^4, Figura 7-79) e uma taxa de sedimentação atual entre de 11000 e 16000 km^3/my (ver item *7.2.1.4) Estimativas e Cálculos de Aporte Sedimentar e Espaço de Acomodação para a Realização do Modelo Estratigráfico do Cenozóico*) pode-se estimar uma descarga fluvial de 1557 m^3/s.

A descarga fluvial obtida pelos dois métodos indicados acima apresentam valores muito diferente entre si e, por isso, estes valores foram testados nos modelos.

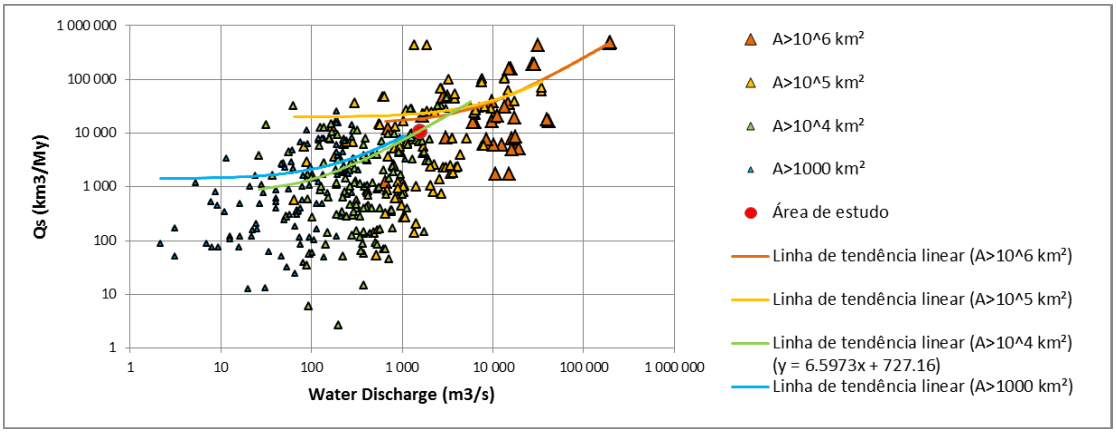


Figura 7-77 - Gráfico da relação entre descarga sedimentar X descarga d'água, baseado na compilação de dados hidrográficos realizada por Didier Granjeon.

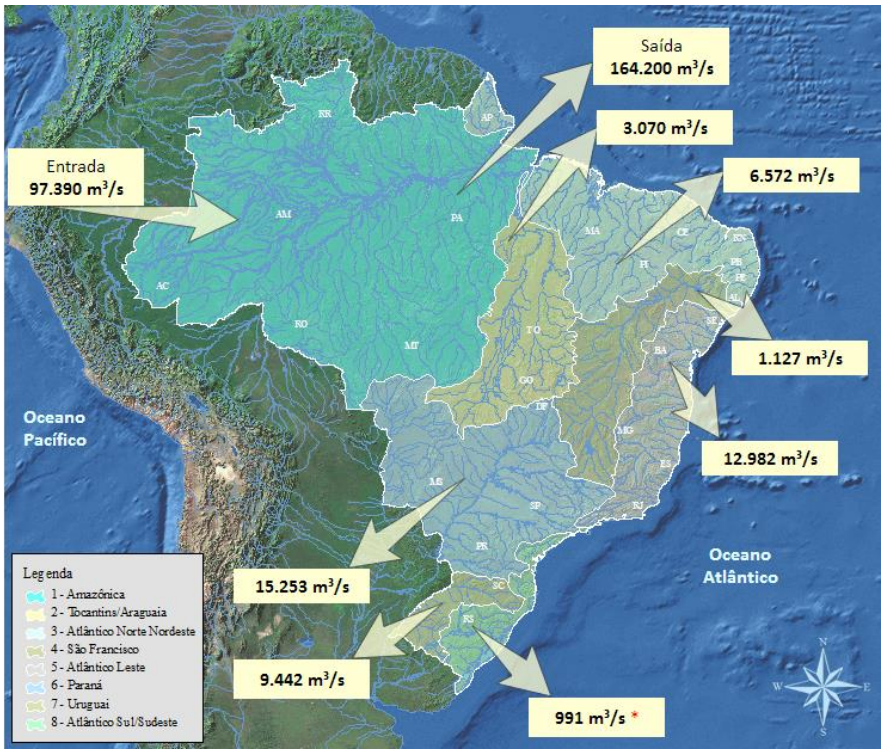


Figura 7-78 – Mapa com a delimitação das bacia hidrográficas brasileiras e suas drenagens fluviais totais (ANA - http://www.ana.gov.br/).

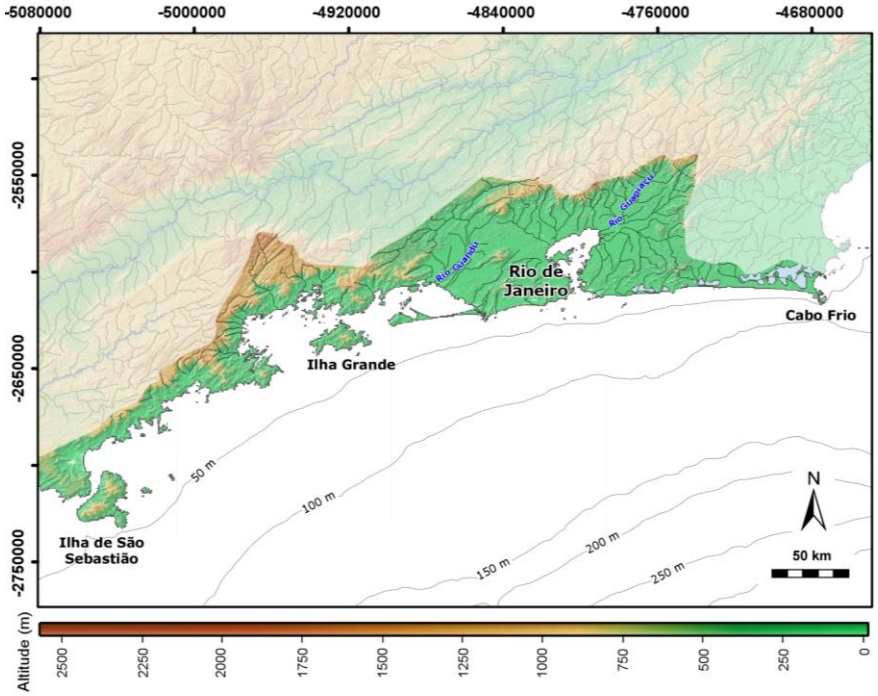


Figura 7-79 – Mapa morfológico e do sistema de drenagem que desagua na área de estudo.

7.2.1.3) Estimativas de Taxa de Erosão

Alguns estudos (e.g. Hackspacher *et al.,* 2004) fornecem informações sobre taxas de erosão na porção adjacente à área de estudo durante o Cenozóico. No trabalho de Hackspacher *et al. (*2004), puderam ser obtidas taxas de erosões na porção continental adjacente à área de estudo entre 76.5 e 105 m/my para o período entre 50 e 26 Ma, com valores médios de 89.5 m/my (Tabela 7-5).

Idade média (Ma)	Idade máxima (Ma)	Idade mínima (Ma)	Taxa de erosão média (m/my)
355	419	291	11
77	86	68	48.7
100	112	88	37.5
62	69	55	60.5
79	88	70	47.5
88	95	81	42.6
45	50	40	83
49	55	43	76.5
43	47	39	87.2
68	72	64	55
42	51	33	89.18
31	36	26	105
76	80	72	55.14
61	61	61	61.3
58	62	54	98.7
39	48	30	96.15
Média de taxa de erosão dentro do período de estudo (m/my)			89.505

Tabela 7-5 – Taxa de erosão média em diferentes pontos de medição ao longo da Serra do Mar. Linhas em laranja representam os dados dentro do período estudado (dados adquiridos em Hackspacher *et al.*, 2004)

Com relação a taxas de erosão no período Recente não foi possível obter valores na área de estudo na literatura consultada. Assim, uma estimativa pôde ser obtida através de dados de outras localidades com latitude, clima e precipitação similares à área de estudo: situada na latitude aproximada de 23°, apresentando clima tropical, uma precipitação entre 1400 e 1600 mm/ano (de acordo com o Instituto Nacional de Meteorologia - INMET, entre os anos de 1961 e 1990) e uma temperatura média anual entre 24 e 26°C (de acordo com o Instituto Nacional de Meteorologia - INMET, entre os anos de 1961 e 1990). Dados de algumas regiões foram adquiridos:

- A Namíbia - possui a mesma latitude que o Rio de Janeiro, clima desértico, com erosão entre 2 e 200 m/my e uma precipitação de 0-250 mm/ano e temperatura de 25°C;

- Frogs Hollow, na Austrália - está localizada numa latitude mais ao sul do Rio de Janeiro, com clima subtropical, uma taxa de erosão de 300 a 500 m/my com precipitação de 550-750 mm/ano e temperatura de 11 a 15°C;

- Big Valley, na Austrália - situada numa latitude também ao sul do Rio de Janeiro e com um clima subtropical, possui taxa de erosão de 400 m/my e uma precipitação de 910 mm/ano.

As condições ambientais (clima, pluviosidade, latitude) que mais se aproximam das condições presentes no Rio de Janeiro é de Big Valley. Assim para a modelagem estratigráfica foi utilizado e testado o valor aproximado de 400-500 m/my para a taxa de erosão no Recente.

7.2.1.4) Estimativas e Cálculos de Aporte Sedimentar e Espaço de Acomodação para a Realização do Modelo Estratigráfico do Cenozóico

Diferentes parâmetros foram utilizados para a construção do modelo estratigráfico do Cenozóico. Alguns destes parâmetros foram descritos anteriormente no item *7.2.1) Estimativas e Cálculos dos Dados de Entrada nos Modelos Estratigráficos.* Já os parâmetros como espaço de acomodação e aporte sedimentar foram estimados a partir da interpretação sísmica das sequências sedimentares que compõem as sucessões cenozoicas, e da curva de variação eustática de Haq correlacionada com as sequências interpretadas.

A. Estimativa de espaço de acomodação (eustasia e subsidência) para o modelo estratigráfico cenozóico

O espaço de acomodação de uma área em um determinado espaço de tempo é estimado através da relação entre eustasia e a subsidência. Para o cálculo da variação nos níveis eustáticos dos

períodos de tempo de desenvolvimento de cada superfície estratigráfica foi utilizada a curva de Haq que, como mostrado no item *A) Escolha das curvas de variação eustática a serem correlacionadas com as sequências interpretadas* do capítulo *7.1.3.1) Modelo de Idade através da Correlação entre as Superfícies Identificadas com Curvas de Variação Eustática*, foi a curva que mais se adequou às variações de espaço de acomodação observadas na interpretação das linhas sísmicas profundas. Para a estimativa de subsidência foram inicialmente utilizados nos modelos estratigráficos os mapas de isópacas de cada sequência. Modificações nos mapas de subsidência foram sendo realizados no decorrer das simulações estratigráficas a fim de se reproduzir a arquitetura sedimentar que mais se assemelhasse a arquitetura observada nas linhas sísmicas.

B. Estimativas de aporte sedimentar para o modelo estratigráfico cenozóico

As taxas de aporte sedimentar durante o período cenozóico foram, à princípio, relacionadas as taxas de sedimentação de cada sequência sedimentar interpretada (Tabela 7-6), obtidas no item *7.1.4.2) Cálculo do Volume Sedimentar Compactado.* Essas taxas de sedimentação utilizadas nas simulações estratigráficas representam valores subestimados já que a área de estudo não engloba toda a área de deposição sedimentar. No decorrer da realização das simulações estes valores foram sendo modificados para melhor se adequar ao padrão de arquitetura sedimentar na observada na interpretação sísmica.

Tabela 7-6 – Resumo do conteúdo mineralógico (litologia) e taxas de sedimentação de cada sequência sedimentar utilizados nas primeiras simulações estratigráficas.

	Litologia	Taxa de sedimentação (km^3/My)
SC9 (0.63 Ma-fundo)	80% argila 20% areia	11390
SC9 (0.44 Ma-fundo)		16308
SC8 (3.2-0.63 Ma)		3616
SC8 (2.4-0.63 Ma)		5250
SC8 (3.2-0.44 Ma)		3367
SC8 (2.4-0.44 Ma)		4741
SC7 (11.5-3.2 Ma)		2402
SC7 (11.5-2.4 Ma)		2165
SC6 (15.5-10.5 Ma)		1498
SC5 (21-15.5 Ma)		1709
SC4 (30-21 Ma)		1775
SC3 (39.5-30 Ma)	40% areia 60% argila	1068
SC2 (42.5-39.5 Ma)		1963
SC1 (49.5-42.5 Ma)		2256

C. Embasamento inicial do modelo estratigráfico cenozóico

A estimativa da profundidade da superfície do embasamento do modelo sobre o qual a deposição do pacote sedimentar estudado se desenvolve foi realizado utilizando-se a batimetria original da superfície-base do pacote sedimentar estudado (superfície H1, Figura 7-12), reposicionada à profundidade no momento do seu desenvolvimento. Para tal reposicionamento, foi necessária a estimativa da criação de espaço de acomodação ao longo da área de estudo. Ao longo de um perfil batimétrico o aumento do espaço de acomodação foi considerado linear desde a plataforma até a bacia. Durante o desenvolvimento das simulações, diferentes espaços de acomodação foram testados até a obtenção da batimetria do embasamento inicial que melhor se adequasse à modelagem dos elementos arquiteturais das sequências observadas nas linhas sísmicas (Figura 7-80).

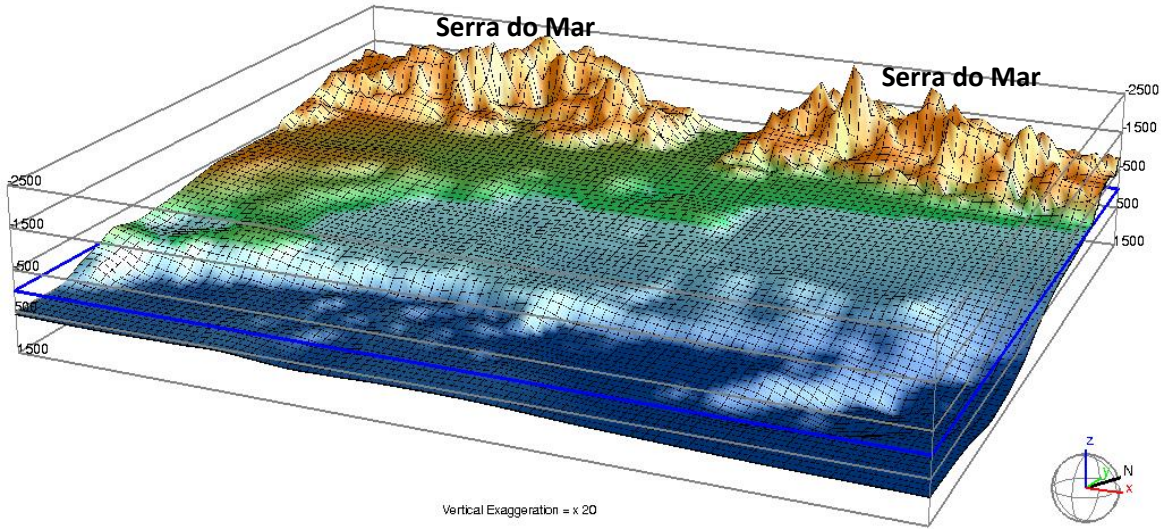


Figura 7-80 - Mapa da morfologia do embasamento inicial para desenvolvimento do modelo estratigrafico cenozóico (idade de 49.5 Ma).

O embasamento inicial do modelo estratigráfico cenozóico se apresenta como uma ampla plataforma, morfologicamente irregular na porção central e oeste da área de estudo, com uma linha de quebra de plataforma bastante evidente, um talude íngreme e uma bacia com a presença de algumas irregularidades relacionadas à halocinese (Figura 7-80). Já na porção leste, a plataforma se apresenta mais estreita, descrevendo uma morfologia em rampa inclinada em direção à bacia (Figura 7-80).

7.2.1.5) Estimativas e Cálculos de Aporte Sedimentar e Espaço de Acomodação para a Realização do Modelo Estratigráfico do Feição Progradante Eocênica

Para a realização do modelo estratigráfico das sequências sedimentares que compõem a feição progradante eocênica foi necessária a estimativa dos parâmetros de entrada baseados nas sequências sedimentares identificadas na interpretação dos dados sísmicos profundos. As estimativas de aporte sedimentar e espaço de acomodação foram realizadas sobre a linha sísmica 2D da Figura 7-81, posicionada na porção central da área de desenvolvimento da feição progradante.

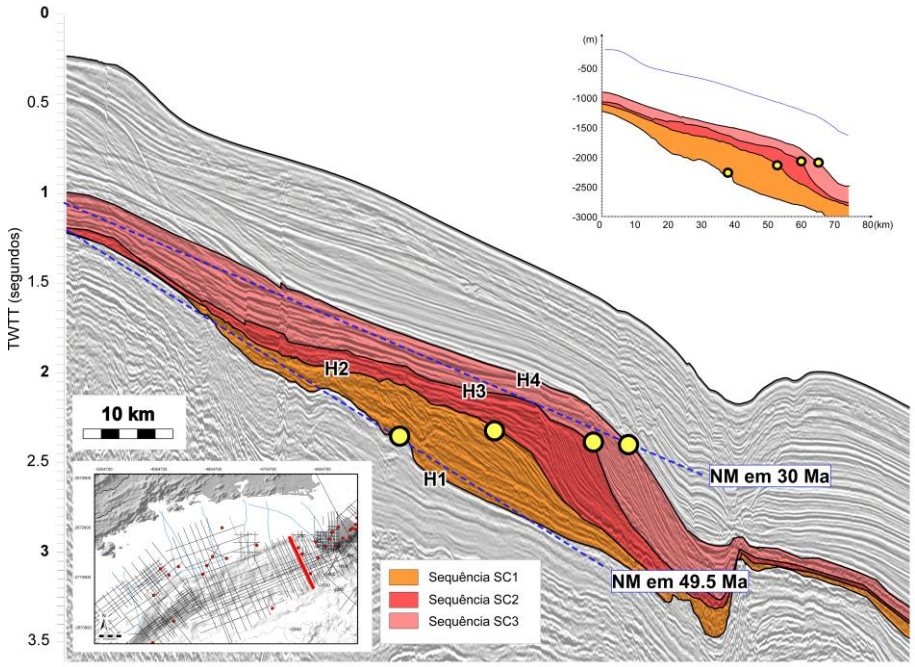


Figura 7-81 – Linha sísmica profunda escolhida para a modelagem estratigráfica eocênica com a interpretação e a definição das três sequências que foram modeladas.

A. Estimativas de aporte sedimentar para o modelo estratigráfico 2D da feição progradante eocênica

A taxa de aporte sedimentar utilizada no modelo estratigráfico eocênico foi estimada através da quantificação do volume de cada sequência sedimentar na linha sísmica 2D escolhida. O volume sedimentar estimado na linha sísmica representa a quantificação do volume sedimentar compactado. Para descompactá-lo foram utilizados, assim como no modelo cenozoico, os gráficos de variação de porosidade com a profundidade de Allen e Allen (2005) (Figura 5-4). A Tabela 7-7 resume os cálculos efetuados para a descompactação do volume sedimentar de cada uma das sequências que compõem a feição progradante eocênica.

Tabela 7-7 – Cálculos de descompactação do volume sedimentar das sequências SC1, SC2 e SC3 em um perfil 2D. Atentar para o fato do volume, neste caso, estar sendo representado em área (km^2), já que representa o volume em um perfil 2D.

	Litologia (%)		Volume total sedimentar compactado (espaço vazio + sedimentos brutos) (Km^2)		Profundidade média abaixo do fundo marinho (m)	Porosidade inicial (%)	Porosidade final (%)	Volume compactado de espaço vazio (Km^2)	Volume final descompactado de espaço vazio (Km^2)		Volume de sedimentos brutos (Km^2)		Volume sedimentar total descompactado (sedimentos brutos + espaço vazio) (Km^2)	Porcentagem de redução do volume total (%)
SC3 (H4-H3)	argila	68	0.15	0.102	895	70.0	11.6	0.012	0.071	0.092	0.090	0.125	0.216	30.7
	areia	23		0.035		40.0	25.2	0.009	0.014		0.026			
	carbonato	9		0.014		50.0	36.8	0.005	0.007		0.009			
SC2 (H3-H2)	areia	39	0.16	0.062	1145	40.0	22.1	0.014	0.025	0.091	0.049	0.136	0.227	29.5
	argila	55		0.088		70.0	8.85	0.008	0.062		0.080			
	carbonato	6		0.010		50.0	28.4	0.003	0.005		0.007			
SC1 (H2-H1)	areia	36	0.13	0.047	1615	40.0	17.4	0.008	0.019	0.076	0.039	0.116	0.192	32.2
	argila	59		0.077		70.0	5.65	0.004	0.054		0.072			
	carbonato	5		0.007		50.0	22	0.001	0.003		0.005			

B. Estimativas de espaço de acomodação e embasamento inicial do modelo para o modelo estratigráfico 2D da feição progradante eocênica

A estimativa de espaço de acomodação e subsidência totais desenvolvidos durante a construção da feição progradante eocênica é baseada na soma da criação de espaço de acomodação de cada sequência que a compõe. Este espaço de acomodação é calculado através da correção paleobatimétrica que visa à determinação das profundidades originais de formação das superfícies, explicado no próximo item. Após a correção paleobatimétrica é possível estimar o embasamento inicial do modelo sobre o qual toda a simulação estratigráfica será desenvolvida. Contudo, para uma estimativa mais realista da quantidade de espaço de acomodação criado é necessário considerar o efeito da compactação. Finalmente, a partir do valor real de criação de espaço de acomodação e da variação dos níveis eustáticos de formação de cada uma das diferentes superfícies estratigráficas (correção eustática) é possível determinar a quantidade de subsidência desenvolvida durante o período de formação da feição progradante eocênica.

Correlação paleobatimétrica e o embasamento inicial do modelo estratigráfico da feição progradante eocênica

Pela falta de dados mais concretos para a correlação paleobatimétrica, como bioestratigrafia, por exemplo, foi utilizado o método da interpretação sísmica para a determinação da profundidade inicial das superfícies que limitam as sequências modeladas. A determinação da profundidade é baseada no pressuposto de que o *offlap break* de cada sequência se desenvolveria no nível de mar igual a 0 (zero). A Figura 7-82 mostra este posicionamento baseado na identificação dos níveis de erosão e nos *offlap breaks* de cada horizonte.

O embasamento inicial do modelo a ser inserido na simulação é estimado através da rotação da superfície-base da feição progradante eocênica (superfície H1) até a posição da plataforma continental atual (Figura 7-82), de acordo com a seguinte equação:

$$Bi = PbH1 - 23*(x + 22) - c$$

Onde (Figura 7-82):
Bi é embasamento inicial do modelo,
PbH1 é batimetria original da superfície H1,
23 é o ângulo α entre a linha tangente que representa a plataforma da superfície basal e a linha tangente à plataforma atual (m/km),
50 é distância da *hinge line* (HL) até o início do perfil (km),
x é a variação horizontal do perfil (km) e,
c é a correção eustática.

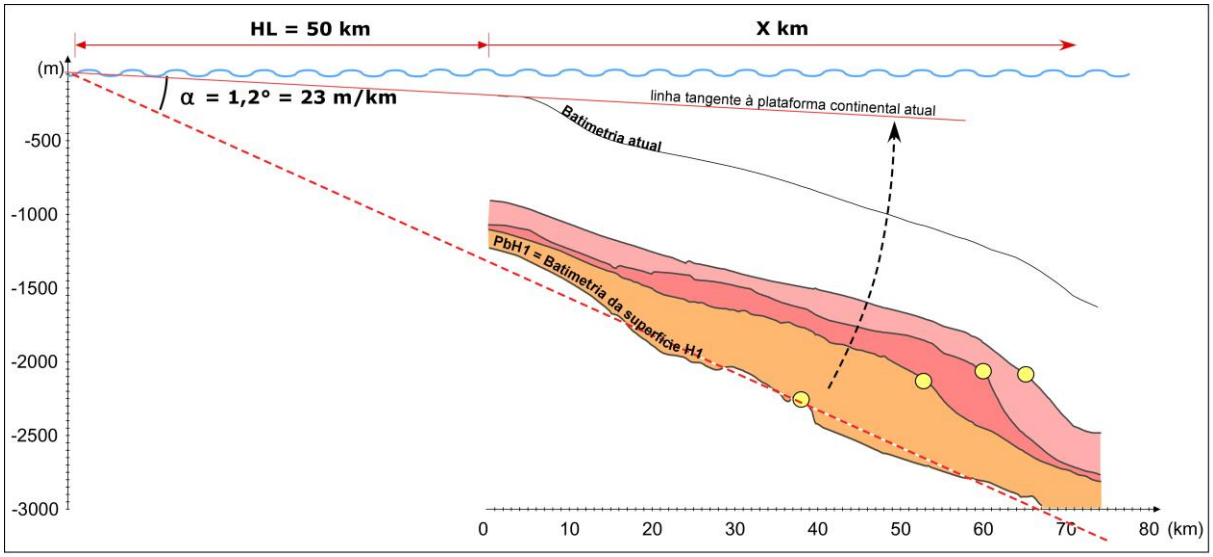


Figura 7-82 – Esquema representando a estimativa da superfície do embasamento inicial do modelo estratigráfico da feição progradante eocênica.

O reposicionamento de cada sequência à posição original de sua formação permitiu uma maior confiabilidade dos valores obtidos do espaço de acomodação criado no período do desenvolvimento de cada uma das sequências. Contudo, esta profundidade representa a resposta da subsidência + compactação + variação de nível eustático.

Determinação do espaço de acomodação criado pela compactação das sequências sedimentares que formam a feição progradante eocênica

A Tabela 7-8 resume os cálculos utilizados para a estimativa do valor real do espaço de acomodação criado pela subsidência e variação eustática a partir do espaço de acomodação medido na Figura 7-83 e da porcentagem de diminuição de volume sedimentar devido à compactação, indicado na Tabela 7-7.

Tabela 7-8 - Cálculo do espaço de acomodação das sequências SC1, SC2 e SC3 descompactadas.

	Espaço de acomodação (m) (baseado na Figura 7-83)	Porcentagem de redução de volume sedimentar (%) (baseado na Tabela 7-7)	Espaço de acomodação no momento de formação de cada sequência (m)
Sequência SC3 (entre os horizontes de 30 e 39,5)	70	30.7	101
Sequência SC2 (entre os horizontes de 39,5 e 42,5)	140	29.5	199
Sequência SC1 (entre os horizontes de 42,5 e 49,5)	460	32.2	678

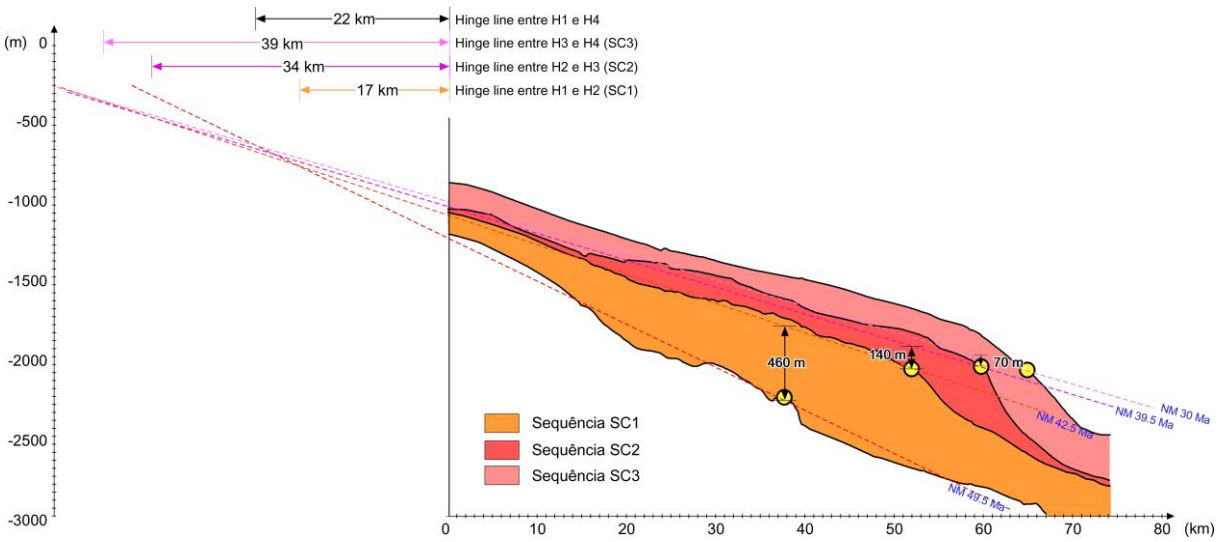


Figura 7-83 - Estimativa de espaço de acomodação final de cada sequência sem descontar a subsidência gerada pela compactação. Os círculos amarelos representam o *offlap break* de cada sequência sedimentar, indicando a profundidade 0 (zero) ao final do desenvolvimento de cada uma delas.

Correção eustática dos *offlap breaks* e cálculo de subsidência das sequências sedimentares que compõem a feição progradante eocênica

A correção eustática é a estimativa das profundidades de formação de cada superfície estratigráfica utilizando curvas de variação eustática. Como já mencionado anteriormente, os *offlap breaks* foram considerados no presente trabalho como pontos de referência para níveis de mar igual a 0 (zero). Os *offlap breaks* das superfícies-topo de cada sequência representam o desenvolvimento de sistemas sedimentares em níveis de mar baixo e se desenvolvem juntamente com as descontinuidades erosivas, quando estas estão presentes.

Considerando a tabela de espaço de acomodação real (Tabela 7-8) é possível estimar o espaço de acomodação criado como resposta à cada um dos diferentes parâmetros (subsidência e variação eustática). Utilizando a curva de Haq *et al.* (1987) (Figura 7-84) foi possível obter as variações de níveis eustáticos entre as superfícies-topo de cada sequência. Na Figura 7-84 a curva de Haq foi comparada com a curva de Miller *et al.* (2005) com o objetivo de evidenciar as principais quedas eustáticas e suas respectivas amplitudes. Foi observado que as amplitudes de queda eustática são maiores na curva de Haq que na curva de Miller, assim como esperado após o cálculo realizado para a escolha da curva de variação eustática a ser utilizada neste trabalho (no item 7.1.3.1)A - *Escolha das curvas de variação eustática a serem correlacionadas com as sequências interpretadas).* Na Figura 7-84 foi observado que a duração do desenvolvimento sedimentar da feição progradante eocênica possui apenas 4 my de diferença entre as duas curvas: na curva de Haq o período está compreendido entre 30 e 49.5 Ma e na curva de Miller entre 28 e 51.5 Ma.

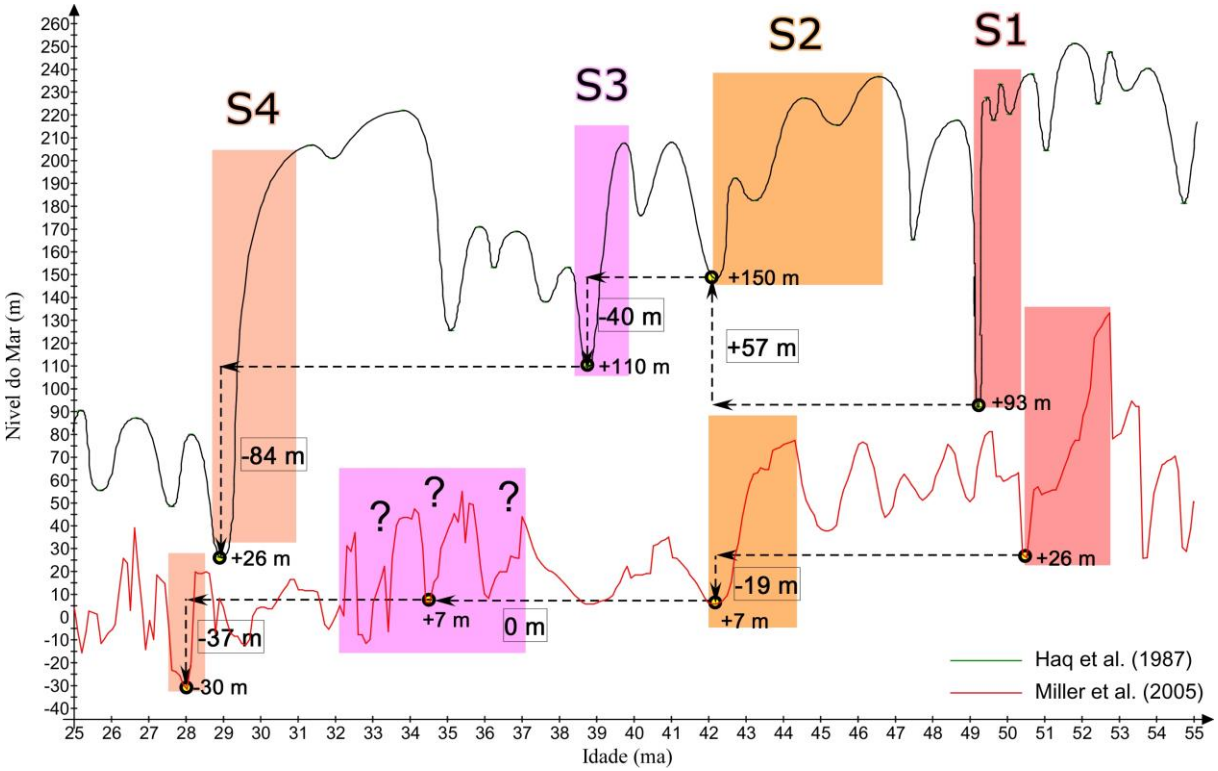


Figura 7-84 – Correlação das principais quedas de variação de nível de mar entre as curvas de variação de nível de mar de Haq e Miller.

Para o cálculo da subsidência desenvolvida durante a construção de cada uma das sequências que compõem a feição progradante eocênica foram utilizados os espaços de acomodação reais e as variações eustáticas na curva de Haq entre as superfície-base e topo de cada sequência (Tabela 7-9).

Tabela 7-9 – Cálculo de subsidência baseando no espaço de acomodação criado pela variação de nível de mar segundo a curva de Haq *et al.* (1987).

	Espaço de acomodação real (Tabela 7-8) (m)	Espaço de acomodação criado pela Eustasia baseada na curva de Haq *et al.* (1987) (m)	Subsidência (m)
Sequência entre os horizontes de 30 e 39,5	101	-84	185
Sequência entre os horizontes de 39,5 e 42,5	199	-40	239
Sequência entre os horizontes de 42,5 e 49,5	678	+57	621

C. Cálculos de inclinação da plataforma e talude para estimativas de transporte sedimentar para o modelo estratigráfico da feição progradante eocênica

Os coeficientes de difusão, necessários para o cálculo de transporte de sedimentos, são obtidos automaticamente no programa *Dionisos* através dos valores de descarga fluvial e inclinações da plataforma e talude dos horizontes que representam o pacote sedimentar modelado. O valor de inclinação da plataforma utilizado no modelo é o de uma plataforma clássica com 0.1 m/km (que equivale a 0.057°). Para a inclinação do talude foi utilizado o valor de 3.4° que equivale 50-60 m/km, obtido através do medição da inclinação do *foreset* do horizonte H4 (de 39.5 Ma), que representa aproximadamente a inclinação dos refletores internos das sequências que compõem a feição progradante eocênica (Figura 7-7).

7.2.1.6) Estimativas e Cálculos de Aporte Sedimentar e Espaço de Acomodação para a Realização do Modelo Estratigráfico do Plio-Quaternário

Para a estimativa de aporte sedimentar e espaço de acomodação das sequências sedimentares Plio-Quaternárias foi utilizada a linha sísmica 2D da Figura 7-43.

A. Estimativas de aporte sedimentar para o modelo estratigráfico 2D do Plio-Quaternário

Para o cálculo do volume sedimentar total de cada uma das sequências SC8 e SC9 foi utilizada a interpretação de uma linha sísmica de alta resolução (Figura 7-43), através dos horizontes sísmicos interpretados (H8 e S1 convertidos para profundidade; Figura 7-85). Os valores de volume sedimentar propostos tiveram como objetivo a obtenção de um valor médio para a inserção no modelo estratigráfico e não representam valores de volume sedimentar reais, já que são subestimados por considerar apenas o volume dos sedimentos depositados até a profundidade de aproximadamente 670 m (profundidade de alcance máximo da linha sísmica de alta resolução; Figura 7-85). A partir desta estimativa foram obtidos volumes sedimentares (em área por ser medido em uma linha sísmica 2D) de 17.5 km^2, para a sequência SC8, e de 22 km^2, para SC9 (Figura 7-85).

A partir dos volumes sedimentares estimados foi possível determinar a taxa de sedimentação para cada sequência. Contudo, como as idades das superfícies H8 e S1 não são precisas, foram utilizadas diferentes hipóteses de idades para cada superfície (determinadas no item D - *Hipóteses de idades de formação das superfícies H8 e S1* do capítulo *7.1.3.1) Modelo de Idade através da*

Correlação entre as Superfícies Identificadas com Curvas de Variação Eustática), resultando em diferentes taxas de sedimentação. As diferentes hipóteses de idade e as respectivas taxas de sedimentação, estão resumidas na Tabela 7-10.

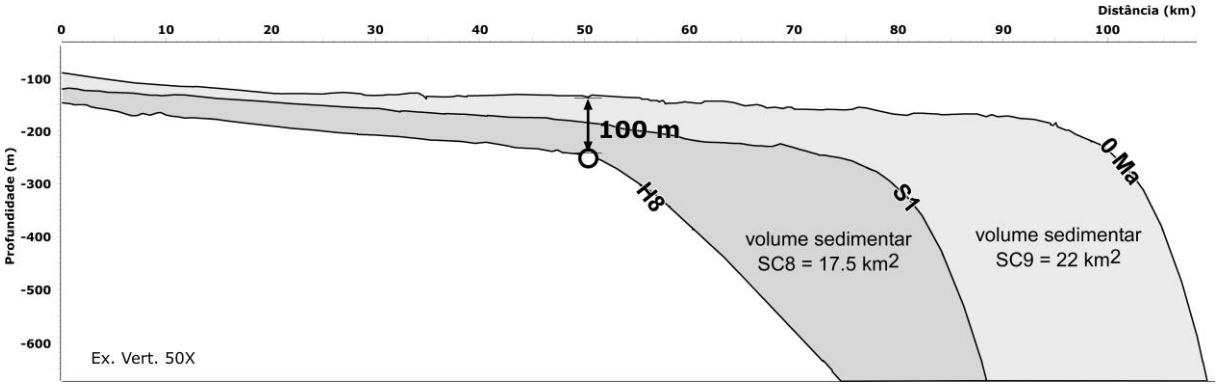


Figura 7-85 – Estimativa de volume sedimentar a partir das superfícies estratigráficas (convertidas para metros) interpretadas na linha sísmica de alta resolução da Figura 7-43. É mostrado também a estimativa de espaço de acomodação a partir do *offlap break* da superfície H8.

Tabela 7-10 – Taxas de sedimentação para as hipóteses de idade para as superfícies estratigráficas H8 e S1.

Sequência	Idade (my)	Volume sedimentar (km^3)	Taxa de sedimentação (km^3/my)
SC9	0.44	22	50
	0.63		35
SC8	2.4	17.5	Para S1=0.44 → 8.9
	2.7		Para S1=0.44 → 7.7
	3.2		Para S1=0.44 → 6.3

B. <u>Estimativas de espaço de acomodação e embasamento inicial do modelo para a simulação estratigráfica 2D do Plio-Quaternário</u>

Os valores de subsidência estimados neste item incluem tanto subsidência flexural (térmica e por sobrecarga) como também pela compactação que, no caso das simulações das últimas centenas de milhares de anos, não representa um fator de grande importância para a definição da arquitetura sedimentar desenvolvida, já que compreende sucessões estratigráficas de pequena espessura (100 m, medido da quebra de plataforma da superfície H8, Figura 7-85).

A estimativa da subsidência foi, então, realizada através do cálculo simples de subtração da variação eustática (correção eustática) entre as superfícies-base e topo do pacote sedimentar estudado e a quantidade de espaço de acomodação criado medido no *offlap break* da superfície-topo e base, assim como na modelagem estratigráfica da feição progradante eocênica. Considera-se

aqui que a variação da subsidência ao longo da margem se dá através de um aumento linear desde a porção continental (onde a subsidência é considerada zero) até a bacia (onde a subsidência será considerada máxima).

Embasamento inicial do modelo do Plio-Quaternário

O embasamento inicial do modelo do Plio-Quaternário é representado pela superfície H8 no momento de sua formação. Para isso, a superfície H8 foi simplesmente rotacionada (assim como a superfície H1 base da modelagem da feição progradante eocênica) até a linha que representa a plataforma continental atual.

A equação que representa o embasamento inicial do modelo foi, então, elaborada baseando-se simplesmente na batimetria do horizonte H8 rotacionada até a inclinação da plataforma atual (Figura 7-86). A equação que representa o embasamento inicial do modelo é:

$$Bi = PbH8 - 0.84*(35+x) - c$$

Onde (Figura 7-86):

Bi é embasamento inicial do modelo

PbH8 é batimetria original da superfície H8

0.84 é α ângulo entre a linha tangente que representa a plataforma da superfície basal e a linha tangente à plataforma atual, (m/km)

35 é distância da *hinge line* (HL) até o início do perfil (km)

x é a variação horizontal do perfil (km)

c é correção eustática

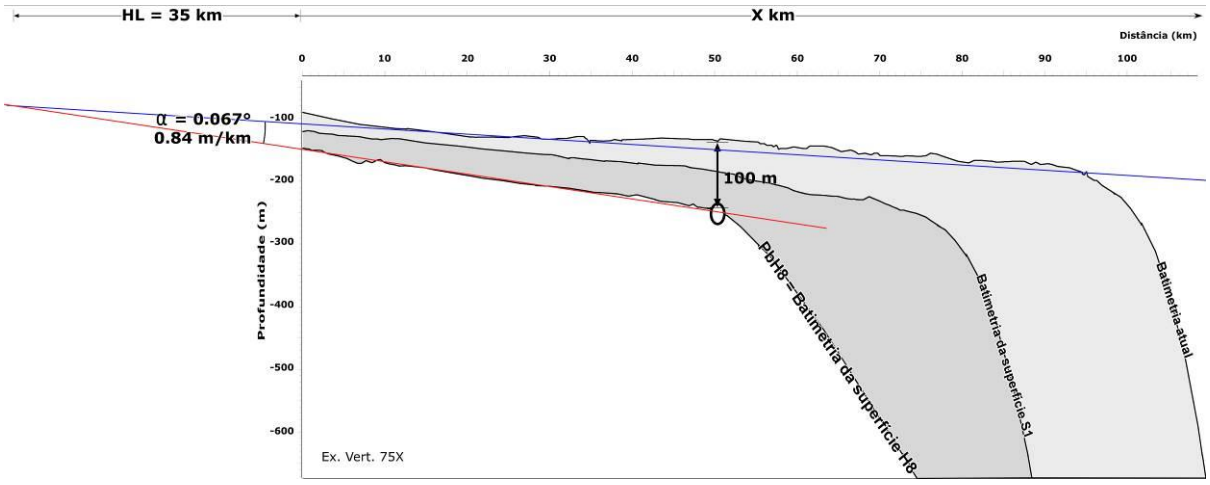


Figura 7-86 - Esquema do cálculo do embasamento inicial do modelo considerando a batimetria base.

Correção eustática dos *offlap breaks* e cálculo de subsidência das sequências sedimentares do Plio-Quaternário

Assim como para o modelo da feição progradante eocênica, a estimativa do valor de subsidência foi baseada na quantidade de espaço de acomodação criado (medida na linha sísmica utilizada) e a variação eustática (correção eustática) entre as superfícies-topo e base do pacote sedimentar estudado.

A correção eustática é realizada considerando o nível de mar de desenvolvimento do *offlap break* de cada uma dessas superfícies. Contudo, as superfícies estratigráficas consideradas para a modelagem das sequências sedimentares do Plio-Quaternário (superfícies H8 e S1) não possuem uma idade precisa, que é somente estabelecida após a realização das simulações estratigráficas que objetivam a estimativa de idade das superfícies H8 e S1. Utilizando as hipóteses de idade para a superfície base das sequências do Plio-Quaternário (superfície H8) estipuladas no item *D - Hipóteses de idades de formação das superfícies H8 e S1* do capítulo *7.1.3.1) Modelo de Idade através da Correlação entre as Superfícies Identificadas com Curvas de Variação Eustática*. Considerando, então, o valor total de espaço de acomodação de 100 m (Figura 7-86) e as variações de nível de mar para cada uma das hipóteses (3.2, 2.7 e 2.4 Ma, Figura 7-87) foi possível estimar as diferentes taxas de subsidência que podem ser aplicadas na modelagem estratigráfica (Figura 7-87 e Tabela 7-11).

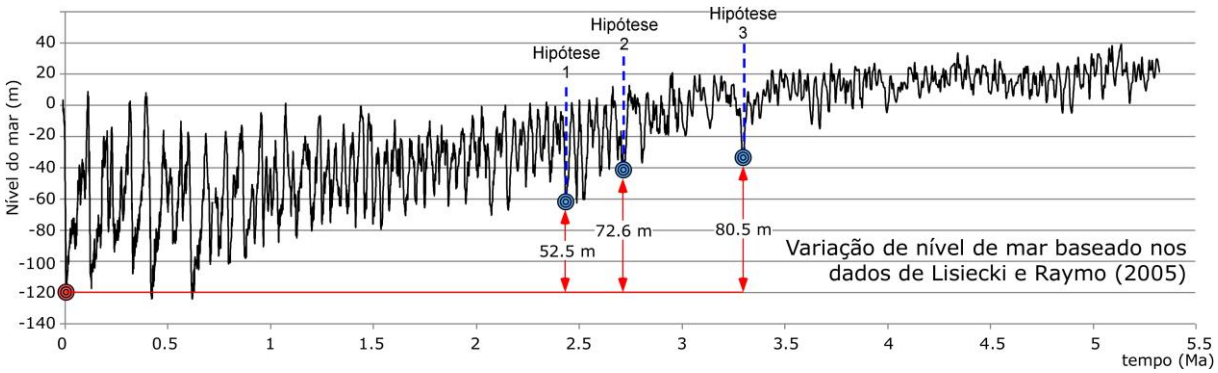


Figura 7-87 – Estimativa de variação eustática para cada hipótese de idade de desenvolvimento da superfície estratigráfica H8.

Tabela 7-11 – Estimativas de taxas de subsidência para diferentes hipóteses de idade da superfície estratigráfica H8.

Idade (Ma)	Espaço de Acomodação (m)	Correção eustática (m) (Figura 7-87)	Subsidência total (m)	Taxa de subsidência (m/my)
2.4	100	52.5	152.5	63.5
2.7		72.6	172.6	63.9
3.2		80.5	180.5	56.4

C. Cálculo da inclinação da plataforma e talude para cálculo de transporte sedimentar para o modelo estratigráfico do Plio-Quaternário

Os cálculos da inclinação da plataforma e do talude são utilizados para a estimativa dos coeficientes de difusão e transporte de sedimentos. Como já explicado anteriormente, o programa de modelagem estratigráfica *Dionisos* fornece automaticamente os coeficientes de difusão através dos valores de descarga d'água e inclinação da plataforma e talude de cada superfície estratigráfica que limitam as sequências sedimentares modeladas (Figura 7-88 e Tabela 7-12).

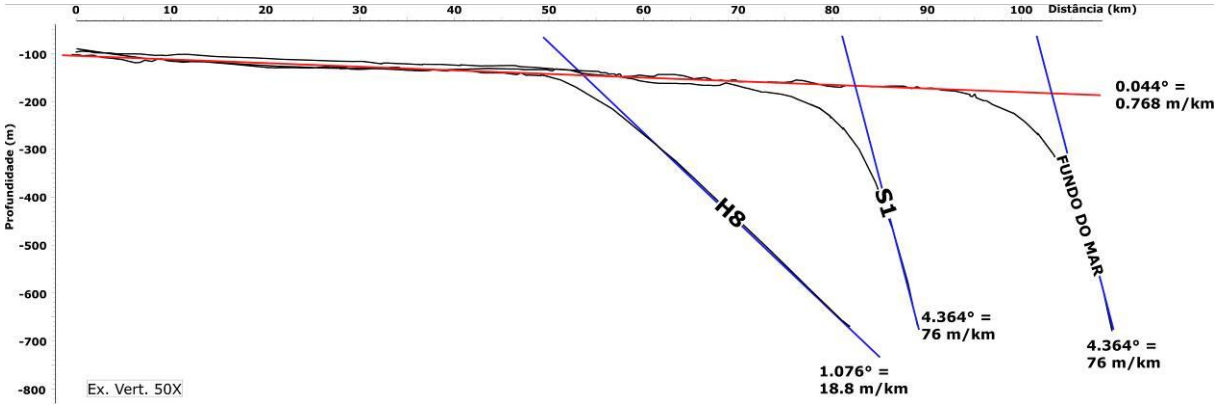


Figura 7-88 – Inclinações da plataforma e talude continentais de cada superfície estratigráfica Plio-Quaternária interpretada.

Tabela 7-12 – Resumo dos ângulos de inclinação da plataforma e do talude das superficies S1 e H8 e os possíveis coeficientes de difusão.

	Ângulo da plataforma	Ângulo do talude	Coeficientes de difusão (argila/areia)
S1	0.768 m/km	76 m/km	$C_{continental}$ = 420/187 M_{arinho} = 6.35/1.27
H8		18.8 m/km	$C_{continental}$ = 420/187 M_{arinho} = 25.6/5.13

7.2.2) Resultados das Simulações Estratigráficas para o Intervalo Cenozóico

Os resultados apresentados neste item foram obtidos a partir das sucessivas simulações 3D da evolução das sequências sedimentares da porção norte da bacia de Santos durante o Cenozóico, mais especificamente a partir do Eoceno. Estes resultados permitiram uma melhor compreensão de como os fatores responsáveis pela construção de uma arquitetura sedimentar interagiram para o desenvolvimento da margem norte da bacia de Santos durante o período estudado. O modelo

estratigráfico final permitiu estabelecer detalhes da variação da arquitetura sedimentar, da disposição das fontes sedimentares, da variação das taxas de aporte sedimentar e de descarga d'água e do espaço de acomodação e subsidência ao longo do tempo e espaço.

7.2.2.1) Modelo Estratigráfico Final 3D Cenozóico

Inúmeras simulações estratigráficas foram realizadas utilizando diferentes parâmetros até a obtenção do modelo final descrito abaixo que se assemelha a arquitetura sedimentar das sequências interpretada nas linhas sísmicas profundas. Os parâmetros utilizados foram testados individualmente até a obtenção do modelo final que mais se adequa a arquitetura esperada. A Tabela 7-13 resume os valores dos principais parâmetros utilizados neste modelo.

A Figura 7-89 e a Figura 7-90 mostram a comparação entre a arquitetura sedimentar resultado da modelagem estratigrafica 3D e a arquitetura observada nas linhas sísmicas em duas porções da área de estudo: oeste e leste, respectivamente. As principais sequências sedimentares e suas feições marcantes puderam ser reconhecidas em ambas as porções da área de estudo. Por exemplo, a configuração progradacional das sequências SC1, SC2 e SC3 (feição progradante eocênica) na porção leste da área de estudo foram bem reproduzidas no modelo mas o alto gradiente característico da feição não pode ser observado (Figura 7-90B e C). As paleobatimetrias das superfícies H2, H3 e H4 (Figura 7-91) indicam a formação de uma feição progradante de grande extensão que preenche a morfologia em rampa existente na superfície H1 na porção leste da área de estudo (Figura 7-91).

Tabela 7-13 – Resumo dos parâmetros de entrada utilizados para o desenvolvimento do modelo estratigráfico 3D cenozóico final.

Parâmetro	Valor utilizado
Intervalo de tempo	49.5 a 0 Ma
Área modelada	430 X 350 km
Tipos de sedimentos	Entre 49.5 e 30 Ma - 40% areia e 60% argila Entre 30 e 0 Ma – 20% areia e 80% argila
Eustasia	Curva de Haq
Subsidência	Variável
Compactação: Porosidade inicial Decaimento da compactação Porosidade residual	 Areia – 40; Argila – 70 Areia – 2000; Argila – 500 Areia – 20; Argila – 10
Descarga d'água	Média de 897.9 m^3/s
Fluxo sedimentar	Média de 3081 km^3/my
Erosão	Max 1500 m/ my
Coeficiente de transporte de sedimento (K)	Continental – areia 120 km^2/ky e argila 320 km^2/ky Marinho – areia 24 km^2/ky e argila 12 km^2/ky

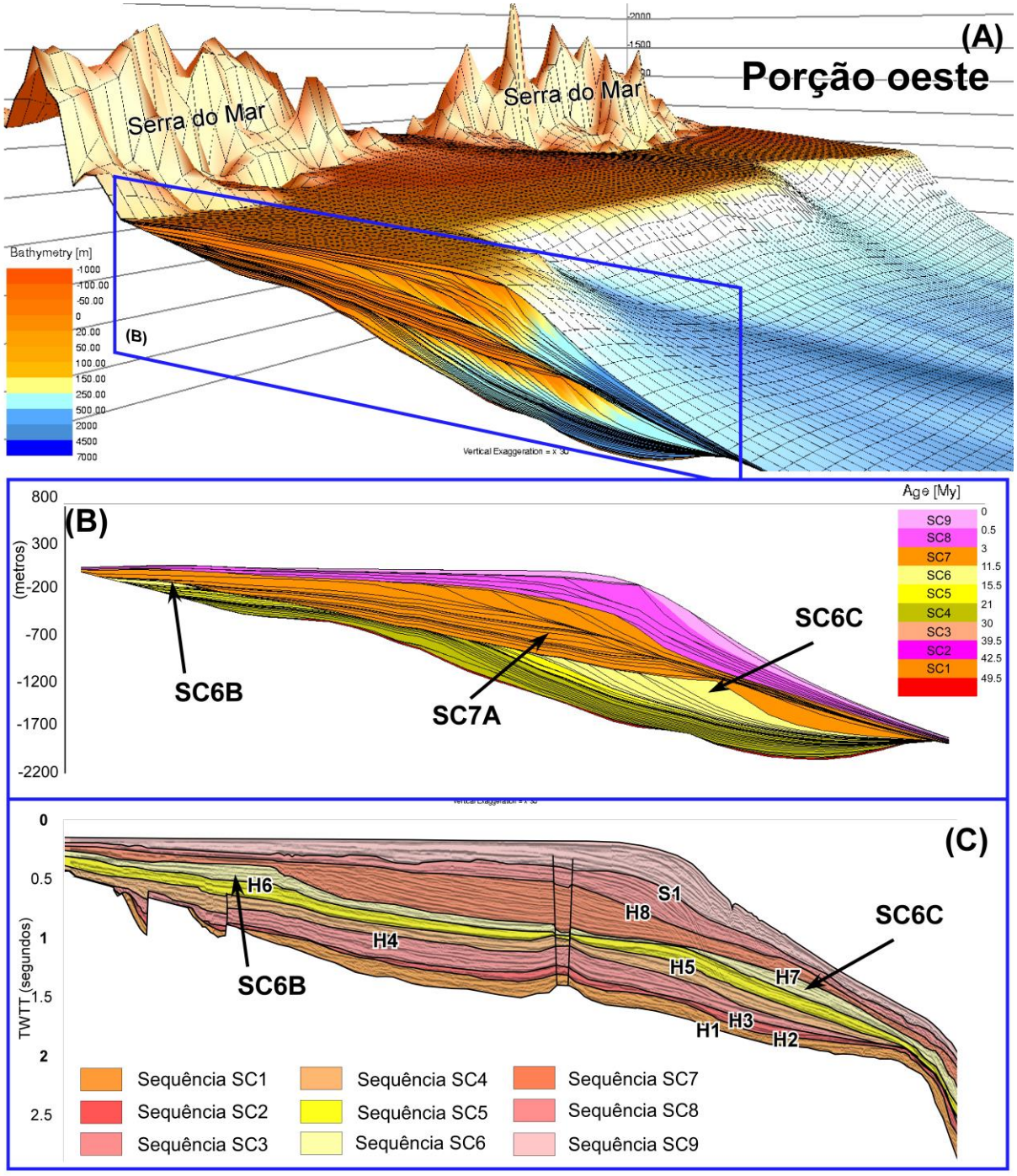


Figura 7-89 – Resultados do modelo estratigráfico 3D cenozóico: (A) Mapa batimétrico mostrando a arquitetura sedimentar interna na porção OESTE da área de estudo; (B) detalhe da arquitetura sedimentar interna do modelo estratigráfico; e, (C) arquitetura interpretada na linha de sísmica profunda (Figura 7-5) para comparação com a arquitetura modelada.

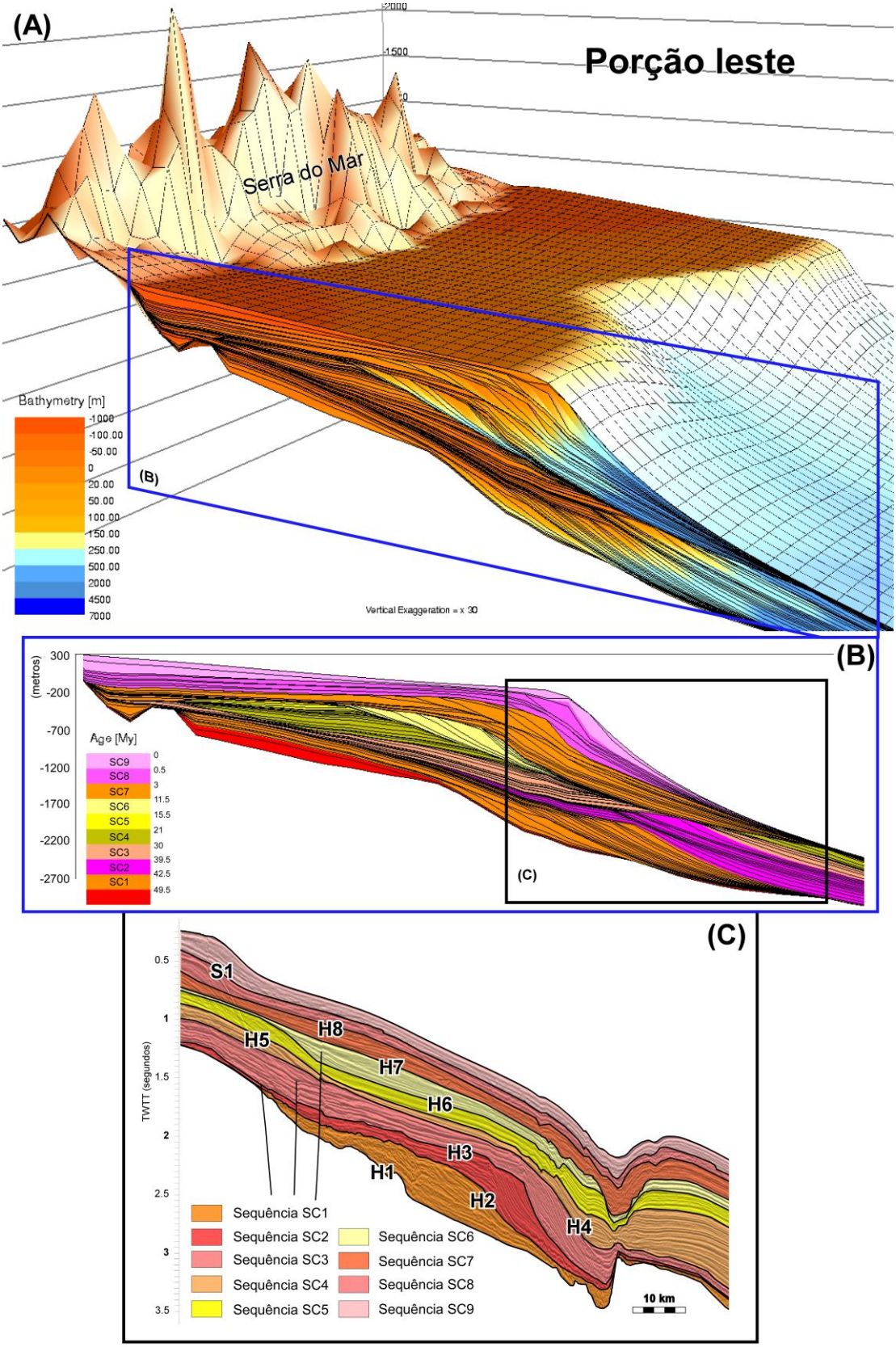


Figura 7-90 – Resultados do modelo estratigráfico 3D cenozóico: (A) Mapa batimétrico mostrando a arquitetura sedimentar interna na porção leste da área de estudo; (B) detalhe da arquitetura sedimentar interna do modelo estratigráfico; e, (C) arquitetura interpretada na linha de sísmica profunda (Figura 7-7) para comparação com a arquitetura modelada.

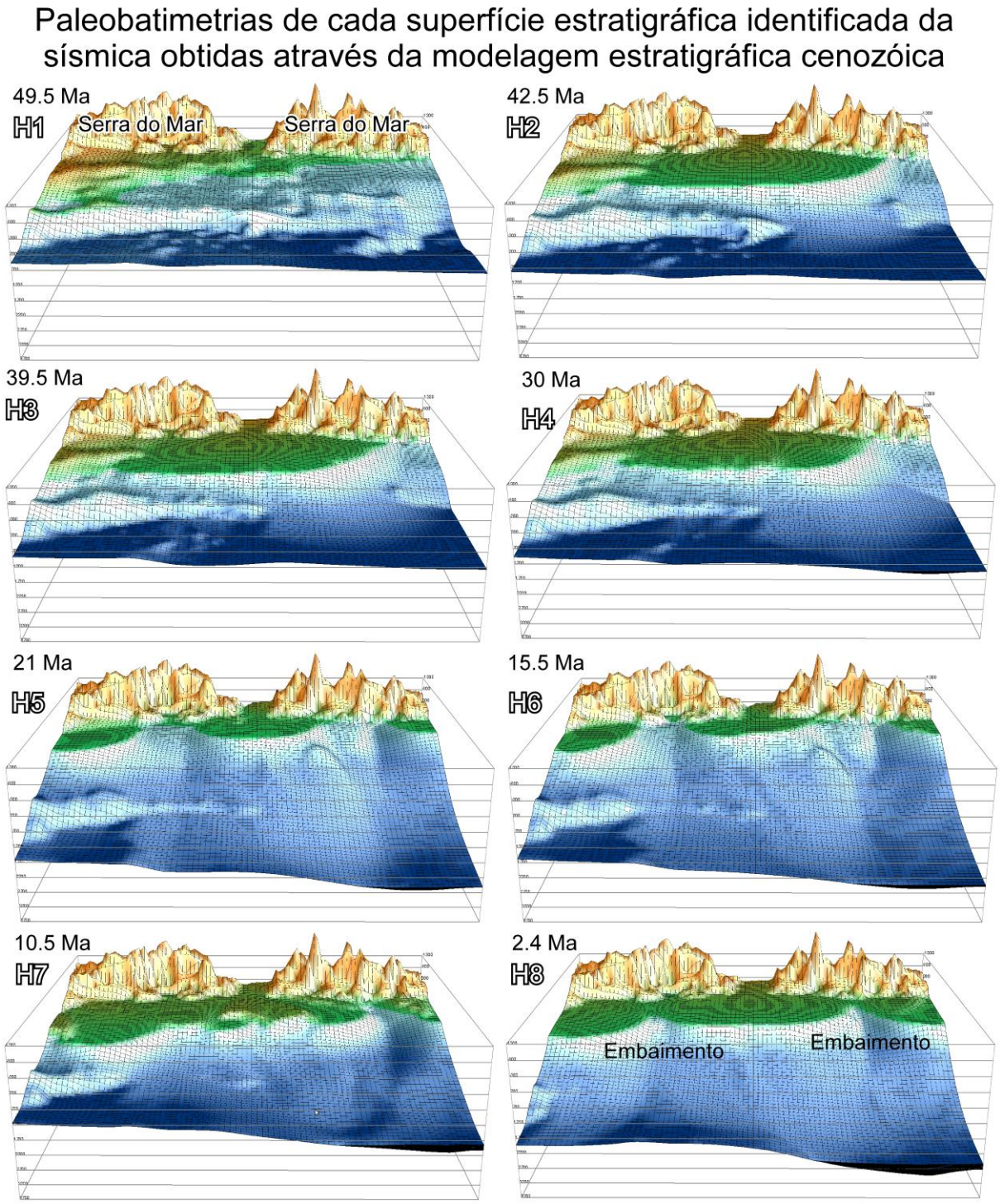
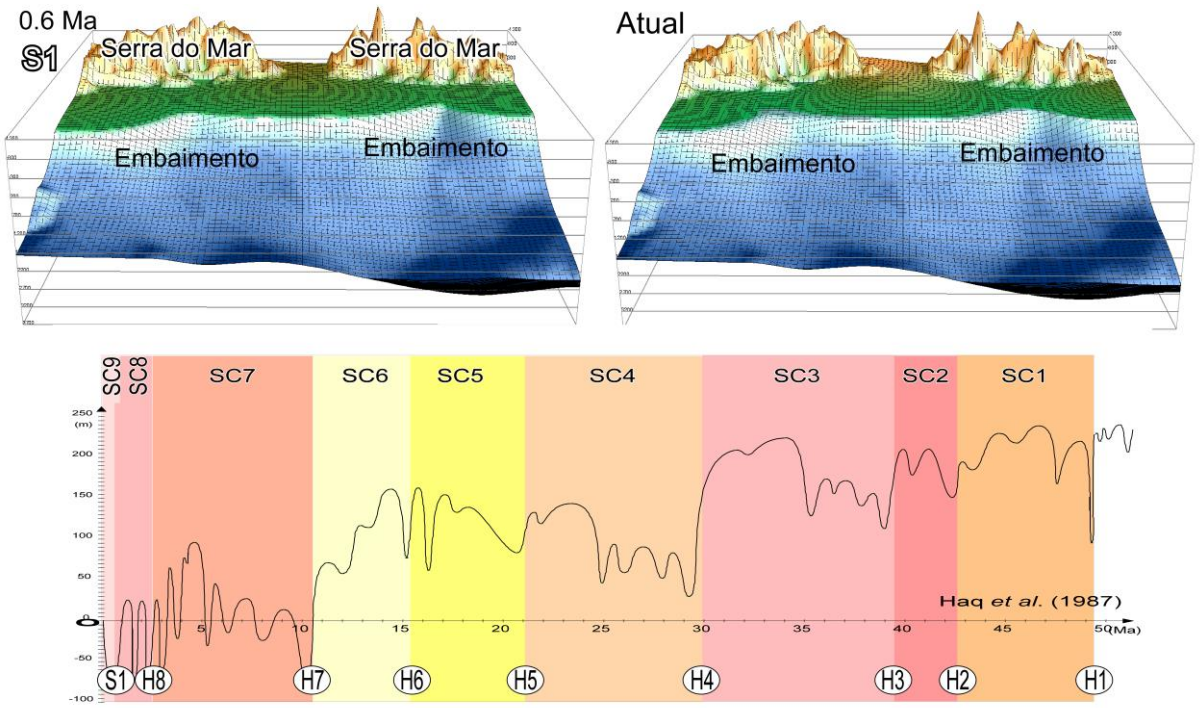


Figura 7-91 – Paleobatimetrias das diferentes superfícies estratigráficas interpretadas análise sismica, obtidas através da modelagem estratigráfica 3D cenozóica.



Continuação da Figura 7-91

As sequências SC4, SC5 e SC6 foram as sequências de mais difícil modelagem. Apesar destas sequências apresentarem uma tendência geral retrogradante (verificada nos itens *7.1.2.1) Análise da Trajetória do Offlap Break e Espessura Sedimentar das Subsequências que Compõem a Sequência SC9*, *7.1.1.4) Arquitetura Sísmica da Sequência SC4 e sua Superfície-Topo H5, 7.1.1.5) Arquitetura Sísmica da Sequência SC5 e sua Superfície-Topo H6* e *7.1.1.6) Arquitetura Sísmica da Sequência SC6 e sua Superfície-Topo H7*), elas representam sequências com expressão progradante tanto na borda de plataforma, como também nas porções mais proximais da bacia. A sequência SC6 foi especialmente bem reproduzida no modelo com a presença dos dois sistemas progradantes característicos: sistema progradante proximal, representada pela subunidade SC6B interpretada nas linhas sísmicas e; o sistema progradante de borda de plataforma, representado pela subunidade SC6C também interpretada nas linhas sísmicas (Figura 7-89). A tendência geral retrogradante é também verificada nos mapas paleobatimétricos das superfícies limitantes das sequências SC4, SC5 e SC6 (superfícies H5 e H6, Figura 7-91). Ao final da construção destas três sequências pode ainda ser observada no modelo uma grande erosão na superfície H7 referente a superfície 10.5 Ma (Figura 7-91), como também indicado na interpretação das linhas sísmicas.

As três últimas sequências (SC7, SC8 e SC9) foram as de mais fácil modelagem, por representarem sequências fortemente progradantes sem grandes variações de arquitetura dentro da

resolução da sísmica profunda (Figura 7-89C). As sequências modeladas representam muito bem as observadas nas linhas sísmicas (Figura 7-89B, C, Figura 7-90B e C). Uma outra feição de destaque no desenvolvimento destas ultimas três sequências reproduzida no modelo são os sistemas sedimentares relacionados ao inicio do desenvolvimento da sequência SC7, representados nas linhas sísmicas por parte da subunidade SC7A, caracterizado por sistemas com terminações em *onlap* contra a superfície H7 (Figura 7-4 e Figura 7-89B). Os mapas paleobatimétricos das superfícies que representam os limites das sequências SC7, SC8 e SC9 indicam que a morfologia atual é remanescente de, pelo menos, o desenvolvimento da superfície H8, onde podem ser observados os embaiamentos característicos da morfologia atual (Figura 7-91).

7.2.2.2) Variação da Taxa de Aporte Sedimentar Durante o Cenozóico

Os resultados da modelagem estratigráfica final das sequências sedimentares cenozóicas possibilitaram a identificação de três principais fontes de aporte sedimentar nos últimos 49.5 Ma (Figura 7-92). A localização destas três fontes também foi possivel a partir da interpretação das feições sedimentares durante a etapa de análise sísmica como descrito no item *7.1.4.5) Interpretação das Principais Posições de Fontes Sedimentares a partir dos Dados Disponíveis*.

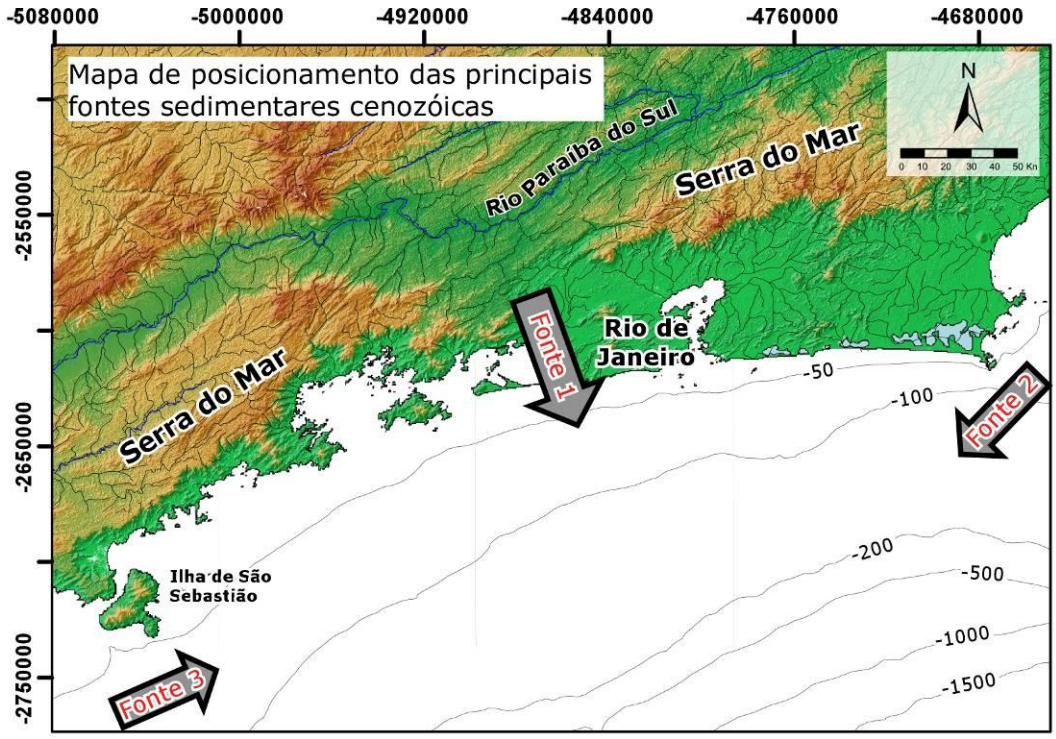


Figura 7-92 – Mapa de localização das principais fontes sedimentares existentes durante o desenvolvimento das sequências sedimentares dos últimos 49.5 Ma.

Através das inúmeras simulações estratigráficas, foi possível estabelecer a variação da taxa de aporte sedimentar ao longo do desenvolvimento das sequências sedimentares. O gráfico da Figura 7-93 indica um aumento significativo de aporte sedimentar nos últimos 5-10 Ma (desenvolvimento das sequências SC7, SC8 e SC9), chegando a atingir um valor 8 vezes maior quando comparado à taxa existente no período 49.5 Ma. A análise das condições de aporte sedimentar em cada fonte sedimentar identificada mostra que houve uma migração dos principais pontos de descarga de sedimentos na bacia ao longo do tempo (Figura 7-94). A fonte sedimentar 1, situada em um corredor morfológico que isola duas porções da cadeia de montanhas da Serra do Mar (Figura 7-92 e Figura 7-94), representa a principal fonte durante todo o período estudado. Podem ser observados dois principais períodos de aumento da taxa de aporte sedimentar na fonte sedimentar 1: o primeiro referente ao período entre 49.5 e 30 Ma (relacionado às três primeiras sequências sedimentares SC1, SC2 e SC3) quando o aporte é 2 vezes maior que durante a formação das duas sequências subsequentes; e o segundo período é referente às sequências mais jovens (sequências SC8 e SC9), como observado no gráfico de aporte sedimentar total (Figura 7-94). A fonte sedimentar 2, situada na porção leste da área de estudo, mostra um aumento aproximadamente exponencial de aporte sedimentar, também observado no gráfico do aporte sedimentar total, mostrando uma taxa de aporte próximo a zero entre 49.5 e 30 Ma e 7000 km^3/my atualmente (Figura 7-94). Já a fonte sedimentar 3, situada na porção oeste da área de estudo, apresenta um aumento aproximadamente linear de fluxo sedimentar, indicando uma taxa sedimentar próximo a zero durante o período entre 49.5 e 30 Ma ao máximo de 1500 km^3/my atualmente (Figura 7-94).

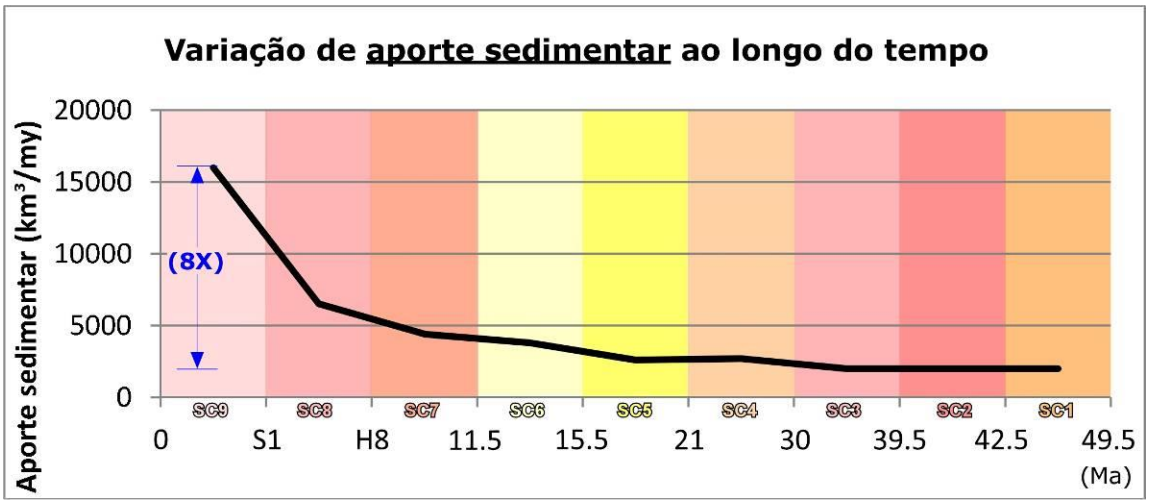


Figura 7-93 – Variação da taxa de aporte sedimentar total ao longo do tempo obtida a partir da modelagem estratigráfica das sequências sedimentares cenozoicas da porção norte da bacia de Santos.

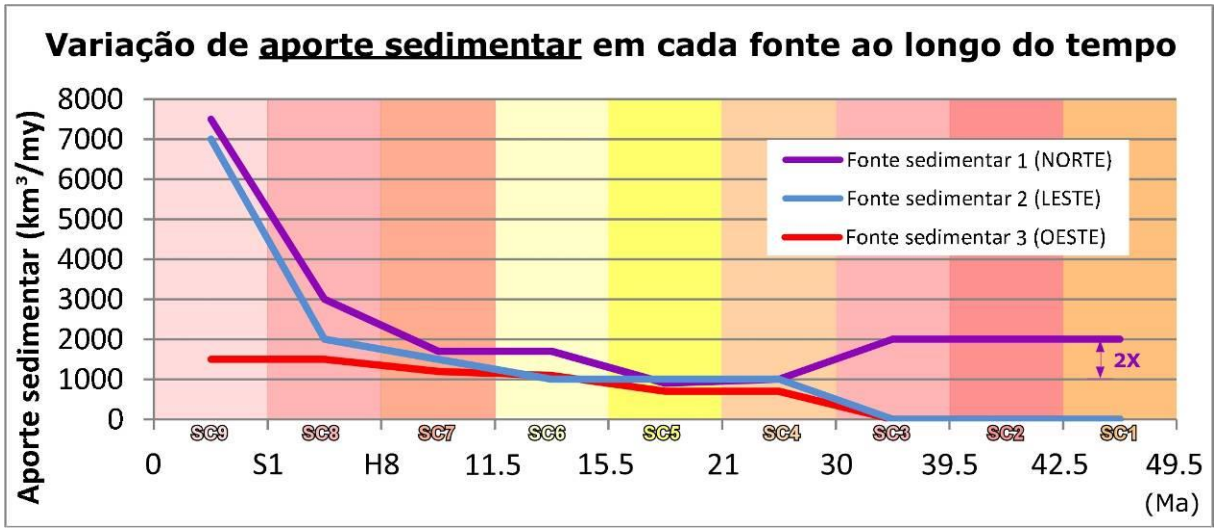


Figura 7-94 – Variação da taxa de aporte sedimentar nas três fontes sedimentares identificadas obtida a partir da modelagem estratigráfica das sequências sedimentares cenozoicas da porção norte da bacia de Santos.

7.2.2.3) Variação da Taxa de Descarga D'água Durante o Cenozóico

A partir dos resultados obtidos no modelo estratigráfico cenozóico final foi possível também estabelecer a variação da taxa de descarga d'água ao longo do tempo. No gráfico de descarga d'água associada a cada fonte sedimentar (Figura 7-95) também foi observado um grande volume de descarga durante o desenvolvimento das sequências SC1, SC2 e SC3, com a máxima descarga (de mais de 250 m^3/s) vinda da fonte sedimentar 1, localizada no setor norte da área de estudo (Figura 7-95). A partir do período de desenvolvimento da sequência SC4 (a partir de aproximadamente 30 Ma) até o Recente a descarga d'água na fonte sedimentar 1 não apresenta grande variações, apenas com uma ligeira diminuição da descarga d'água de 150 m^3/s na sequência SC4 para aproximadamente 110 m^3/s na sequência SC9. Na fonte sedimentar 2 foi observado um ligeiro aumento da taxa de descarga d'água durante o desenvolvimento das duas últimas sequências sedimentares interpretadas (SC8 e SC9) chegando a um máximo de 180 m^3/s (Figura 7-95). Já a fonte sedimentar 3 apresenta uma variação na taxa de descarga d'água similar a da fonte 1, com exceção do período de desenvolvimento da feição progradante eocênica (sequências SC1, SC2 e SC3, entre 49.5 e 30 Ma), quando a fonte sedimentar não existia.

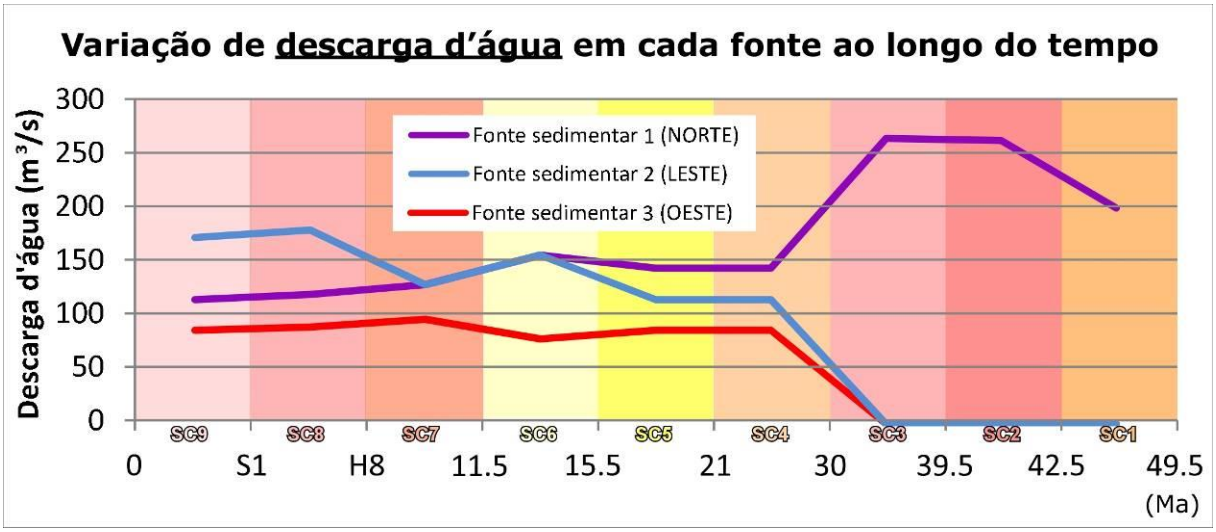


Figura 7-95 – Variação da taxa de descarga fluvial em cada fonte sedimentar identificada obtida a partir da modelagem estratigráfica das sequências sedimentares cenozoicas da porção norte da bacia de Santos.

7.2.2.4) Variação da Taxa de Subsidência Durante o Cenozóico

O modelo estratigráfico final cenozóico permitiu a elaboração de gráficos de subsidência, obtidos em função da relação entre o espaço de acomodação criado e a variação eustática (curva de Haq).

Os mapas de valor do total de subsidência obtidos a partir da modelagem estratigráfica das sequências sedimentares cenozóicas (Figura 7-96) mostram a evolução da subsidência no tempo e no espaço na região da plataforma e talude continentais[7].

O mapa do valor total de subsidência nos últimos 49.5 Ma, indica uma maior criação de espaço de acomodação (considerando que a variação eustática é a mesma para toda a área de estudo) na porção leste da área de estudo, e também ao longo da área de formação da maioria dos principais sistemas progradacionais da sucessão sedimentar estudada (Figura 7-96). Nestes mapas é possível observar a área de maior valor de subsidência passa de localizada na porção leste entre o períodos de 49.5 e 30 Ma, a mais expandida ao longo do talude e bacia da área de estudo entre 30 e 10.5 Ma, mesmo que a maior subsidência na porção leste ainda seja observada. Já nos últimos 10.5 Ma a plataforma e talude continentais passam a sofrer fraca influência de subsidência quando comparada a subsidência nos períodos anteriores, com maior influência na porção oeste, com maior criação de espaço de acomodação (Figura 7-96).

[7] A subsidência obtida através da modelagem estratigráfica representa qualquer movimento vertical da base do pacote sedimentar estudado, incluindo os movimentos relacionados à halocinese.

Os valores de subsidência utilizados para a confecção do gráfico da Figura 7-97 foram estimados através da média de subsidência na plataforma/talude (foco de estudo deste trabalho) da área de estudo (Figura 7-97), não sendo considerados os valores de subsidência obtidos na bacia (área limitada pela cota batimétrica atual de 2100 m e a área de modelagem estratigráfica). O gráfico da Figura 7-97 indica um forte aumento da subsidência durante o desenvolvimento das sequências SC3 e SC4 (entre 39.5 e 30 Ma) com uma diminuição gradacional até a sequência mais recente SC9 (Figura 7-97).

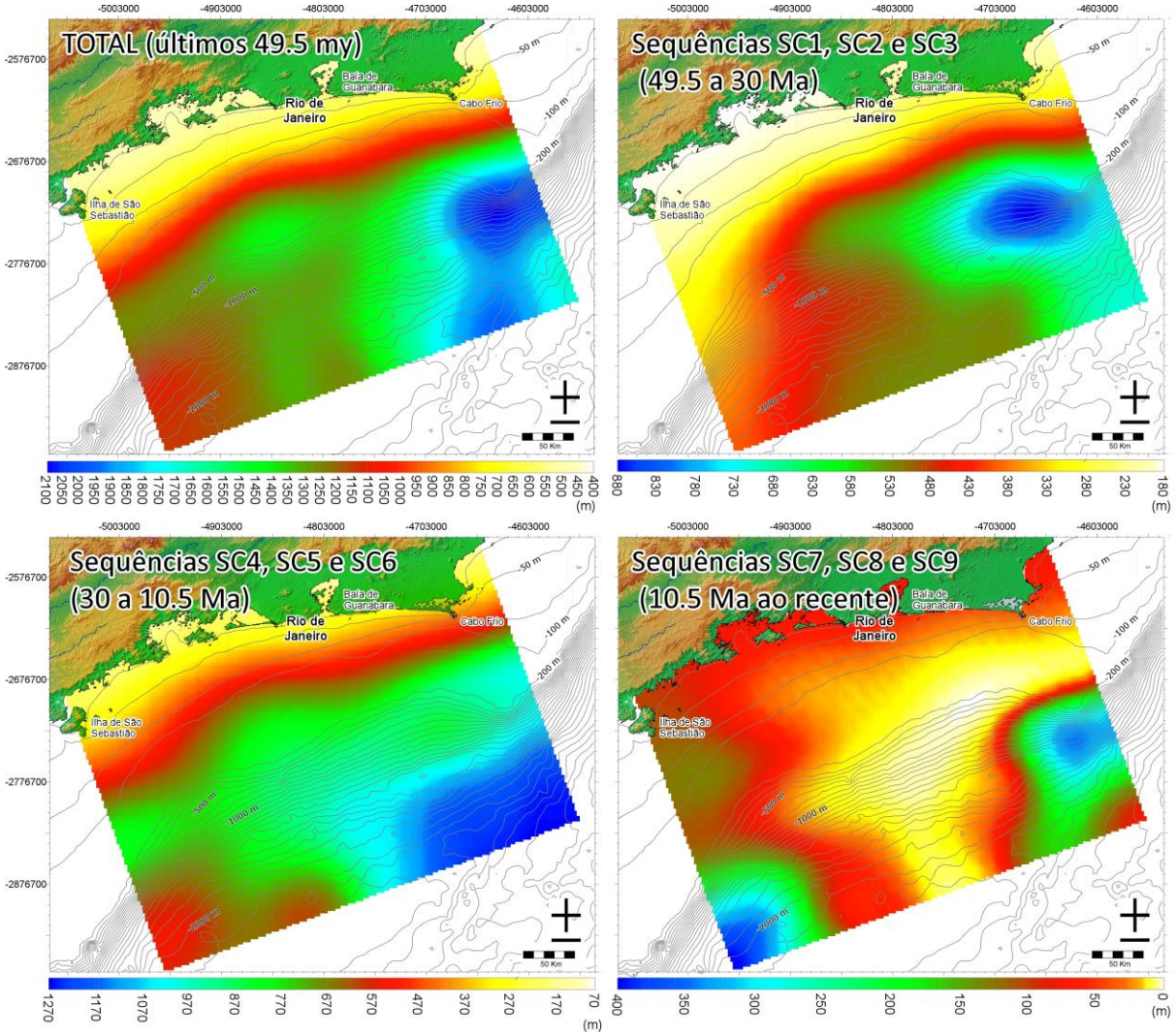


Figura 7-96 – Mapas de valor total de subsidência durante o período de desenvolvimento de diferentes grupos de sequências.

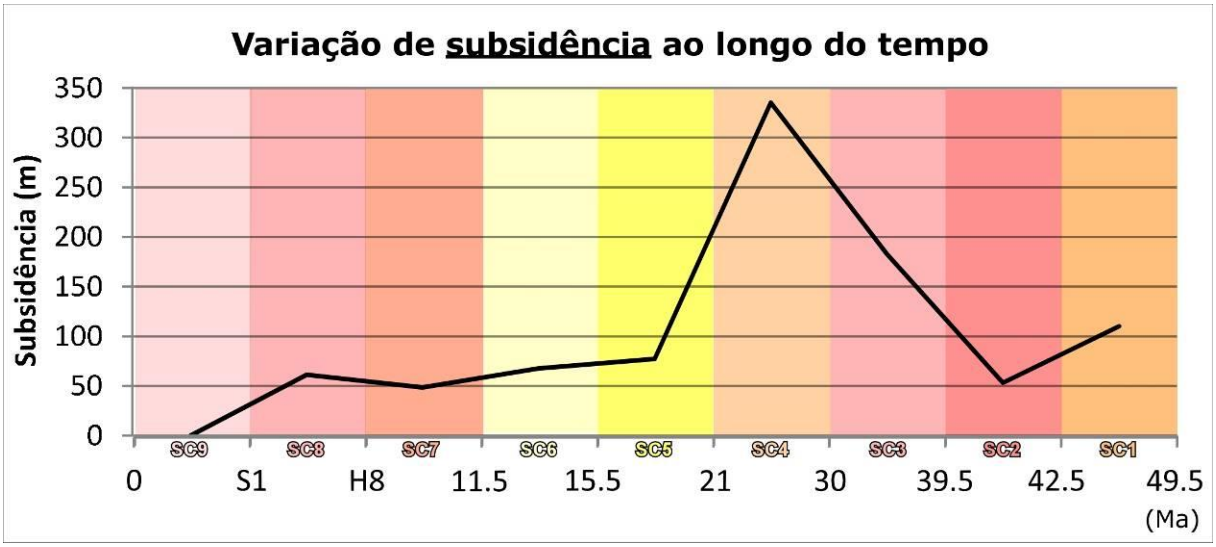


Figura 7-97 – Variação da quantidade de subsidência em cada sequência sedimentar, obtida a partir da média na plataforma e talude continentais e obtida a partir da modelagem estratigráfica das sequências sedimentares cenozoicas da porção norte da bacia de Santos.

7.2.3) Resultados das Simulações Estratigráficas de Maior Detalhe em Intervalos de Interesse: Eoceno e Plio-Quaternário

Modelos estratigráficos 2D foram construídos em determinados intervalos de interesse que representam períodos de formação de importantes feições observadas na porção norte da bacia de Santos. Estes modelos objetivam um melhor detalhamento da construção sedimentar desenvolvida nos diferentes períodos. O primeiro modelo faz referência à marcante feição progradante desenvolvida durante o Eoceno Médio e interpretada nas linhas de sísmica profunda (item *7.1.1) Análise das Linhas de Sísmica Profunda*). O segundo modelo faz referência a toda construção sedimentar Plio-Quaternária interpretada nas linhas sísmicas de alta resolução (item *7.1.2) Análise das Linhas de Sísmica de Alta Resolução*), onde foram observadas grandes mudanças na arquitetura sedimentar ao longo do tempo.

7.2.3.1) Resultados das Simulações Estratigráficas do Intervalo Eoceno

A simulação estratigráfica da feição progradante eocênica foi realizada a fim de melhor compreender o mecanismo de subsidência e as variações na taxa de aporte sedimentar atuantes durante o desenvolvimento das sequências SC1, SC2 e SC3, que compõem o Conjunto A.

A simulação da feição progradante eocênica foi realizada em 2D considerando uma área de 75 km de extensão. A linha sísmica escolhida para a realização da simulação 2D está posicionada no centro da área de desenvolvimento da feição progradante (Figura 7-81). Para a modelagem estratigráfica foram consideradas somente as três sequências que compõem a feição (SC1, SC2 e SC3) depositadas no intervalo entre 49.5 e 30 Ma (Figura 7-81).

Os resultados das simulações estratigráficas no intervalo Eoceno têm como objetivo:

A) o teste dos diferentes valores de subsidência obtidos através de (i) estimativas a partir do espaço de acomodação e, (ii) a subsidência estimada pelo trabalho de Contreras *et al.* (2010), que possui valores concretos de taxa de subsidência ao longo do tempo;
B) o teste de aplicação da curva de variação eustática de Haq em modelos em escalas de temporais de milhões a dezenas de milhões de anos;
C) a obtenção das variações dos parâmetros principais responsáveis pela construção de uma margem (aporte sedimentar e subsidência).

A. Teste de subsidência

Os primeiros testes realizados objetivaram a estimativa da taxa de subsidência mais adequada para o desenvolvimento da arquitetura deposicional da feição progradante eocênica. Para o teste de subsidência foram utilizadas dois tipos de subsidência: subsidência constante calculada através do espaço de acomodação medido no perfil 2D, resultado da interação da variação do nível de mar, subsidência e compactação (explicado no item *7.2.1.5) Estimativas e Cálculos de Aporte Sedimentar e Espaço de Acomodação para a Realização do Modelo Estratigráfico do Feição Progradante Eocênica)*; e, as taxas de subsidência obtidas a partir do trabalho de Contreras *et al.* (2010).

Simulações estratigráficas utilizando a subsidência calculada para a feição progradante eocênica

A partir dos resultados das simulações estratigráficas utilizando a subsidência calculada a partir da linha sísmica foi observada que a subsidência que demonstra o melhor resultado apresenta 90% do valor da subsidência calculada nos itens anteriores. A simulação estratigráfica final que utiliza a subsidência aqui estimada é mostrada no item *Modelo estratigráfico final da feição progradante* eocênica.

Simulações estratigráficas testando as subsidências obtidas no trabalho de Contreras et al. (2010)

O trabalho de Contreras *et al.* (2010) utiliza a interpretação sísmica e modelagem de subsidência para construir gráficos de subsidência que variam ao longo do tempo e ao longo de linhas sísmicas em diferentes locais da margem sul-sudeste brasileira. Os resultados de subsidência referentes ao sul da bacia de Santos e o da bacia de Campos, mais próximos da região norte da bacia de Santos, foram utilizados como referência para dois testes de subsidência.

O primeiro teste foi realizado com a subsidência relativa à porção sul da bacia de Santos. Os valores atribuídos à subsidência total ao longo do perfil são de difícil modelagem, por isso, foi utilizada a equação que representa a linha de tendência linear destes valores. A simulação (Figura 7-98) demonstrou que grande parte do desenvolvimento da feição progradante apresenta altitudes de mais de 1000 m demonstrando que a criação de espaço de acomodação não foi suficiente e que a subsidência foi subestimada. Esta afirmação nos leva a crer que a subsidência obtida para o sul da bacia de Santos no artigo de Contreras *et al.* (2010) não pode ser aplicada na porção norte da bacia de Santos.

Do mesmo modo que a subsidência da porção sul da bacia de Santos, foi obtida a equação linear que representa a variação da subsidência total do período de desenvolvimento da feição progradante ao longo de um perfil da margem. Através da simulação desta subsidência (Figura 7-98) pode-se concluir que o comportamento da subsidência das porções norte e sul da bacia de Santos é bastante diferente do comportamento da subsidência da bacia de Campos, que, de acordo com os gráficos de Contreras *et al.* (2010), apresenta uma inversão da subsidência que aumenta em direção ao continente.

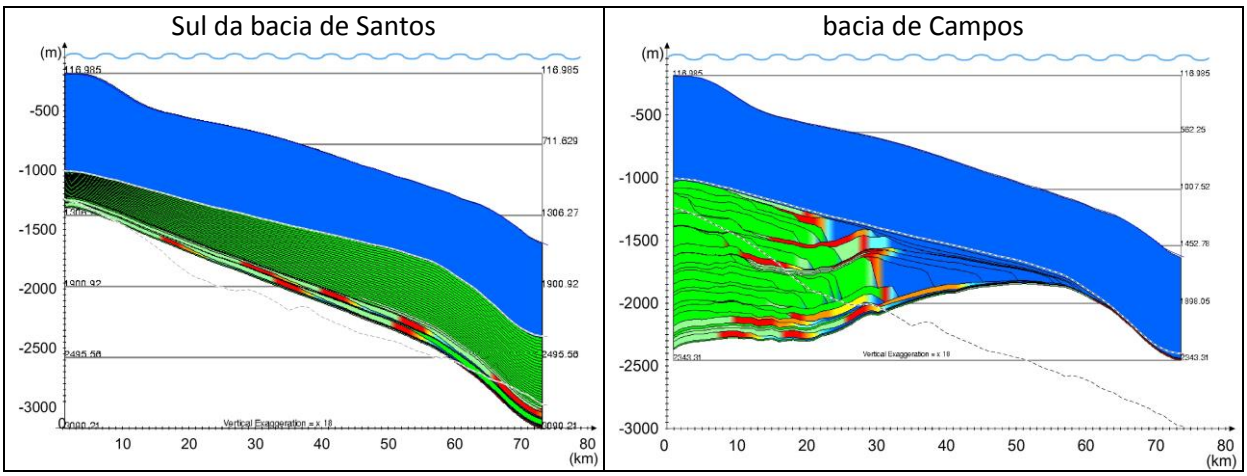


Figura 7-98 – Simulações da evolução estratigráfica entre 49.5 e 30 Ma utilizando as subsidências obtidas no artigo de Contreras *et al.* (2010).

B. Teste da curva de variação eustática de Haq

Neste item, a curva de Haq foi testada a fim de se provar que a sua aplicação em modelagens estratigráficas em escalas temporais de milhões a dezenas de milhões de anos é capaz de reproduzir as principais sequências sedimentares observadas em interpretações sísmicas. A Figura 7-99 representa a simulação estratigráfica utilizando subsidência e aporte sedimentares constantes e curva eustática de Haq. A imagem indica que a simulação simples da feição progradante eocênica utilizando a curva eustática de Haq é capaz de reproduzir as três sequências observadas na interpretação sísmica, o que nos leva a concluir que a curva de Haq pode ser facilmente aplicada à simulação na escala temporal eocênica, apesar da arquitetura em detalhe não corresponder à arquitetura sedimentar observada na interpretação sísmica já que outros fatores, como variação de subsidência, de aporte sedimentar e de descarga d'água, também são responsáveis pela construção das sequências sedimentares que compõem a feição progradante eocênica.

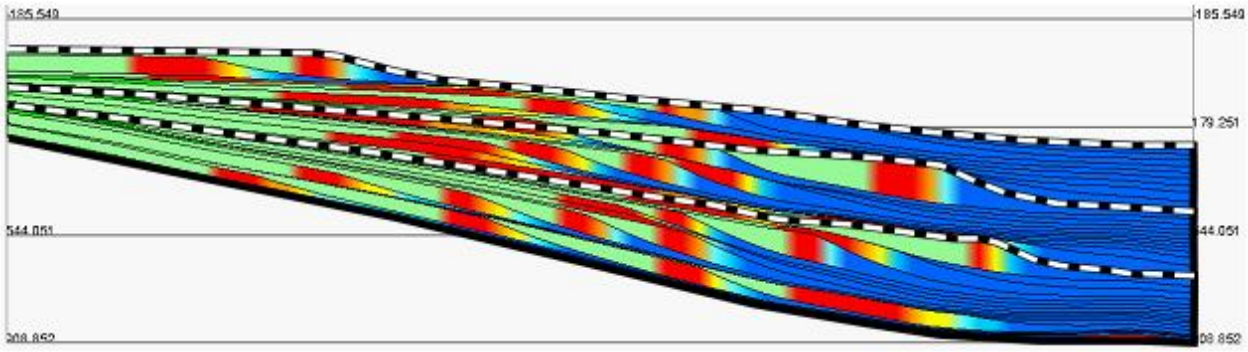


Figura 7-99 – Simulação estratigráfica utilizando subsidência e aporte sedimentares constantes e a curva de variação eustática de Haq.

C. Modelo estratigráfico final da feição progradante eocênica

A ultima bateria de simulações teve o objetivo de ajustar os parâmetros de base, principalmente a variação de aporte sedimentar, a fim de se obter a arquitetura mais similar possível com a observada na linha sísmica utilizada como base. Para isso foram utilizados os parâmetros de base listados na Tabela 7-14.

A partir do modelo estratigráfico final foi possível evidenciar as mesmas sequências e subunidades que compõem a feição progradante eocênica (Figura 7-100). Assim como o modelo estratigráfico 3D cenozóico, a arquitetura progradacional da feição progradante composta pelas sequências SC1, SC2 e SC3 foi muito bem reproduzida no modelo estratigráfico 2D. Neste último

modelo foi ainda possível reproduzir os altos gradientes característicos destes sistemas sedimentares, mesmo se considerando a subsidência constante ao longo do tempo. Contudo, algumas diferenças arquiteturais, como as espessuras observadas nas subunidades SC2A e SC3A, podem ser devidas exatamente a esta subsidência constante. Todas as características das sequências SC1, SC2 e SC3 foram muito bem reproduzidas neste modelo, com exceção dos depósitos de movimento de massa, já que estes não foram modelados.

Tabela 7-14 – Tabela com os valores de cada parâmetro inserido na modelo estratigráfico final da feição progradante eocênica.

Parâmetro	Valor utilizado
Intervalo de tempo	49.5 a 30 Ma
Comprimento do perfil	75 km
Tipos de sedimentos	40% areia e 60% argila
Eustasia	Curva de Haq*
Subsidência	Constante ao longo do tempo e variável no espaço (com mínimo total sobre a plataforma de 300 m e de 1000 m na bacia)
Compactação: Porosidade inicial Decaimento da compactação Porosidade residual	 Areia – 49; Argila – 63 Areia – 2000; Argila – 500 Areia – 20; Argila – 0
Descarga d'água	Média de 3.34 m^3/s
Fluxo sedimentar	Média de 3.5 km^3/my
Erosão	Max 1500 m/ my
Inclinação da superfície (cálculo do coeficiente de transporte de sedimento - K)	Plataforma - 1 m/km Talude - 50 m/km
Slope failure	Não utilizado

Variação da taxa de aporte sedimentar ao longo do desenvolvimento da feição progradante eocênica

Através das simulações estratigráficas foi possível, utilizando valores constantes de subsidência e descarga fluvial, traçar um panorama da variação do aporte sedimentar durante o intervalo de tempo de desenvolvimento da feição progradante eocênica. A partir do modelo estratigráfico final foi possível construir um gráfico de variação de aporte sedimentar ao longo do tempo que sugere que o aporte sedimentar aumentou drasticamente no período de desenvolvimento da feição progradante (Figura 7-101). Contudo, pode ser observado dois períodos onde a taxa de aporte sedimentar é baixa, relacionados, possivelment, ao volume sedimentar concentrado nos depósitos de movimentos de massa, já que estes não foram modelados.

7.2.3.1) Resultados das Simulações Estratigráficas do Intervalo Eoceno

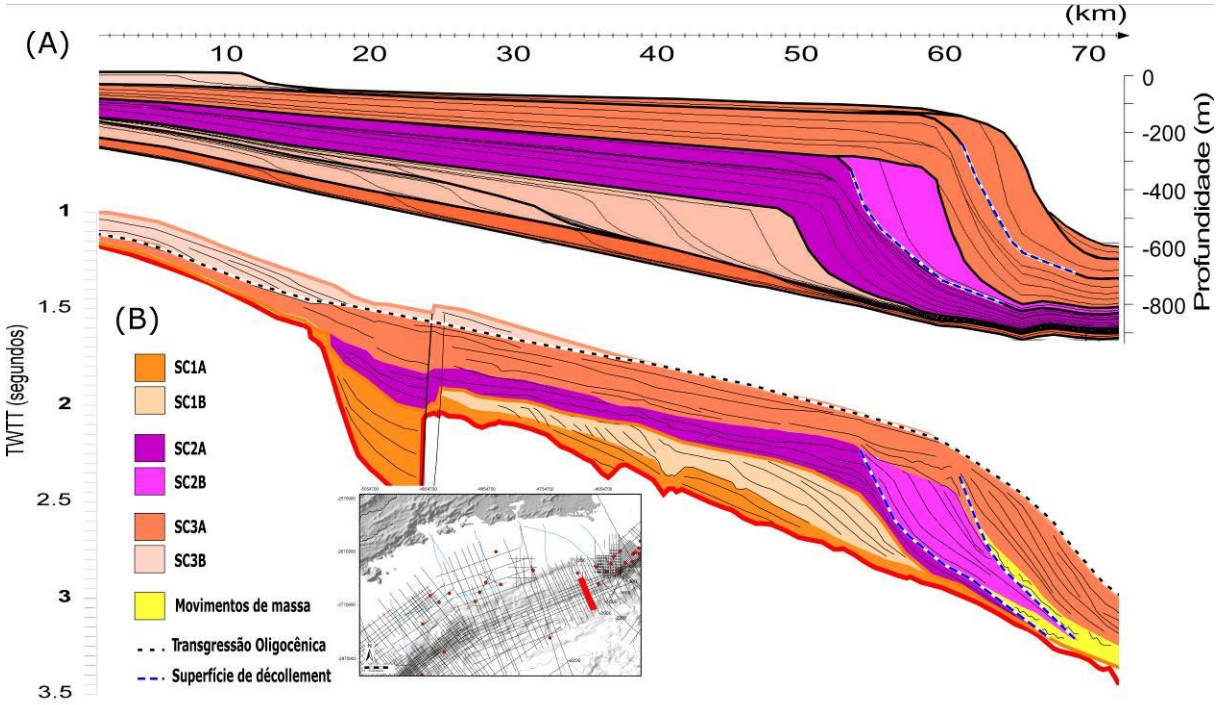


Figura 7-100 - (A) Modelo estratigráfico 2D final da feição progradante eocênica baseada na (B) linha sísmica localizada na porção extremo leste da área de estudo.

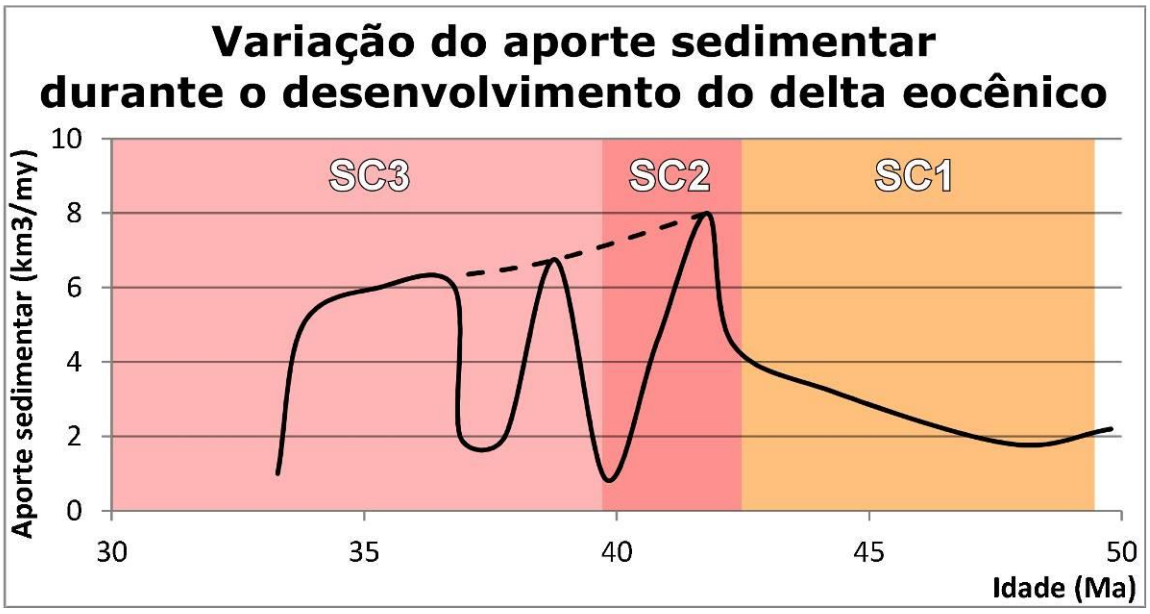


Figura 7-101 – Gráfico da variação da taxa de aporte sedimentar obtido a partir do modelo estratigráfico 2D da feição progradante eocênica.

7.2.3.2) Resultados das Simulações Estratigráficas do Intervalo Plio-Quaternário

As simulações estratigráficas realizadas durante o Plio-Quaternário tiveram como objetivo geral uma melhor compreensão dos fatores que influenciaram na construção sedimentar das sequências plio-quaternárias, como as variações das taxas de aporte sedimentar e descarga fluvial e de subsidência. Para a construção de um modelo estratigráfico capaz de reproduzir a arquitetura sedimentar interpretada nas linhas sísmicas, foi necessária uma série de testes objetivando:

- A estimativa das idades das superfícies limites das sequências SC7, SC8 e SC9 (como explicado no item de *7.1.3.1) D-Hipóteses de idades de formação das superfícies H8 e S1*), através da construção de modelos de idade para as superfícies H8 e S1.
- Obtenção das variações dos parâmetros principais responsáveis pela construção de uma margem (aporte sedimentar e subsidência) através da construção de modelo estratigráfico que reproduza a arquitetura sedimentar interpretada na linha sísmica de alta resolução das sequências SC8 e SC9 (Figura 7-43), utilizando como base do desenvolvimento sedimentar a superfície H8, base da sequência SC8.

A. Modelo de idade para a superfície H8

O modelo estratigráfico que visa a determinação da idade da superfície H8 foi construído utilizando parâmetros constantes de aporte sedimentar e subsidência e a curva de variação eustática baseada nos dados isotópicos de Lisiecki et Raymo (2005). Este método permite verificar se a arquitetura sedimentar observada nas linhas sísmicas pode ser construída mesmo mantendo-se todos os parâmetros constantes.

A partir do modelo estratigráfico construído entre 5.2 e 0.43 Ma, utilizando parâmetros constantes e a curva de Lisiecki, foi possível identificar características arquiteturais similares às observadas nas linhas sísmicas. A diferença marcante de arquitetura sedimentar entre a sequência SC7 (caracterizada por clinoformas oblíquas fortemente progradantes) e SC8 (caracterizada por um complexo de clinoformas oblíquas-sigmoidais apresentando unidades tanto progradantes como agradantes), pode também ser observado no modelo (Figura 7-102). Além disso, a presença frequente de especificas feições sedimentares de borda de plataforma (círculos vermelhos na Figura 7-102) são evidências adicionais para o afirmação de que o horizonte de idade 2.4 Ma indicada no modelo estratigráfico parece, dentre as três hipoteses anteriormente definidas (2.4, 2.7 e 3.2 Ma), corresponder a superfície H8 interpretada nas linhas sísmicas (Figura 7-102).

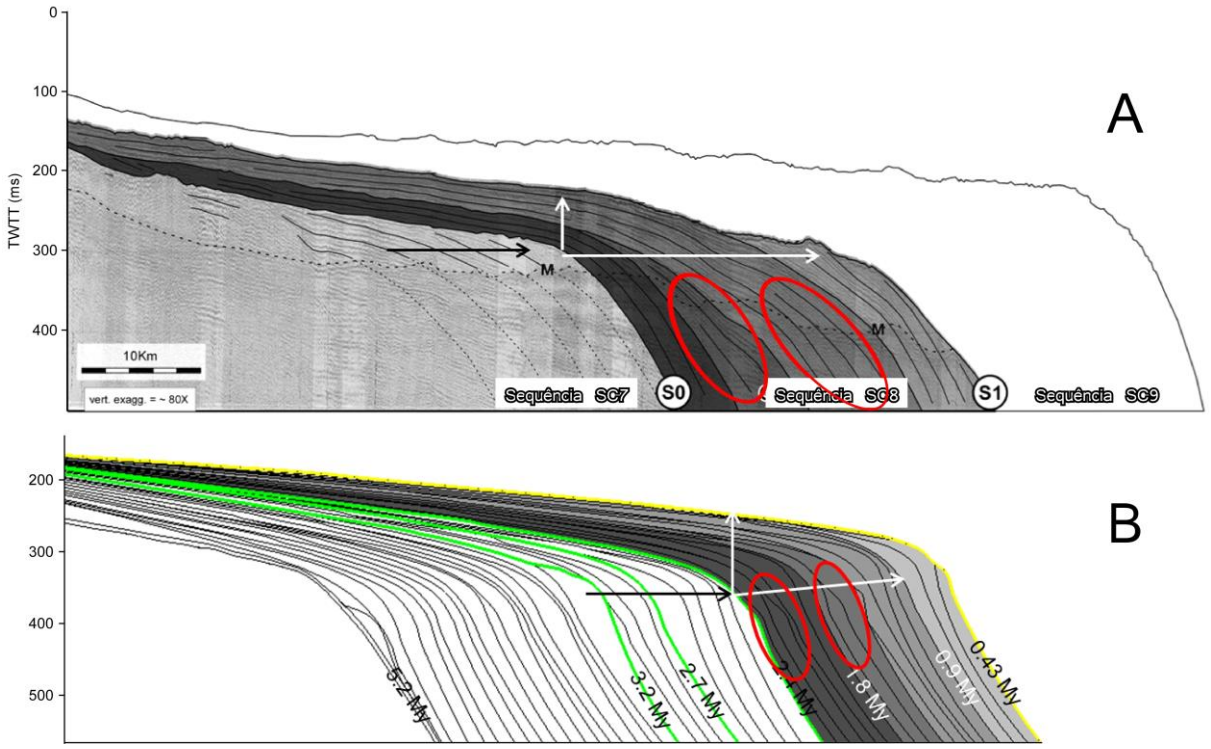


Figura 7-102 – Comparação entra a interpretação dao linha sísmica e a simulação estratigráfica 2D entre 5.2 e 0.43 Ma, indicando a possível idade da superfície estratigráfica H8, 2.4 Ma. As setas indicas o sentido de construção sedimentar (progradação ou agradação) e os círculos vermelhos indicam a comparação de feições sedimentares observadas nas linha sísmicas e reconhecidas no modelo estratigráfico.

B. <u>Modelo de idade para a superfície S1</u>

Para a determinação da idade da superfície estratigráfica S1, foi construído um modelo utilizando um embasamento inicial do modelo teórico, com um aporte sedimentar constante de 5 m^3/s, subsidência total média 112.5 m (constante ao longo do tempo, variável linearmente ao longo do perfil) e também a curva de variação eustática de Lisiecki. Esta configuração de todos os parâmetros constantes, com exceção da curva de variação eustática faz com que o modelo, assim como o modelo de idade para a superfície H8, responda diretamente as variações eustáticas globais.

Através deste modelo (Figura 7-103) foi possível verificar que o horizonte de 0.63 Ma parece marcar uma importante variação de arquitetura sedimentar que passa de feições clinoformais claramente progradantes à feições clinoformais com sistemas agradantes preservados sobre a plataforma. Este horizonte de 0.63 Ma parece corresponder, então, à superfície S1 e não o horizonte de idade 0.44 Ma, como interpretado anteriormente nos trabalhos de Maia (2009), Maia *et al.* (2010) e Reis *et al.* (2013).

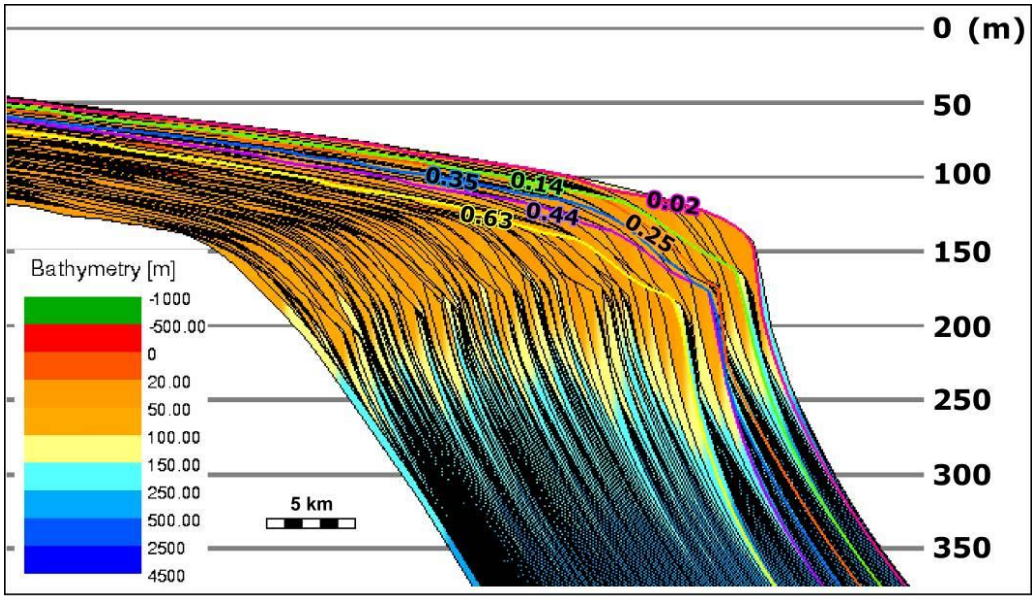


Figura 7-103 – Modelo estratigráfico teórico demonstrando a variação da arquitetura sedimentar de uma plataforma continental de margem passiva como resultado da variação eustática.

C. Modelo estratigráfico final das sequências sedimentares plio-quaternárias

O modelo estratigráfico das sequências plio-quaternárias foi obtido a partir dos parâmetros discutidos em *7.2.1.6) Estimativas e Cálculos de Aporte Sedimentar e Espaço de Acomodação para a Realização do Modelo* Estratigráfico do Plio-*Quaternário (*Tabela 7-15*)* e das numerosas simulações estratigráficas. Neste modelo final foi possível reproduzir a variação da arquitetura sedimentar observada entre as Sequências SC8 e SC9 e também entre as subsequências SQ1, SQ2, SQ3 e SQ4 (Figura 7-104). Foi possível reproduzir também a migração do *offlap break* e as espessuras das sequências sedimentares. Contudo, a sequência SC8, representada em tons de cinza no modelo, não foi muito bem detalhada tanto na interpretação sísmica como no modelo estratigráfico.

Tabela 7-15 – Resumo dos parâmetros utilizados para o desenvolvimento do modelo final das sequências sedimentarias quaternárias.

Parâmetro	Valor utilizado
Intervalo de tempo	2.4 a 0 Ma
Comprimento do perfil	250 km
Tipos de sedimentos	20% areia e 80% argila
Eustasia	Curva de Lisiecki
Subsidência	Variável
Compactação:	Não
Descarga d'água	Média de 14 m^3/s
Fluxo sedimentar	Média de 15 km^3/my
Erosão	Max 1000 m/ my
Inclinação da superfície (cálculo do coeficiente de transporte de sedimento - K)	Plataforma - 2 m/km Talude - 76 m/km

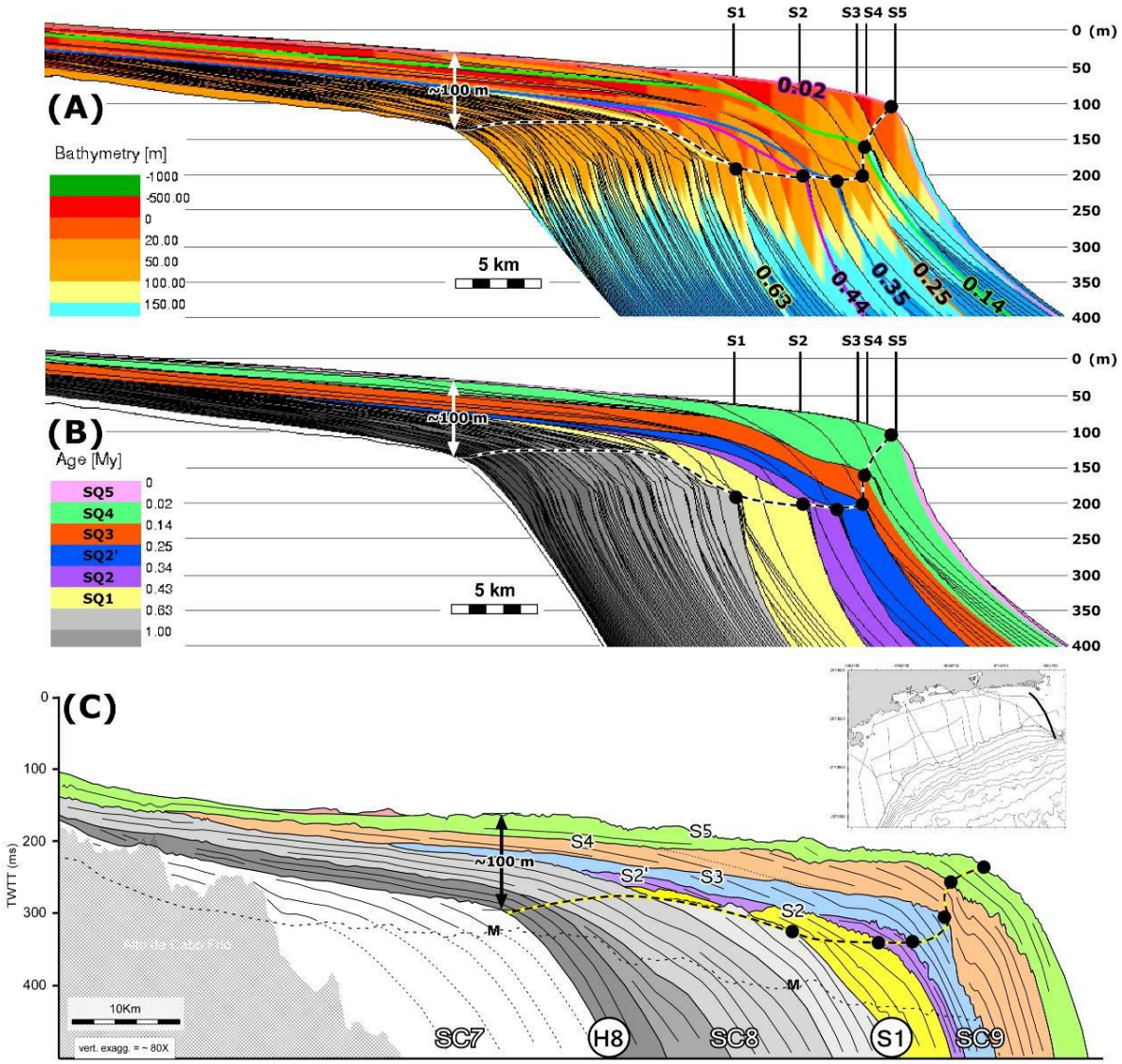


Figura 7-104 – Comparação da (A) variação paleobatimétrica e (B) idades das sequências do resultado final da modelagem estratigráfica da sucessão estratigráfica plio-quaternária e a (B) interpretação linha sísmica utilizada como base.

Variação da taxa de aporte sedimentar ao longo do desenvolvimento das sequências SC7, SC8 e SC9

Após a construção dos modelos estratigráficos dos últimos 2.4 Ma, foi possível obter a variação do aporte sedimentar com tempo (Figura 7-105). A partir deste gráfico foi possível observar um aumento da taxa de aporte sedimentar nos últimos 0.5 Ma, atingindo um pico em 0.2 Ma, com taxas de 4.5 vezes maior quando comparado a da sequência SC8 (Figura 7-105). É importante ressaltar que estes valores de aporte sedimentar estão subestimados, já que o modelo foi baseado em uma linha sísmica de alta resolução que não possui penetração em porções mais profundas das sequências.

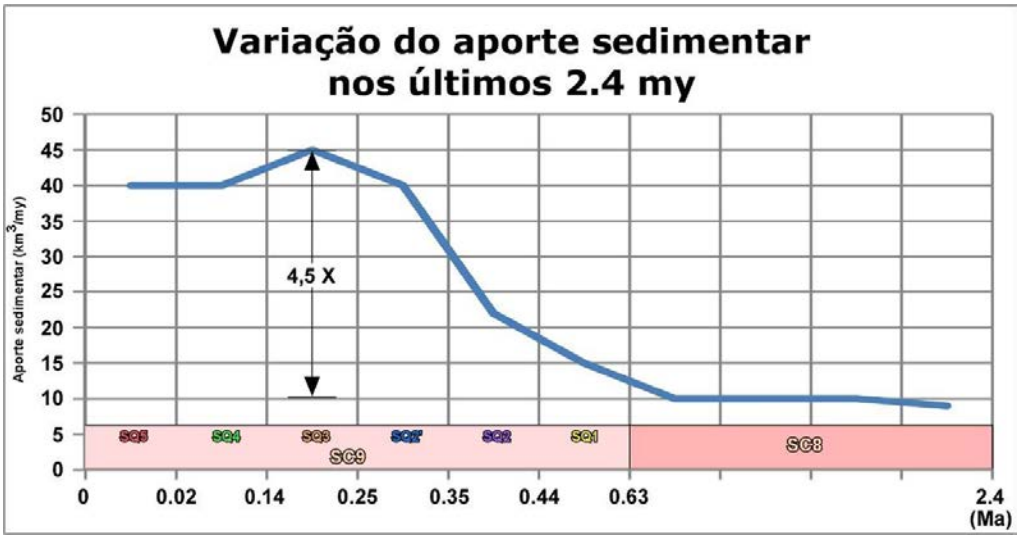


Figura 7-105 – Gráfico de variação da taxa de aporte sedimentar dos últimos 2.4 Ma obtido através da modelagem estratigráfica das sequências sedimentares plio-quaternárias.

Variação da taxa de descarga d'água ao longo do desenvolvimento das sequências SC7, SC8 e SC9

A construção dos modelos estratigráficos dos últimos 2.4 Ma também permitiu a obtenção da variação da taxa de descarga fluvial com o tempo (Figura 7-106). De acordo com estes dados ocorre um grande aumento da descarga fluvial entre 0.25 e 0.35 (desenvolvimento da sequência SQ2) que apresenta uma descarga fluvial de 12 vezes a descarga fluvial estimada para a sequência SC8 (Figura 7-106).

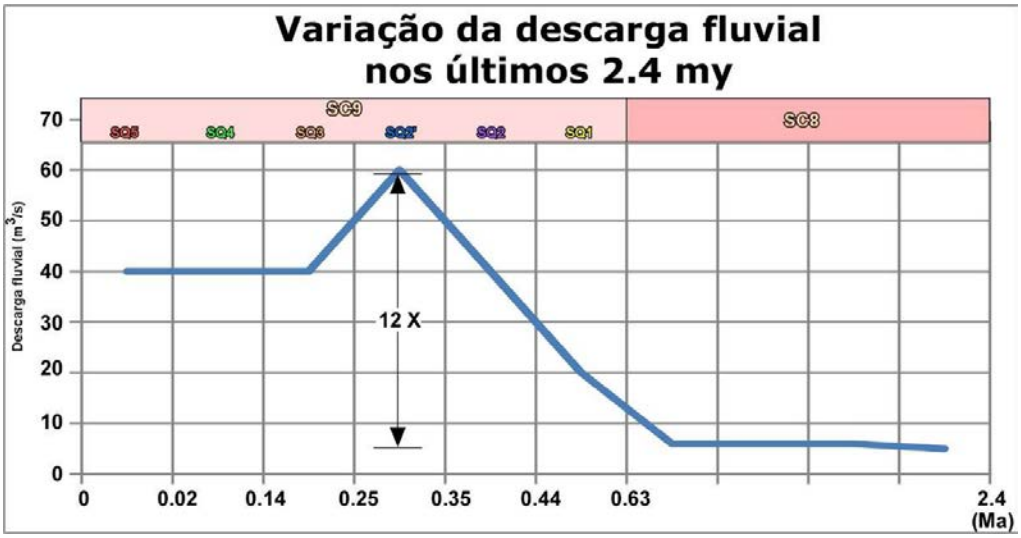


Figura 7-106 - Gráfico de variação da taxa de descarga fluvial dos últimos 2.4 Ma obtido através da modelagem estratigráfica das sequências sedimentares plio-quaternárias.

Variação da taxa de subsidência ao longo do desenvolvimento das sequências SC7, SC8 e SC9

O modelo estratigráfico dos últimos 2.4 Ma permitiu também a obtenção da variação da taxa de subsidência da porção norte da bacia de Santos (Figura 7-107). No gráfico de variação da taxa de subsidência percebe-se um enorme aumento de subsidência nos últimos 0.25 Ma (durante o desenvolvimento das sequências SQ3 e SQ4) que chega a 12 vezes a subsidência estimada durante o desenvolvimento da sequência SC8 (Figura 7-107). É importante lembrar que a subsidência é calculada em função do espaço de acomodação e da variação do nível do mar, logo possíveis erros podem estar implícitos neste cálculo.

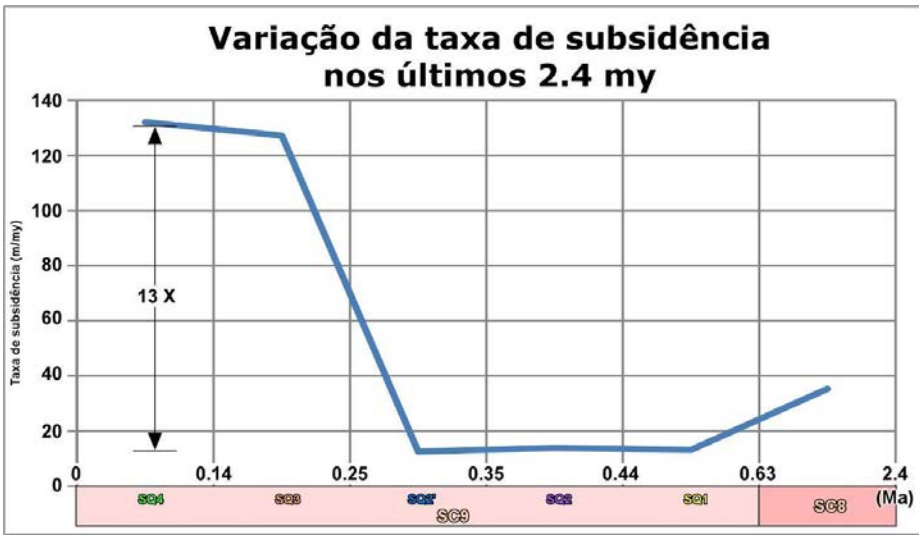


Figura 7-107 - Gráfico de variação da taxa de subsidência dos últimos 2.4 Ma obtido através da modelagem estratigráfica das sequências sedimentares Plio-Quaternárias.

Capítulo 8

Discussões

A investigação geológica da sucessão estratigráfica da porção norte da bacia de Santos baseada em uma abordagem metodológica utilizando a análise sísmica e de dados de poços acoplada a etapas de modelagem estratigráfica computacional permitiu um maior detalhamento da arquitetura deposicional desta área da bacia. Além disso, tal metodologia conjugada permitiu a quantificação experimental das principais forçantes controladoras da evolução da bacia, como taxas variáveis de subsidência e de aporte sedimentar ao longo do tempo, e cujos valores não estão disponíveis através de medições diretas, assim como o refinamento de modelos de idade para alguns intervalos estratigráficos e superfícies, de idades indeterminadas, ou mal compreendidas, na bacia, e sua correlação com os principais eventos climáticos em escala global.

A interpretação de toda a base de dados sísmico e geológico disponível possibilitou estabelecer relações cronoestratigráficas e de ciclicidade deposicional das sequências sedimentares do Cenozóico na área de estudo e as suas relações com eventos climáticos globais e tectônicos regionais e locais. A sucessão estratigráfica cenozóica da área já foi investigada em alguns trabalhos disponíveis na literatura (e. g. Correa, 2009; Assine *et al.*, 2008; Duarte e Viana, 2007; Modica e Brush, 2004; Moreira *et al.*, 2001). Tais trabalhos apresentam, contudo, diferentes proposições de idades e interpretações para as diferentes sequências identificadas (Figura 8-1).

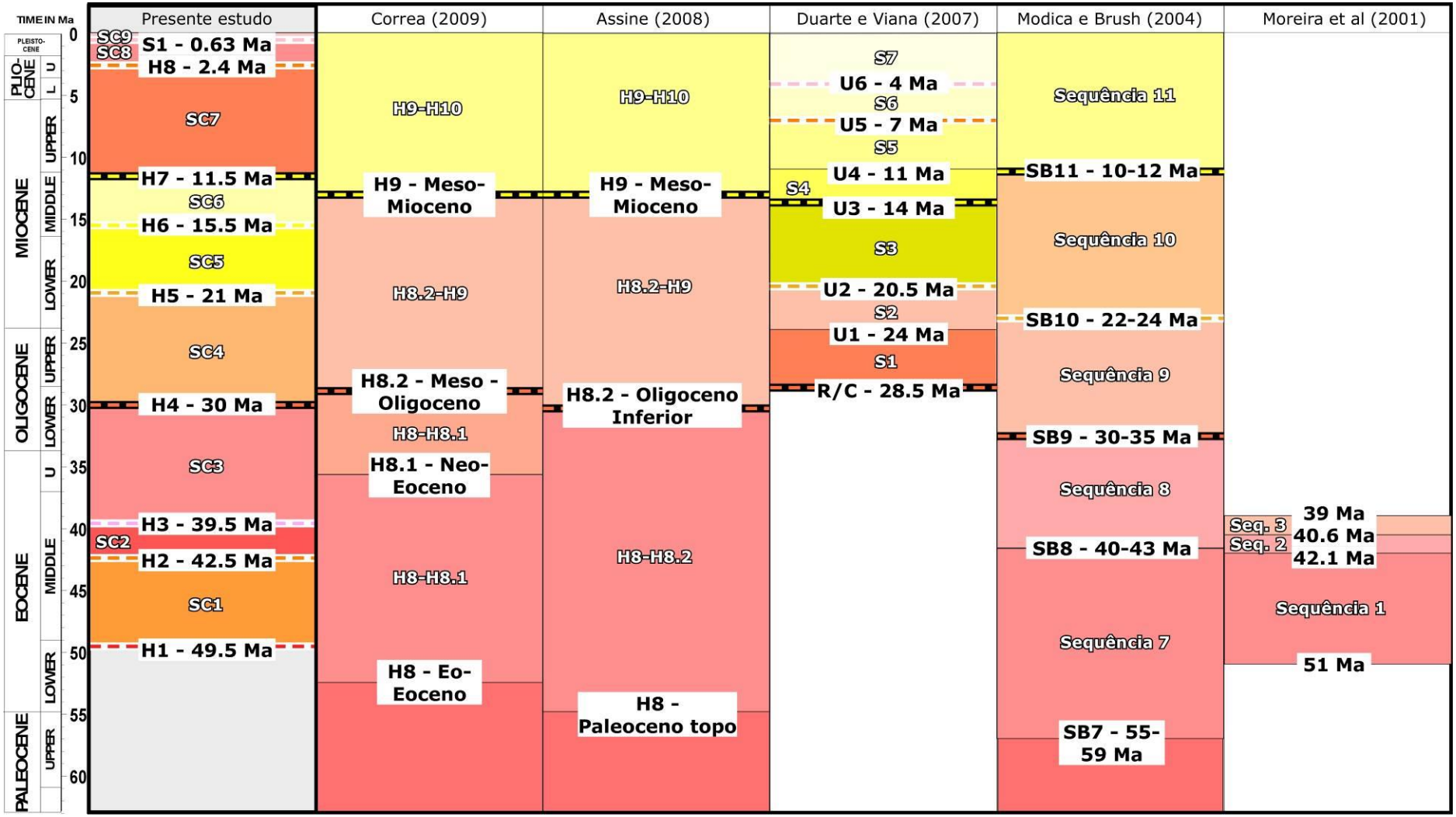


Figura 8-1 – Comparação da designação, significado cronoestratigráfico e ciclicidade das sequências cenozóicas da bacia de Santos estabelecidas no presente estudo, com interpretações veiculadas em estudos prévios na bacia.

8.1) Redefinição das Megassequências Cenozóicas

A evolução tectono-sedimentar das bacias da margem leste brasileira são classicamente divididas em megassequências associadas à abertura e desenvolvimento do Oceano Atlântico (Cainelli e Mohriak, 1999; Chang *et al.*, 1990). A última megassequência, denominada de Megassequência Regressiva, inicia o seu desenvolvimento no Turoniano (há aproximadamente 80 Ma). Sua construção sedimentar progradante é atribuída ao forte aporte sedimentar originário do soerguimento da Serra do Mar Cretácea (denominada por Zalán e Oliveira, 2005), mesmo em um contexto de alto nível eustático e forte subsidência térmica. No entanto, os resultados do presente estudo, evidenciam maior complexidade arquitetural da sucessão estratigráfica dos últimos 50 Ma que compõem a Megassequência Regressiva. As análises e metodologia aplicadas trabalho permitiram a subdivisão da porção cenozóica da clássica Megassequência Regressiva em três megassequências principais: Megassequência A, dominantemente regressiva; Megassequência B, dominantemente agradante/transgressiva; e, Megassequência C, dominantemente regressiva. Os resultados atuais indicam assim que a Megassequência Regressiva é, na realidade, construída por megassequências de menor ordem, organizadas em arranjos arquiteturas bastante variáveis, que evidenciam condições ambientais de relação entre aporte sedimentar e criação de espaço de acomodação igualmente bastante variáveis no período.

No presente trabalho foram identificadas e definidas nove sequências e dez superfícies estratigráficas principais na sucessão estratigráfica envolvendo a deposição sedimentar na bacia nos últimos 49.5 Ma. A partir das análises das linhas sísmicas, de migração de *offlap break* e de litologia das sequências (Figura 8-2, Figura 8-3 e Figura 8-4), foi possível identificar que esta sucessão é constituída por três megassequências deposicionais que se diferenciam pelas diferentes influências dos principais fatores indutores da criação e/ou destruição de espaço de acomodação (taxa de subsidência e de variação eustática) e de aporte sedimentar ao longo do desenvolvimento das sequências SC1 a SC9 definidas e analisadas no item *7.1) Análise Sísmica e de Dados de Poços Exploratórios,* denominadas aqui de Megassequências A, B e C. Estas megassequências são caracterizadas por uma ciclicidade deposicional de 3ª ordem e são compostas por sequências de duração entre 0.5 e 10 my (ciclicidade deposicional de 3ª ou 4ª ordem, Figura 8-2A), a saber: A Megassequência A é composta pelas sequências progradantes SC1, SC2 e SC3; a Megassequência B é composta pelas sequências SC4, SC5 e SC6; e a Megassequência C é composta pelas sequências progradantes SC7, SC8 e SC9 (Figura 8-2).

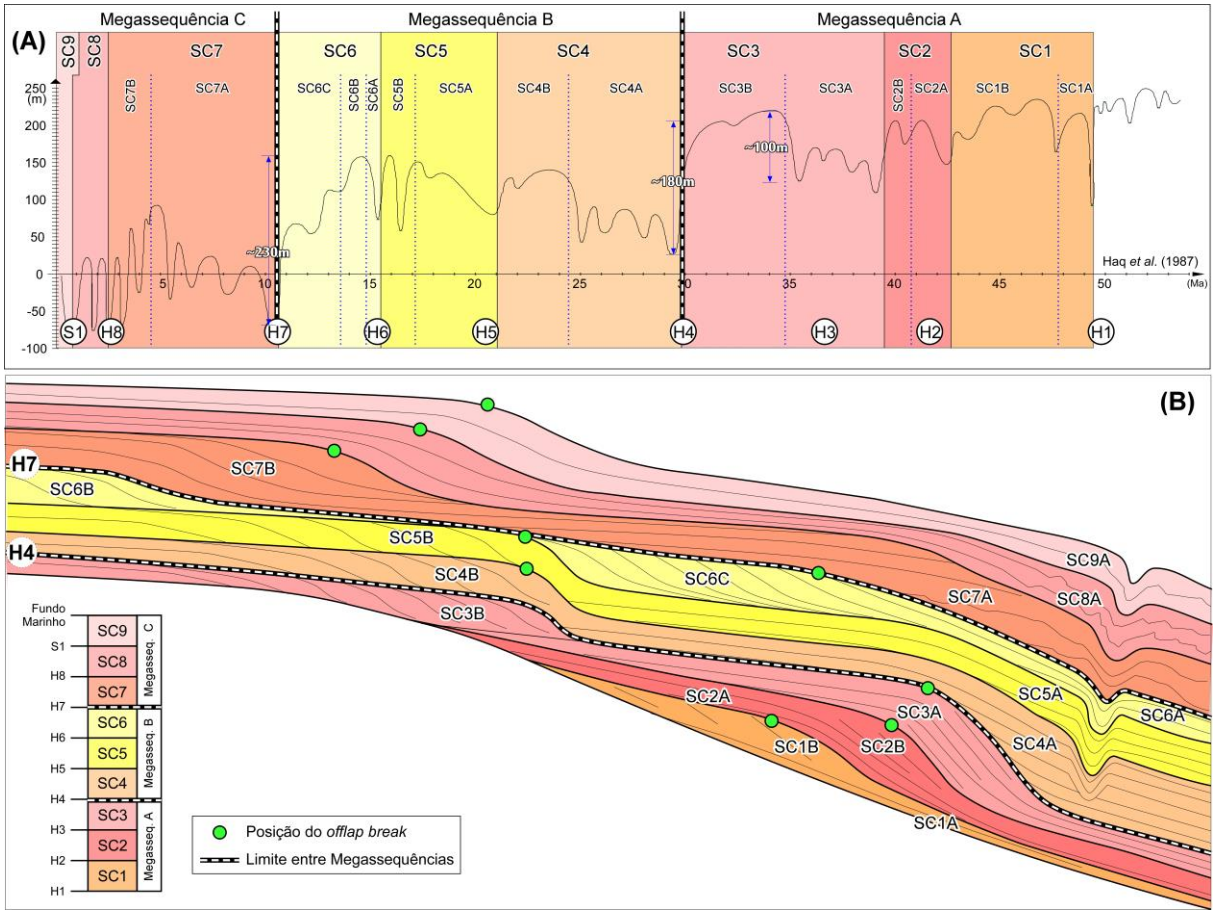


Figura 8-2 – Correlação das sequências que compõem as Megassequências A, B e C com a curva de variação eustática de Haq.

Dentre as superfícies estratigráficas identificadas, duas delas se destacam por suas características marcantes em escala regional – as superfícies H4 e H7, também identificadas pelos estudos pretéritos na área (Correa, 2009; Assine *et al.*, 2008; Duarte e Viana, 2007; Modica e Brush, 2004; Moreira *et al.*, 2001). Cada uma destas superfícies está relacionada a importantes eventos regressivos que limitam estas três megassequências (Figura 8-2B):

- discordância erosiva representada pela superfície H4 está relacionada, assim como também interpretado por Duarte e Viana (2007), com a grande queda de nível de mar do Oligoceno Inferior (30 Ma, de acordo com a curva de Haq, Figura 8-2) como resposta ao início do *Icehouse* Oligocênico - evento climático global mais importante do Cenozóico (Allen e Armstrong, 2008; Wright, 2009). Já Assine *et al.* (2008) e Correa (2009) relacionaram esta superfície ao Marco Azul, identificado por Gamboa *et al.* (1986) na bacia de Campos. No presente estudo, o Marco Azul foi, no entanto, correlacionado com a superfície de inundação máxima aqui chamada de MFS (Figura 7-5, Figura 7-6, Figura 7-7 e Figura 7-8), melhor explicado no item *8.4) Evolução e Ciclicidade Deposicional da Megassequência C (Sequências SC7, SC8 e SC9)*;

- discordância erosiva representada pela superfície H7 é relacionada com a ampla regressão marinha Tortoniana, ocorrida por volta de 10.5 Ma (Figura 8-2), em função, segundo alguns autores, de uma resposta tardia da expansão das camadas de gelo na Antártica iniciada há aproximadamente 15 Ma (Zachos *et al.*, 2001) em resposta ao fim do *Greenhouse* Oligo-Miocênico.

Além disso, a análise de trajetórias dos *offlap breaks* da sucessão estratigráfica estudada permitiu identificar e mapear a tendência progradacional ou retrogradacional das sequências que compõem as Megassequências A, B e C. O fato da posição dos *offlap breaks* das sequências formadas diretamente sobre as superfícies erosivas H4 e H7 (SC4 e SC7), serem muito mais proximais que o das sequências anteriores (SC3 e SC6, respectivamente), evidencia a criação de significativo espaço de acomodação no período (Figura 8-3 e Figura 8-4). A criação de tamanho espaço, entre o desenvolvimento das Megassequências A e B e entre as Megassequências B e C, pode ser explicada pela interação entre a contínua subsidência da bacia e os longos períodos de transgressões marinhas ocorridos respectivamente, entre aproximadamente 30-24 Ma (ou seja, a partir da superfície H4; Figura 8-2A) e, aproximadamente 11.5-5 Ma (ou seja, a partir da superfície H7; Figura 8-2A).

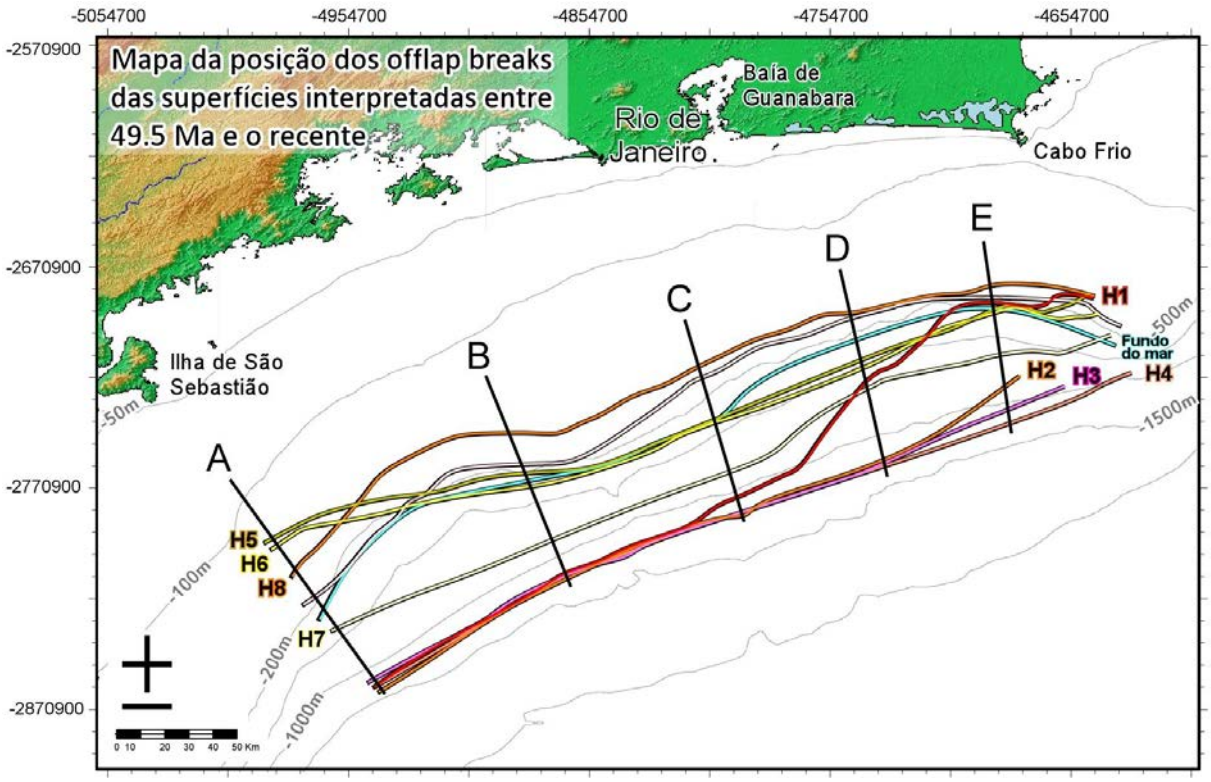


Figura 8-3 – Migração dos *offlap breaks* das superfícies-topo de cada sequência sedimentar. As linhas transversais à costa representam as linhas de medições para geração do gráfico da Figura 8-4 e as linhas cinzas representam as isóbatas da batimetria atual.

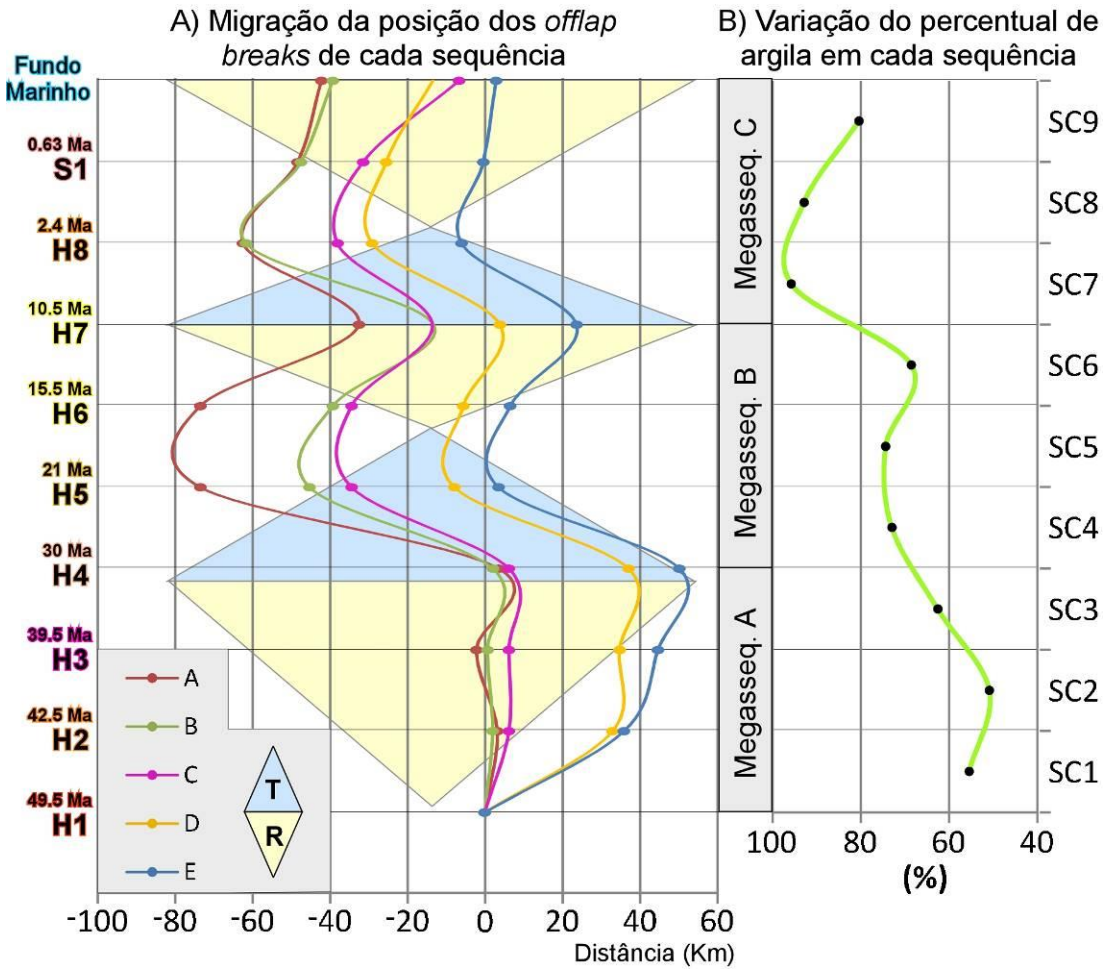


Figura 8-4 – Ciclicidade estratigráfica das sequências cenozoicas, baseada na (A) Compilação das migrações das posições de *offlap breaks* em cinco linhas ao longo da área de estudo (localização das linhas na Figura 8-3) e, na (B) Variação do percentual de argila em cada sequência definida.

Deste modo, a correlação entre os resultados da análise sísmica, da análise cronoestratigráfica com as curvas de variações eustáticas e dos modelos estratigráficos utilizados no estudo permitiram definir que:

- A Megassequência A, constituída pelas sequências SC1, SC2 e SC3 formadas durante o Eoceno-Oligoceno Inferior (49.5-30 Ma), é caracterizada pela deposição dominantemente progradacional. Esta megassequência tem como limite-topo uma importante superfície de regressão marinha relacionada à queda de nível eustático, da ordem de aproximadamente 180 m de amplitude, ocorrida em torno de 30 Ma (de acordo com a curva de Haq) (Figura 8-2);

- A Megassequência B, constituída pelas sequências SC4, SC5 e SC6 formadas durante o Oligoceno Inferior-Mioceno Médio (30-10.5 Ma), é caracterizada por uma deposição dominantemente agradacional, mas terminando numa tendência retrogradacional. Esta

megassequência tem como limite-topo a mais importante superfície de regressão marinha, relacionada à queda de nível eustático, da ordem de aproximadamente 230 m de amplitude, de 10.5 Ma (de acordo com a curva de Haq) (Figura 8-2);

- A Megassequência C, constituída pelas sequências SC7, SC8 e SC9 formadas nos últimos 10.5 Ma, é caracterizada por uma intensa deposição dominantemente progradacional. Esta megassequência tem como limite-topo o fundo marinho atual (Figura 8-2);

Além disso, a análise sísmica permitiu o detalhamento dos elementos arquiteturais das sequências que compõem as três megassequências (Figura 8-2). O detalhamento de cada uma delas permite a compreensão da relação entre o padrão arquitetural das sequências e os principais parâmetros controladores da deposição sedimentar na bacia nos últimos 49.5 Ma. Os elementos arquiteturais identificados foram interpretados de acordo com o modelo deposicional de Hunt e Tucker (1995, 1992) (modelo deposicional IV, de acordo com Catuneanu, 2006) (Figura 8-2B).

8.2) Evolução e Ciclicidade Deposicional da Megassequência A (Sequências SC1, SC2 e SC3): Feição Progradante Eocênica

As sequências SC1, SC2 e SC3 são as responsáveis pela formação da primeira das três megassequências observadas no pacote sedimentar estudado. A Megassequência A é limitada pelas superfícies H1 e H4, que representam importantes superfícies de descontinuidade erosiva. A superfície H1 é uma superfície erosiva marcada pela incisão de importantes cânions, e representa a base da sucessão sedimentar estudada. Esta superfície marca o início da implantação da marcante feição progradante observada nas linhas sísmicas, característica da Megassequência A. O fim desta megassequência é marcado pelo desenvolvimento da superfície H4, relacionada a uma grande queda eustática que expõe a plataforma continental e erode parte dos sistemas plataformais (Figura 7-6, Figura 7-7, Figura 7-8, Figura 7-10 e Figura 7-11).

8.2.1) Arquitetura Progradacional e a Formação da Feição Progradante Eocênica

A arquitetura deposicional da Megassequência A é marcada pela presença das mais destacadas feições progradantes da sucessão estratigráfica da bacia nos últimos 50 Ma. Esta feição apresenta aproximadamente 1200-1300 m de espessura, na sua porção mais espessa (na altura de seu *offlap break*), progradando por uma extensão de 15-30 km por 180 km de extensão lateral (Figura 8-5 e Figura 8-6). Ela se distingue do restante dos sistemas progradacionais desenvolvidos estratigraficamente acima, por serem clinoformas progradantes com *foresets* de alto gradiente em direção à bacia (Figura 8-5). Esta feição é composta pelas três primeiras sequências identificadas (SC1, SC2 e SC3, de idade entre 49.5 e 30 Ma - Eoceno Médio) caracterizadas pelo mesmo padrão de deposição de clinoformas progradantes (Figura 7-10, Figura 7-11 e Figura 8-5). Tais feições progradantes se restringem à porção leste da bacia onde são bastante desenvolvidas.

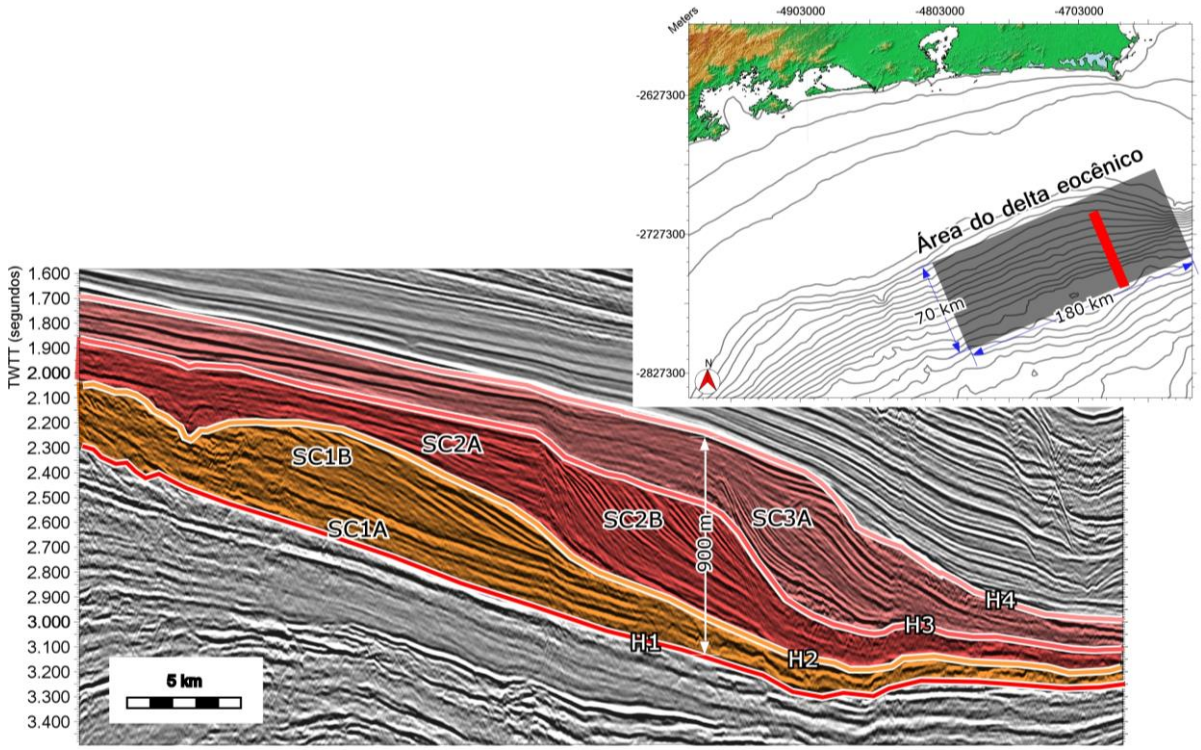


Figura 8-5 – Seção sísmica ilustrativa das três sequências que compõem a feição progradante observada na porção leste da área de estudo.

A superfície base da sucessão estratigráfica deste estudo, a superfície H1, não foi tratada nos trabalhos pretéritos sobre a sucessão estratigráfica cenozoica da bacia de Santos (e. g. Correa, 2009; Assine *et al.*, 2008; Duarte e Viana, 2007; Modica e Brush, 2004; Moreira *et al.*, 2001). A superfície interpretada nestes trabalhos é a correspondente ao horizonte aqui identificado como sendo

formado antes da superfície H1 (detalhes no item *7.1.3.1) Modelo de Idade através da Correlação entre as Superfícies Identificadas com Curvas de Variação Eustática*). Este horizonte, assim como o correspondente a superfície H1, é marcado pela presença de cânions facilmente identificados nas seções sísmicas (Figura 7-10). Nestes estudos, a superfície é normalmente associada ao evento de grande queda de nível de mar ocorrida no fim do Paleoceno, assim como também foi concluído no presente estudo (detalhes no item *7.1.3.1)Modelo de Idade através da Correlação entre as Superfícies Identificadas com Curvas de Variação Eustática*).

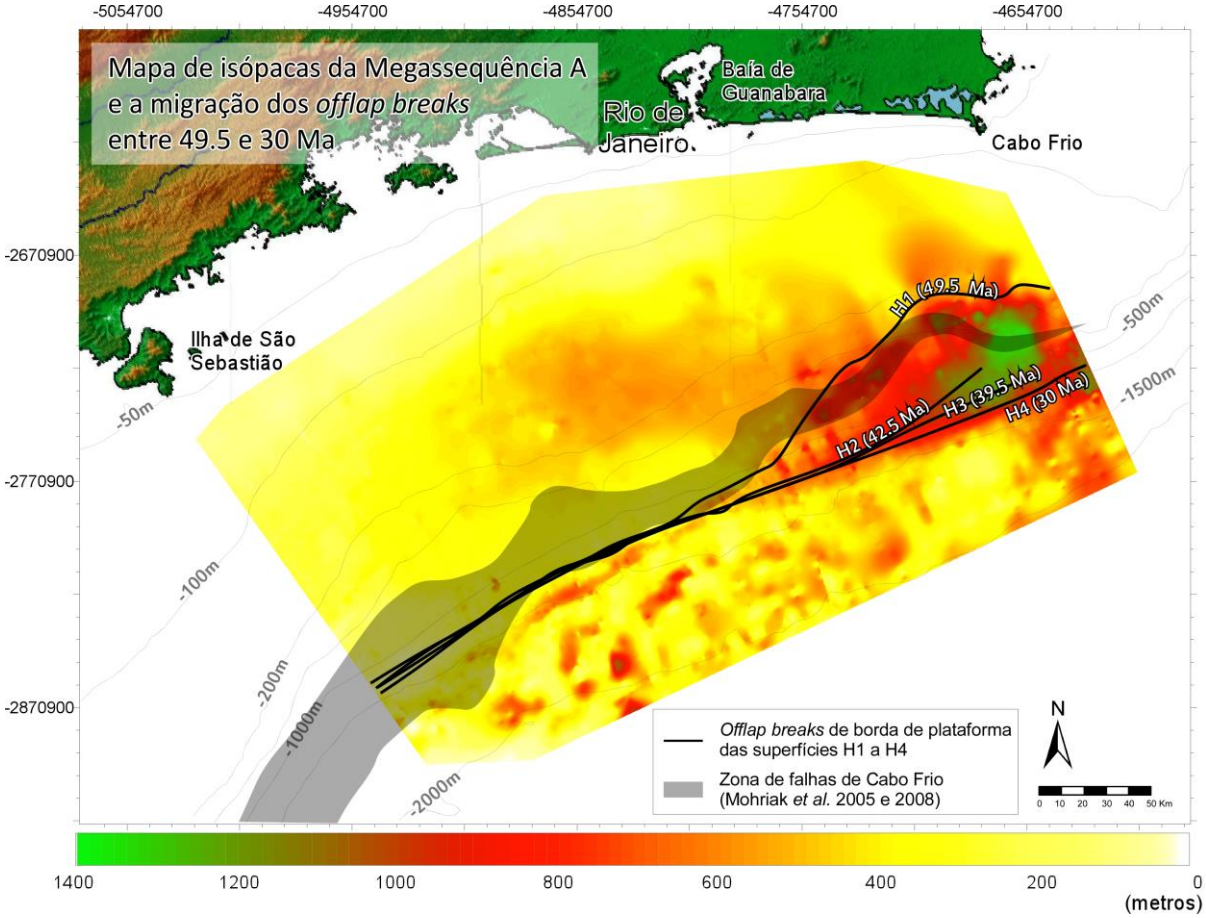


Figura 8-6 – Mapa de isópacas da Megassequência A destacando a migração da posição dos *offlap breaks* das superfícies H1 a H4, entre 49.5 e 30 Ma. A área sombreada indica a zona de falhas de Cabo Frio de acordo com Mohriak *et al.* (2008). As linhas cinzas representam as isóbatas da batimetria atual.

A partir da análise da posição dos *offlap breaks* de cada uma das superfícies, foi possível constatar a migração lateral das sequências SC1, SC2 e SC3 na direção leste (superfícies H1 a H4), preenchendo o principal espaço disponível da margem (Figura 8-6). Deste modo, o desenvolvimento das feições progradantes da porção leste da área marca um padrão progradacional bastante distinto

da arquitetura deposicional da porção oeste no mesmo período, onde não se observam feições progradacionais de alguma relevância (Figura 7-4, Figura 7-5 e Figura 8-6). No interior de algumas sequências da Megassequência A é possível observar depósitos de transporte de massa (MTD1, MTD2 e MTD3) responsáveis pela transferência de quantidade significativa de sedimentos para a bacia (Figura 7-17 e Figura 8-7). Estes MTDs possuem ampla distribuição lateral e frontal, como observado na Figura 8-7. Os depósitos MTD1, MTD2 e MTD3 se desenvolveram provavelmente devido à grande inclinação dos *foresets* do talude superior (Figura 8-5 e Figura 8-7). Modica e Brush (2004) atribuem, no entanto, outros processos como responsáveis pela instabilidade gravitacional que gera estes MTDs. Segundo os autores, estes MTDs estariam relacionados à primeira entrada de massas d'água frias vindas da Antártica, em função da abertura de uma passagem na Elevação do Rio Grande. Este movimento de massa foi, no entanto, aqui interpretado como um simples desmoronamento devido aos altos ângulos de talude relacionados à progradação da sequência SC2. Contudo, o evento de entrada das águas frias profundas da Antártica, possivelmente relacionada à abertura da passagem de Drake, poderia estar relacionado com a existência de feições desenvolvidas posteriormente, como as feições contorníticas que se desenvolvem a partir da sequência SC4.

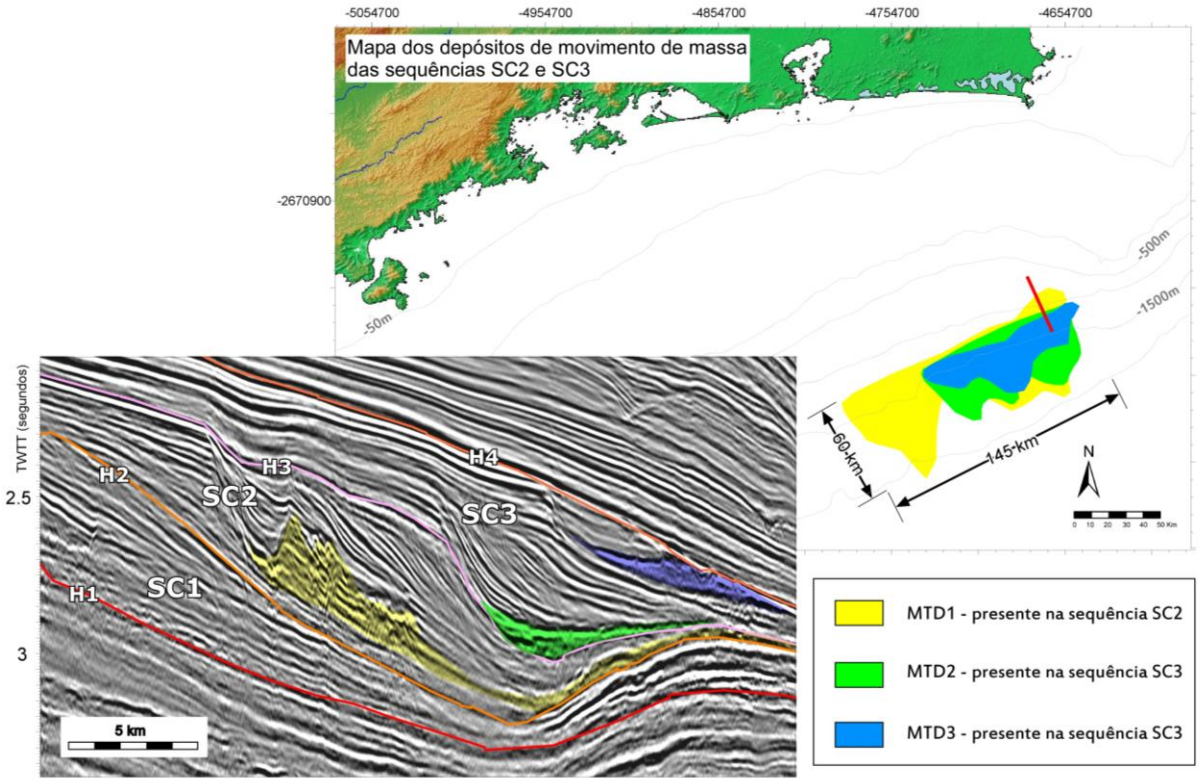


Figura 8-7 - Mapa de localização dos depósitos de movimento de massa desenvolvidos durante a formação da feição progradante eocênica. As linhas cinzas no mapa representam as isóbatas da batimetria atual.

A modelagem estratigráfica 2D permitiu a simulação da variação da taxa de aporte sedimentar durante a evolução da feição progradante eocênica (Figura 8-8C). Neste gráfico foi possível verificar a ocorrência de dois marcantes períodos de diminuição na taxa de aporte sedimentar. A partir da comparação entre a arquitetura dos sistemas progradantes observados na linha sísmica (Figura 8-8B) e os identificados no modelo estratigráfico final (Figura 8-8A), foi possível relacionar estes dois períodos de diminuição da taxa de aporte à ocorrência de dois processos de instabilidade gravitacional e movimentos de massa observados (Figura 8-8B). O volume sedimentar dos depósitos de movimento de massa existentes no pé do talude exigiram a diminuição do aporte sedimentar durante os seus períodos de desenvolvimento nos modelos estratigráficos, já que estes não foram modelado. Já a correlação destes períodos de diminuição na taxa de aporte com a curva de variação eustática permite concluir que o primeiro MTDs acompanha a queda eustática de 40.5 Ma; e o segundo acompanha a elevação de nível de mar que ocorre em aproximadamente 38 Ma. Estas análises indicam que não parece existir uma relação direta entre a ocorrência de movimentos de massa e determinados períodos de ciclos de variação eustática, se devendo, provavelmente ao grande aporte sedimentar focalizado que resulta em taludes de alto gradiente e instáveis.

A partir da modelagem estratigráfica 3D foi possível relacionar a formação da feição progradante eocênica com um maior espaço de acomodação criado na porção leste da área. O mapa de distribuição do valor de subsidência total criada, elaborado a partir da simulação dos modelos estratigráficos, indica uma maior quantidade de subsidência entre 49.5 e 30 Ma justamente na porção leste da área (Figura 8-9), período de formação da feição progradante. A porção leste da área corresponde igualmente à região de menor área do *gap* Albiano, relacionado a uma menor evacuação do sal em direção à bacia durante o Albiano (Mohriak *et al.*, 2008). No entanto, na região leste há uma série de falhas normais induzidas pela halocinese que pós-datam o *gap* Albiano, evidenciando movimentação posterior do sal em direção à bacia na porção leste da área. Assim, a maior subsidência exatamente localizada na área de formação da feição progradante, indicaria que o mecanismo indutor da criação da subsidência pode ter sido gerado tanto pela própria sobrecarga sedimentar exercida pelo desenvolvimento sedimentar da feição progradante eocênica, que também induziu a reativação das falhas de Cabo Frio associada à ação complementar de evacuação do sal em direção à bacia durante o período.

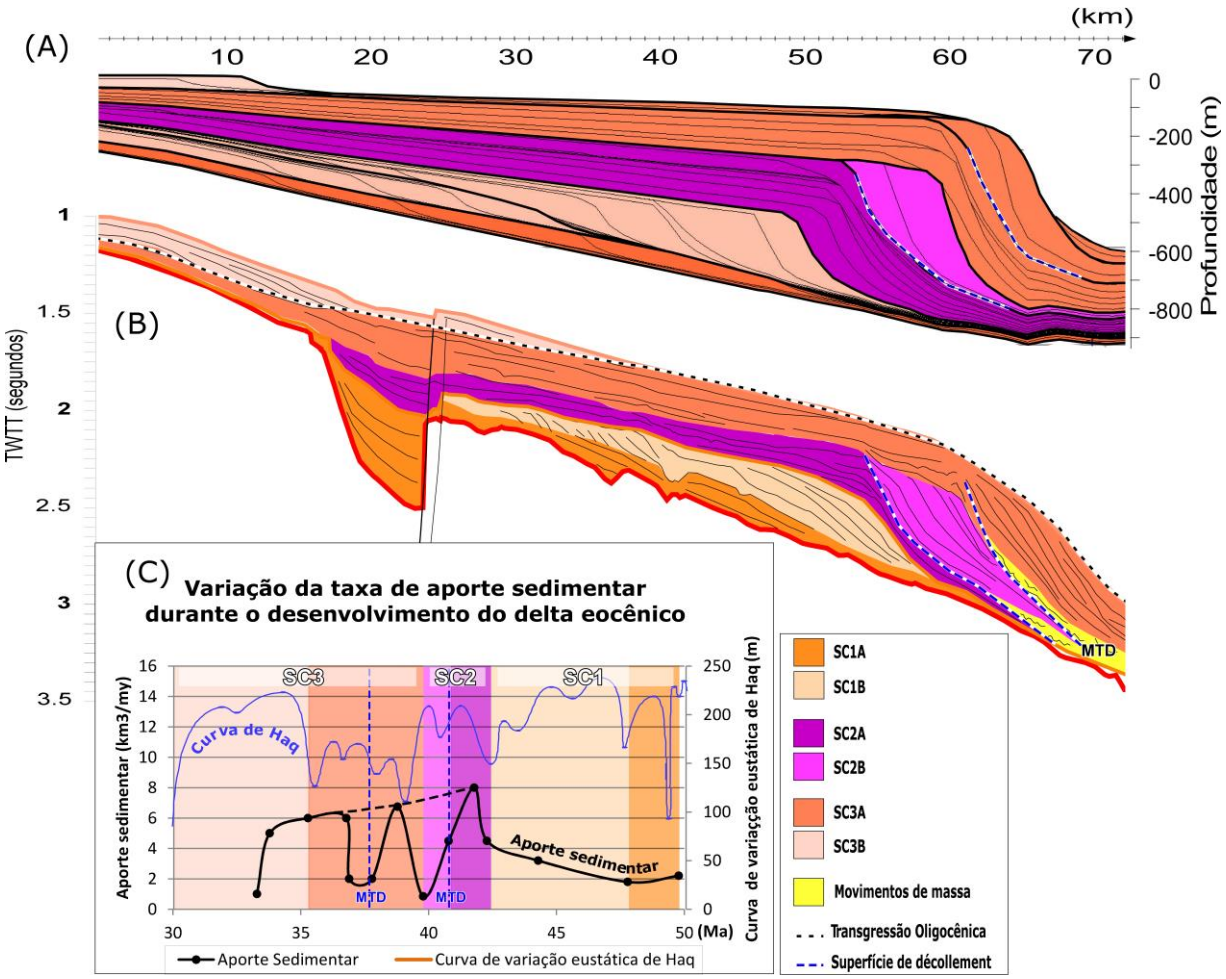


Figura 8-8 – (A) Modelo estratigráfico final da feição progradante eocênica (entre 49.5 e 30 Ma) baseado no (B) Linha sísmica localizada na porção extremo leste da área de estudo. (C) Gráfico de variação da taxa de aporte sedimentar durante o desenvolvimento da feição progradante eocênica (gráfico obtido através do modelo estratigráfico do Eoceno).

Além disso, a modelagem estratigráfica 2D também aponta para uma variação linear da subsidência ao longo de perfis de gradiente plataforma-talude-bacia. Este modelo permitiu concluir que a subsidência que melhor se adequa à reconstrução da arquitetura sedimentar observada na feição progradante eocênica (Figura 8-8) é aquela simulada por um aumento linear de subsidência da plataforma para o talude, diminuindo de taxa ao chegar à bacia.

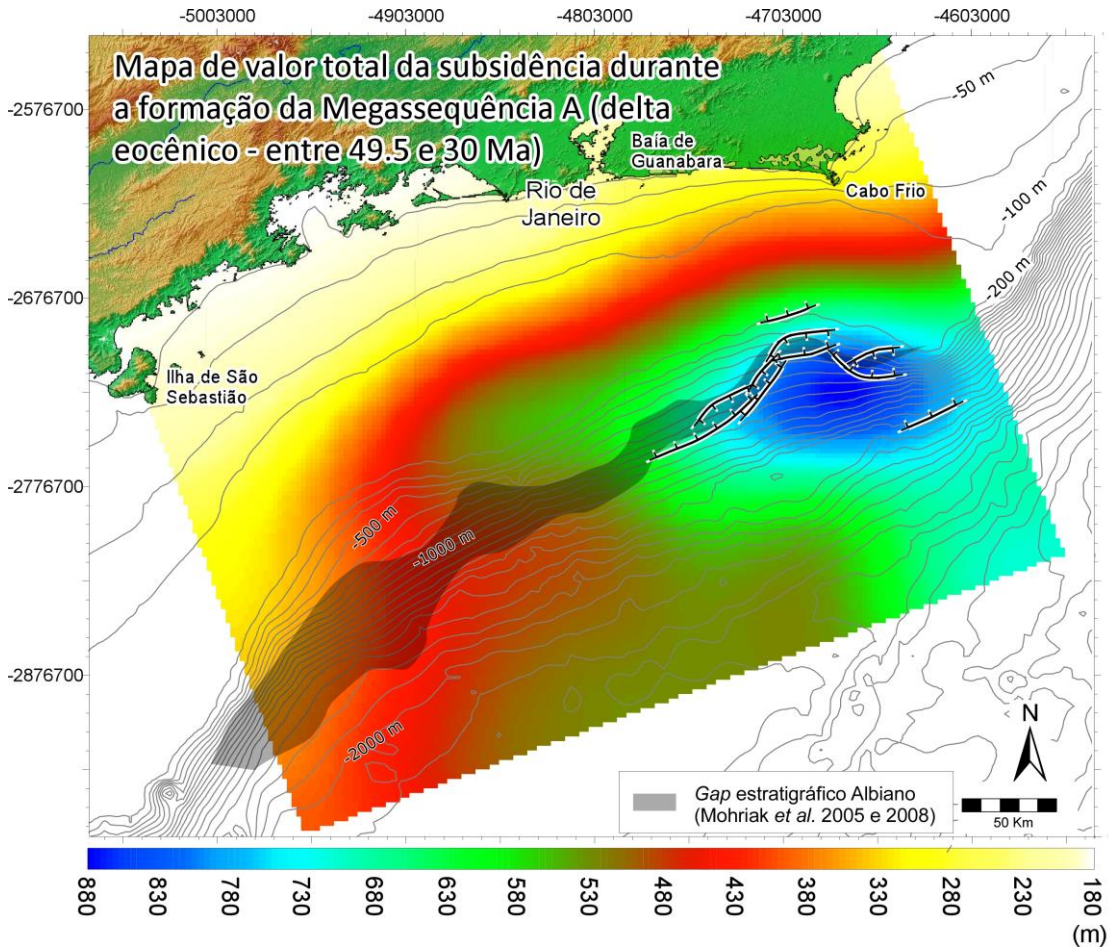


Figura 8-9 – Mapa de valor total da subsidência (em metros) desenvolvida durante o período de construção sedimentar da feição progradante eocênica (entre 49.5 e 30 Ma), obtido através do modelo estratigráfico cenozóico 3D. As linhas cinzas representam as isóbatas da batimetria atual.

Algumas simulações adicionais com diferentes subsidências foram realizadas com o intuito de testar os modelos de subsidência desenvolvidos por Contreras *et al.* (2010) na porção sul da bacia de Santos e sul da bacia de Campos. Estes modelos indicam que os valores de subsidência para a porção sul da bacia de Santos e para a bacia de Campos não podem ser aplicados para a subsidência da porção norte da bacia de Santos. Assim, conclui-se, que durante o período de desenvolvimento da feição progradante, a bacia de Santos apresenta maior subsidência total na porção norte (de acordo com o presente estudo) que a porção sul da bacia de Santos (de acordo com as informações do artigo de Contreras *et al*., 2010; Figura 7-98).

8.2.2) A Migração do Proto-Rio Paraíba do Sul e sua Influência na Variação da Taxa de Aporte Sedimentar

Através da análise sísmica e da modelagem estratigráfica, foi possível concluir que a bacia de Santos é principalmente alimentada por três fontes sedimentares principais, de diferentes origens: fonte sedimentar 1, situada na porção norte da área de estudo; fonte sedimentar 2, situada na porção leste e; fonte sedimentar 3 situada na porção oeste (Figura 8-10).

A fonte sedimentar 1 foi considerada a fonte sedimentar mais importante durante todo o período de tempo estudado (Figura 8-11). Um importante aporte sedimentar oriundo desta fonte foi observado durante o desenvolvimento da feição progradante eocênica, responsável pelo desenvolvimento das três primeiras sequências do pacote sedimentar estudado, enquanto as outras duas fontes sedimentares não estavam presentes durante o período (Figura 8-10 e Figura 8-11). Este aporte foi alimentado pelas importantes erosões continentais relacionadas a pulsos gravitacionais que geraram uma elevação da área continental como resposta isostática da bacia cada vez mais sobrecarregada de sedimentos (Asmus e Ferrari, 1978). A construção da feição progradante foi, então, relacionada ao aporte sedimentar do proto-rio Paraíba do Sul, considerada aqui a principal drenagem fluvial da época. A construção desta feição progradante relacionada a uma fonte sedimentar pontual e localizada poderia indicar a formação de um delta, alimentado pelo proto-Rio Paraíba do Sul. O proto-rio teria a sua foz localizada num corredor morfológico que isola duas porções distintas da Serra do Mar (Figura 8-10C) e meandraria por sobre a plataforma continental, como evidenciam as feições canalizadas observada na Figura 8-10A, alimentando a feição progradante mais distalmente.

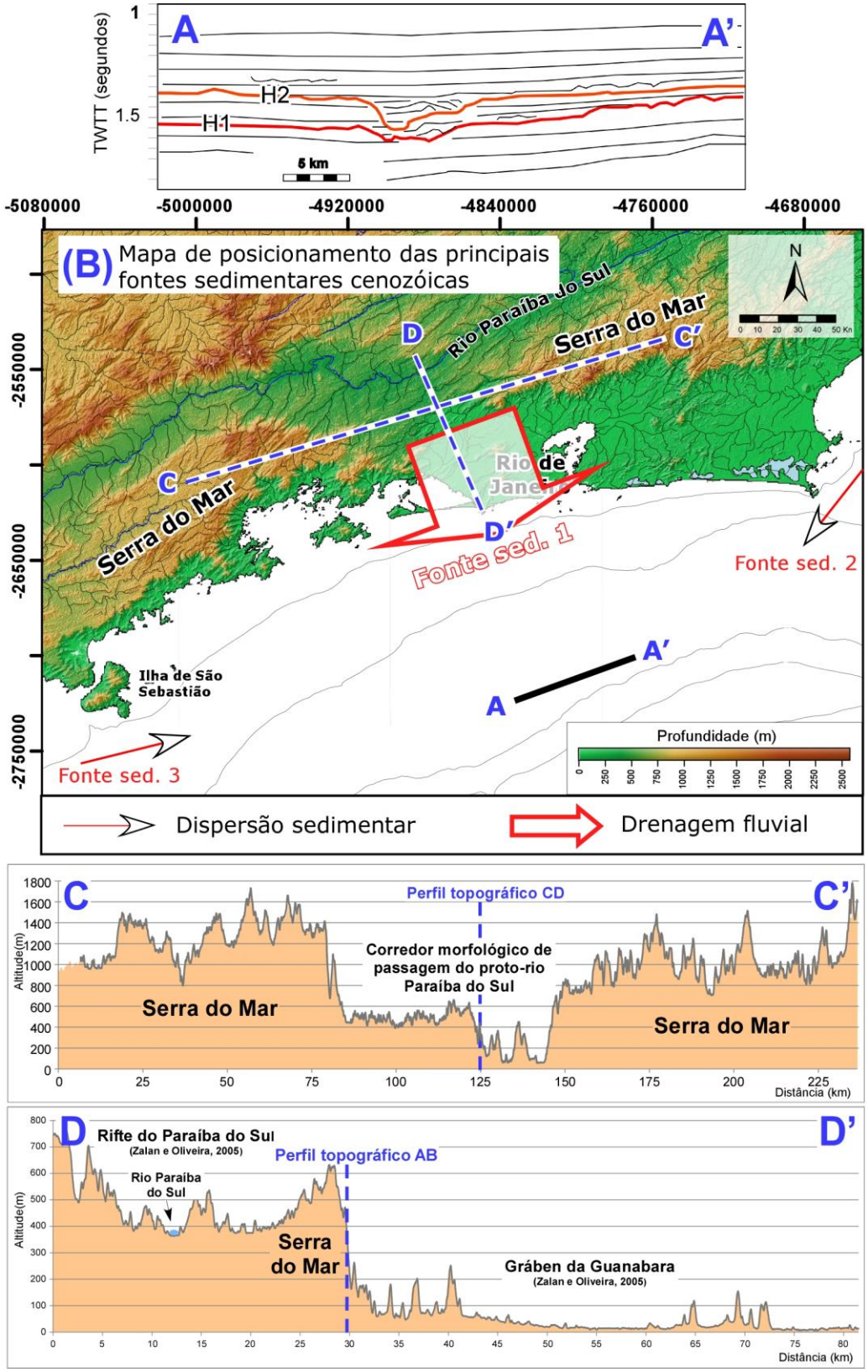


Figura 8-10 – (A) Posicionamento do possíveis canais fluviais localizados na plataforma da bacia de Santos. (B) Mapa de localização das principais fontes sedimentares existentes durante o desenvolvimento das sequências sedimentares dos últimos 49.5 Ma. E dois perfis topográficos demonstrando em CC' a possível localização do proto-rio Paraiba do Sul e em DD' a localização atual do rio em torno de 400 m acima do nível de mar atual. As linhas cinzas no mapa representam as isóbatas da batimetria atual.

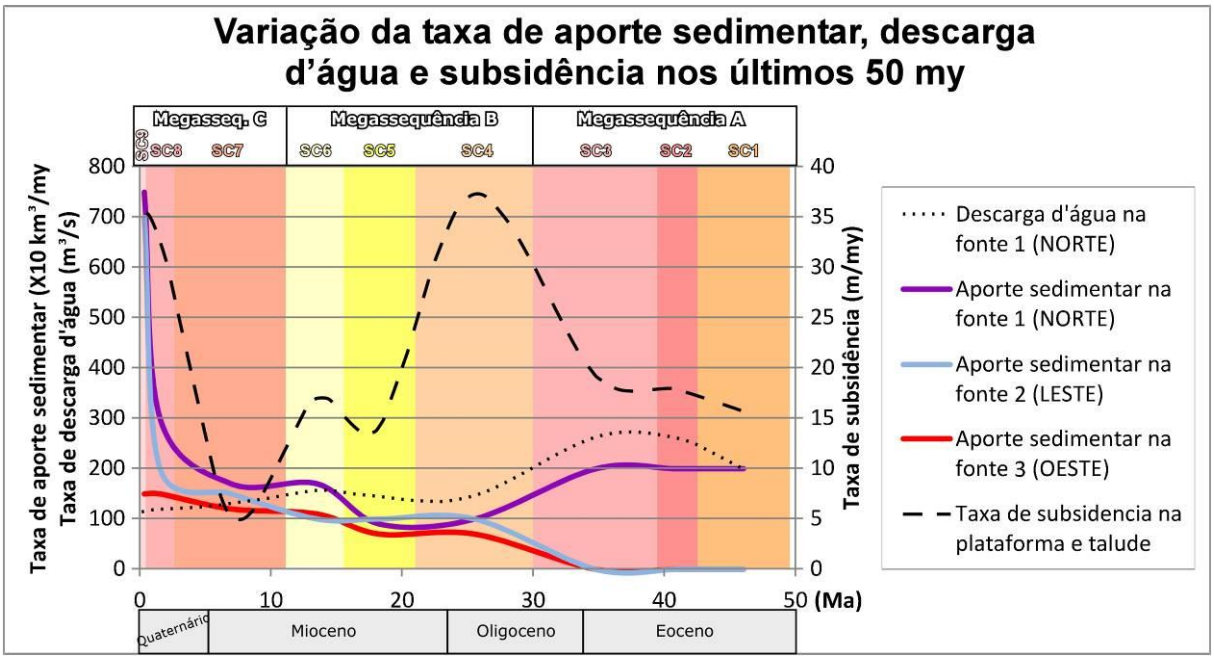


Figura 8-11 – Variação dos principais parâmetros indutores à construção da porção norte da bacia de Santos: Aporte sedimentar nas três fontes sedimentares reconhecidas (localização das fontes da Figura 8-10), descarga fluvial da fonte sedimentar 2 e a subsidência na plataforma e talude de toda a área de estudo (gráfico obtido através do modelo estratigráfico 3D cenozóico).

O gráfico de aporte sedimentar obtido através da modelagens estratigráficas 2D Eoceno e 3D cenozóica indicam uma menor contribuição sedimentar da fonte 1 em aproximadamente 33 Ma (Figura 8-8e Figura 8-11) que estaria relacionada à inativação da ejeção de carga sedimentar do proto-rio Paraíba do Sul na porção norte da bacia de Santos, relacionada ao desvio estrutural desta fonte sedimentar para a vizinha bacia de Campos que ocorre nesta época (Macedo, 1990). A partir deste momento a bacia de Santos passa a receber mais sedimentos argilosos, e os sedimentos arenosos que se depositavam na bacia durante o período de desenvolvimento das sequências SC1, SC2 e SC3 passam a ser depositados na bacia de Campos (Figura 8-12). Após o desvio do proto-rio para a bacia de Campos, a bacia de Santos passa a ser alimentada, no entanto, por duas novas fontes de sedimento (fontes 2 e 3) de origem não fluvial vindas de fora da área norte da bacia, relacionadas à dispersão sedimentar promovidas por mecanismos físicos intrínsecos à forçantes oceanográficas da margem continental em evolução: uma fonte vinda da bacia de Campos, à norte; e outra fonte oriunda do sul, porção central da bacia de Santos (Figura 8-10). A fonte sedimentar 2 originou-se provavelmente pela dispersão de parte dos sedimentos finos do proto-Rio Paraíba do Sul ejetados na bacia de Campos e parcialmente remobilizados para a bacia de Santos por correntes de retorno atuante neste período. Estes sedimentos foram, provavelmente, os responsáveis pela formação dos espessos depósitos contorníticos durante o desenvolvimento da sequência SC4.

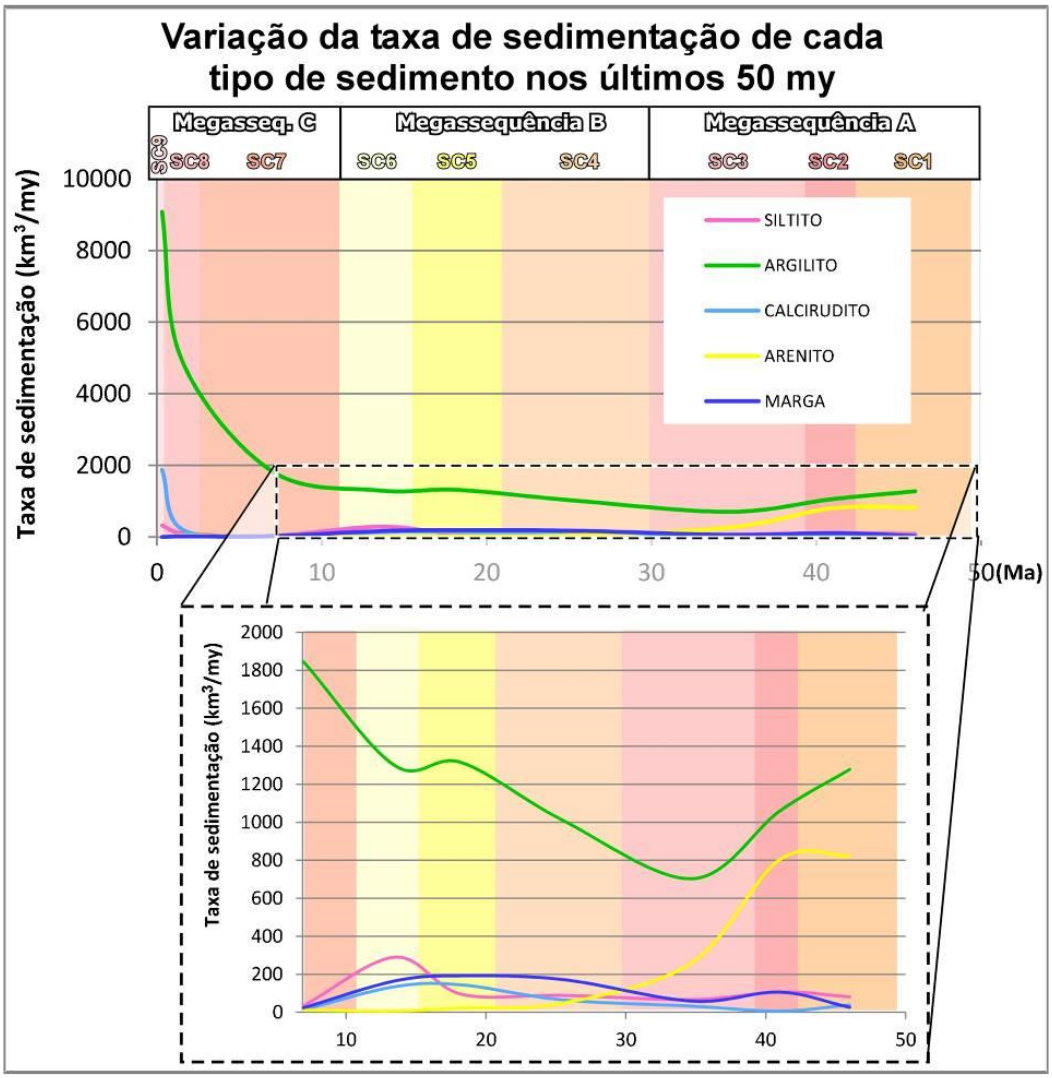


Figura 8-12 – Gráfico da variação da taxa de sedimentação dos diferentes tipos de sedimentos que compõem as sequências cenozoicas (gráfico obtido através da análise litológica).

Até o Oligoceno Inferior, a bacia de Santos era alimentada por sedimentos oriundos da drenagem fluvial principal do proto-Rio Paraíba do Sul, substituída, após o desvio do proto-rio, por uma drenagem mais ampla constituída, provavelmente, por rios menores, como os rios Guandu e Guapiaçu ainda existentes atualmente. Outra evidência do desvio do proto-rio Paraíba do Sul é a maior descarga fluvial da fonte sedimentar 1 apenas até o Oligoceno Inferior (período durante o qual o proto-rio foi estruturalmente desviado para a bacia de Campos, segundo Modica e Brush, 2004), o que indica uma modificação nos padrões hidrodinâmicos da bacia (Figura 8-11). Todos estes indícios confirmam tanto a importância da atuação deste proto-rio na construção sedimentar da bacia como também o período de seu desvio no Oligoceno Inferior, assim como indicado por vários autores.

8.2.3) Ciclicidade Deposicional das Sequências Sedimentares da Feição Progradante Eocênica

As sequências que compõem a feição progradante eocênica são limitadas por quatro superfícies (H1 a H4) correlacionadas com as principais quedas globais de nível de mar, de acordo com a curva de variação eustática de Haq *et al.* (1987) (Figura 8-2). Estas superfícies erosivas são consideradas os limites de sequência das sucessões estratigráficas da Megassequência A. As diferentes amplitudes das quedas de nível eustático são capazes de gerar diferentes níveis de erosão devido a maior ou menor exposição da plataforma continental. Por exemplo, as superfícies H1 e H4 são importantes superfícies erosivas observadas em toda a área de estudo (Figura 7-10 e Figura 7-11). A superfície H4 é caracterizada como um dos principais eventos erosivos da bacia de Santos, sendo identificada por inúmeros autores (e. g. Assine *et al.*, 2008; Duarte e Viana, 2007; Modica e Brush, 2004). Por outro lado, as superfícies H2 e H3 apresentam características erosivas menos acentuadas.

As superficies estratigráficas que limitam as sequências identificadas na feição progradante eocênica (H1, H2, H3 e H4) foram correlacionadas aos mesmos horizontes sísmicos das superficies limitantes das sequências identificadas por Moreira *et al.* (2001, 2006) e Moreira e Carminatti (2004). Contudo, diferentes interpretações são propostas para estas superfícies. De acordo com os autores citados, as superfícies H1, H2, H3 e H4 seriam interpretadas como superfícies de primeira inundação, enquanto no presente trabalho as mesmas foram interpretadas como limites de sequências, caracterizadas por discordâncias erosivas sobrepondo unidades sedimentares progradantes formadas sob condições de regressão forçada (Figura 8-13). Modica e Brush (2004) também reconheceram uma das superfícies de discordância erosiva interpretadas por Moreira *et al.* (2001, 2006) e Moreira e Carminatti (2004) no interior da aqui chamada sequência SC2, relacionada a base de um dos movimentos de massa observados na sucessão estratigráfica da Megassequência A (Figura 8-14).

Ainda de acordo com Moreira *et al.* (2001), as superfícies limitantes (de primeira inundação) de cada uma das sequências SC1, SC2 e SC3 são relacionadas com as idades de, respectivamente, 51 Ma, 42.1 Ma, 40.5 Ma e 39 Ma (Figura 8-13), ao passo que as sequências deposicionais são relacionadas a ciclicidade deposicional de 3ª ordem, cuja deposição registraria ciclos eustáticos de 1.5-9 my e 12 my de duração, respectivamente (Figura 8-13). Contudo, uma diferente proposição de idade é apresentada no presente trabalho: as superfícies H1-H4 são correlacionadas a grandes quedas globais de nível de mar ocorridas, respectivamente, há 49.5 Ma (para a superfície H1), 42.5

Ma (para a superfície H2), 39.5 Ma (para a superfície H3) e 30 Ma (para a superfície H4; Figura 7-53 e Figura 8-13). Embora diferentes na duração e nas idades, tais intervalos deposicionais tambem indicariam o registro de sequências com ciclicidade deposicional de 3ª ordem, mas registrando ciclos de 7, 5 e 9.5 my respectivamente.

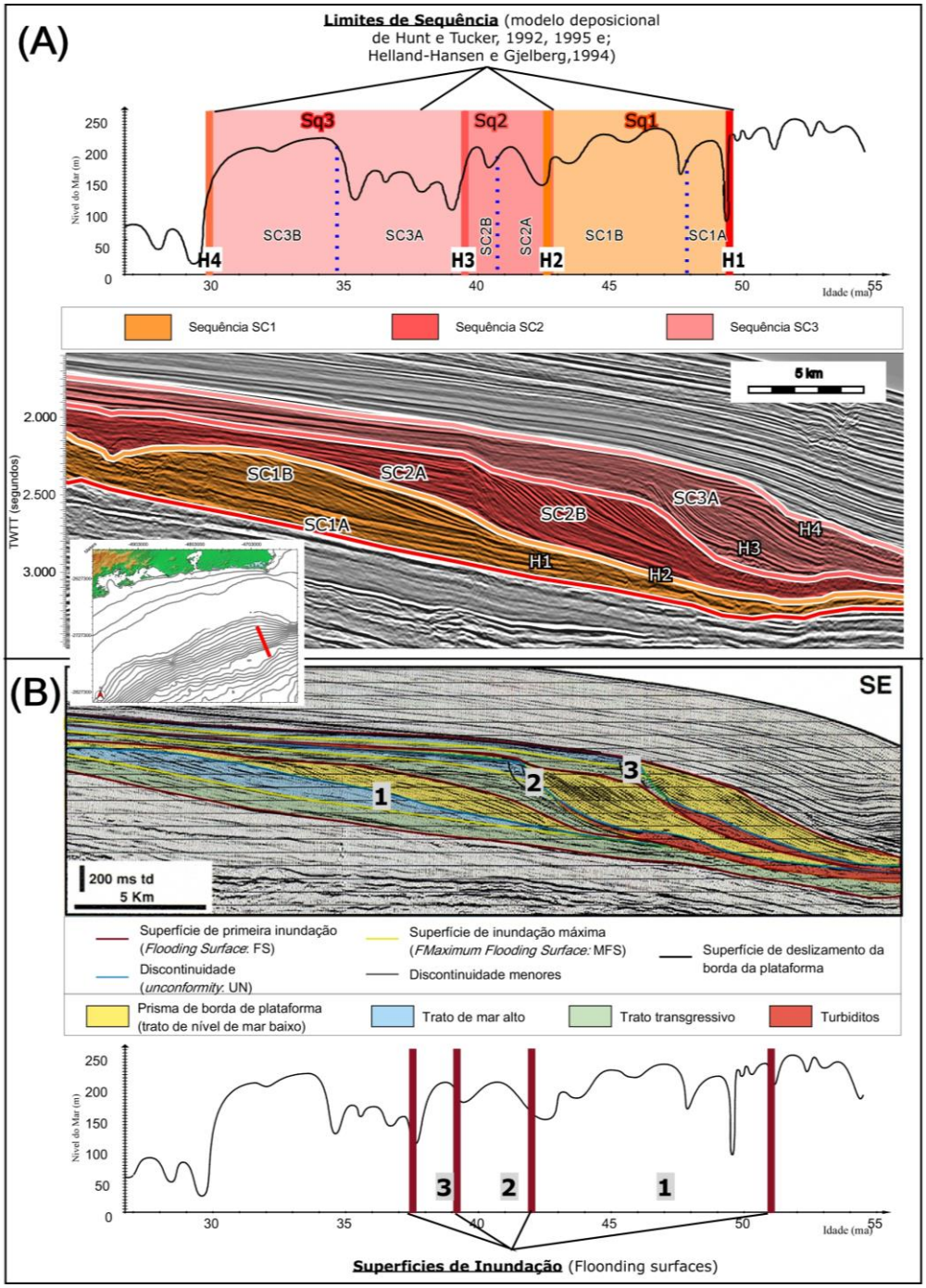


Figura 8-13 – Imagem comparativa da (A) interpretação de uma seção sísmica do presente trabalho, destacando as sequência SC1, SC2 e SC3 e (B) interpretação de uma seção sísmica do trabalho de Moreira *et al.* (2001), destacando as sequência 1, 2 e 3. Além disso, também são comparadas a interpretações das superfícies identificadas e as idades de cada uma destas superfícies em cada trabalho.

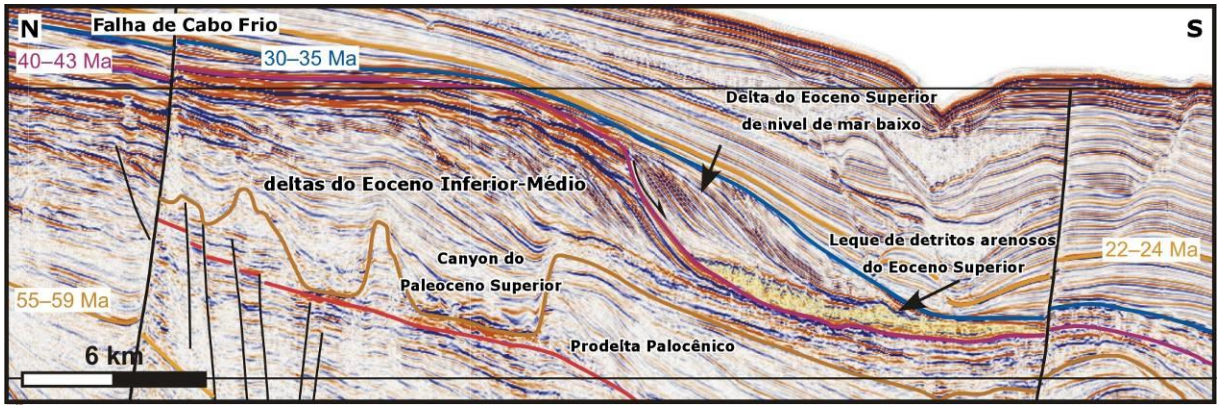


Figura 8-14 – Exemplo de interpretação sísmica de Modica e Brush (2004)da porção norte da bacia de Santos. Localização precisa da seção não foi indicada pelo autor, mas pelas características sísmicas a linha deve estar localizada em frente a Baía de Guanabara com direção norte-sul. Imagem modificada de Modica e Brush (2004).

A partir das etapas de análise sísmica (*7.1.1) Análise das Linhas de Sísmica Profunda*) e modelagem estratigráfica (*7.2.3.1) Resultados das Simulações Estratigráficas do Intervalo Eoceno*), foi ainda possível subdividir as sequências que compõem a Megassequência A em subunidades denominadas de SC1A, SC1B, SC2A, SC2B, SC3A e SC3B, interpretadas como diferentes tratos de sistemas (Figura 7-5, Figura 7-6, Figura 7-7, Figura 7-8, Figura 8-2 e Figura 8-8):

- as subunidades SC1A e SC2A foram interpretadas como tratos de sistemas transgressivos/de mar alto, que se desenvolveram sobre os limites-basais das respectivas sequências (Figura 8-2 e Figura 8-8), contra os quais é comumente observado terminações em *onlap*. Já as subunidades SC1B e SC2B foram interpretadas como tratos de sistemas regressivos, incluindo sistemas de mar alto e de mar descendente (FSST – *Falling stage system tract*), caracterizadas por sucessões formadas sob condições de regressão forçada implantadas sobre as respectivas subunidades SC1A e SC2A (Figura 8-2 e Figura 8-8). O topo destas subunidades é definido como Limites de Sequência (SB – *Sequence Boundary*), caracterizados por importantes superfícies de diferentes graus erosivos, formadas sob a influência de diferentes amplitudes da queda de nível de mar relativo (Figura 8-2 e Figura 8-8);
- a subunidade SC3A se apresenta como uma plataforma progradante do tipo complexo sigmoidal (segundo designação de Mougenot *et al.*, 1983), caracterizada por uma intercalação de sistemas transgressivos e regressivos (Figura 8-15), representando subunidades que apresentam maior ordem de ciclicidade (4ª ordem?) (Figura 8-2 e Figura 8-8). Sobre esta subunidade se forma, proximalmente, a subunidade SC3B, caracterizada por sistemas progradantes de regressão normal, constituindo um trato de sistemas de mar alto (Figura 7-5, Figura 7-6, Figura 7-7, Figura

7-8, Figura 8-2 e Figura 8-8). Na curva de variação eustática de Haq observa-se uma importante transgressão marinha, da ordem de ~100 m, ocorrida no Oligoceno Inferior (Figura 8-2 e Figura 8-8), relacionada aqui, a superfície MFS que limita as subunidades SC3A e SC3B (Figura 7-5, Figura 7-6, Figura 7-7 e Figura 7-8). Esta superfície é relacionada ao chamado Marco Azul, interpretado na bacia de Campos como uma importante superfície de máxima inundação (Gamboa *et al.*, 1986). Modica e Brush (2004) afirmam, justamente, que durante este período de transgressão, ou logo após ele, teria na verdade ocorrido o desvio do proto-Rio Paraíba do Sul para a bacia de Campos, chamado pelos autores de Paraíba ancestral. Tal modificação ambiental seria a responsável pelo deslocando dos sistemas plataformais para cerca de 50 km proximalmente. O desvio do proto-rio Paraíba gerou uma significativa diminuição da quantidade de sedimentos arenosos que chegam à bacia de Santos, como observado pela análise litológica realizada neste trabalho.

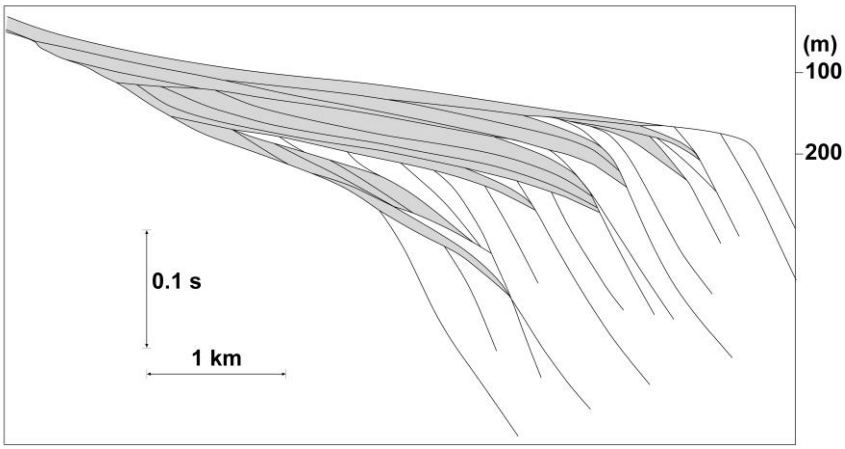


Figura 8-15 – Plataforma progradante do tipo complexo sigmoidal estabelecido por Mougenot *et al.* (1983).

8.3) Evolução e Ciclicidade Deposicional da Megassequência B (Sequências SC4, SC5 e SC6)

As sequências que compõem a Megassequência B (SC4, SC5 e SC6) são limitadas pelas superfícies H4 a H7. A partir da superfície H4 (topo da Megassequência A) ocorre uma importante transgressão marinha que marca o início do desenvolvimento da Megassequência B, como já explicado anteriormente.

8.3.1) Arquitetura Agradacional/Retrogradacional da Megassequência B

As sequências SC4, SC5 e SC6, componentes da Megassequência B, são caracterizadas por sucessivas terminações em *onlap* contra as superfícies estratigráficas sotopostas indicando uma tendência transgressiva para o desenvolvimento da megassequência, assim como também interpretado por Assine *et al.* (2008). Os mapas de migração das posições dos *offlap breaks* também evidenciam esta tendência transgressiva, através de agradação/retrogradação dos *offlap breaks* das sequências SC4 e SC5 (Figura 8-16). Assine *et al.* (2008) afirmam ainda, que a linha de costa referentes as superfícies estratigráficas H5 e H6 se manteve aproximadamente na posição da atual quebra de plataforma, o que também é constatado neste trabalho. Contudo, já a superfície-topo da sequência SC6 (Superfície H7) apresenta uma linha de costa posicionada aproximadamente 30 km distalmente. Observa-se uma grande retrogradação dos sistemas sedimentares de até 78 km entre o *offlap break* da sequência SC3 e a da SC4 (Figura 8-16). Já o posicionamento do *offlap break* da sequência SC6 indica uma importante progradação da linha de costa, relacionada à formação da unidade SC6C (explicada mais a frente no item *8.3.2) Ciclicidade Deposicional*). Esta unidade é caracterizada por sistemas de regressão forçada desenvolvidos devido à grande queda de nível de mar de 10.5 Ma.

O mapa de isópacas da Megassequência B indica uma homogeneidade de espessura sedimentar ao longo da plataforma-talude da área de estudo, relacionada a ausência de sistemas progradantes localizados, como observados na borda de plataforma da Megassequência A. O depocentro da Megassequência B está localizado na bacia da porção leste da área de estudo e é relacionado às feições contorníticas características das sequências SC4, SC5 e SC6. Duarte e Viana (2007) precisam o início da deposição contornítica através da subdivisão da sequência SC4 em duas subunidades, antes e após a implantação do chamado Canal de Santos, que é o canal central dos depósitos contorníticos característicos (Figura 8-17). De acordo com os autores, estas feições seriam resultado de uma vigorosa corrente de fundo de direção sudoeste para nordeste, logo de direção oposta à moderna Corrente do Brasil. As feições contorníticas identificadas nas linhas sísmicas deste trabalho, e também o mapa de isópacas, indicam um sentido oposto para a corrente de contorno, sentido SE-NW. Ainda de acordo com Duarte e Viana (2007), o canal central desta feição contornítica teria sido formado a partir do início do Mioceno, implantado sobre o terraço formado pelos depósitos de pé de talude herdados dos sistemas sedimentares clinoformais do Eoceno. Estas modificações na circulação oceânica observadas através do inicio da formação dos depósitos

contorníticos parecem estar relacionadas com o importante evento de implantação da Corrente Circumpolar Antártica através da abertura das passagens de Drake e da Tasmânia (entre 37 e 28 Ma).

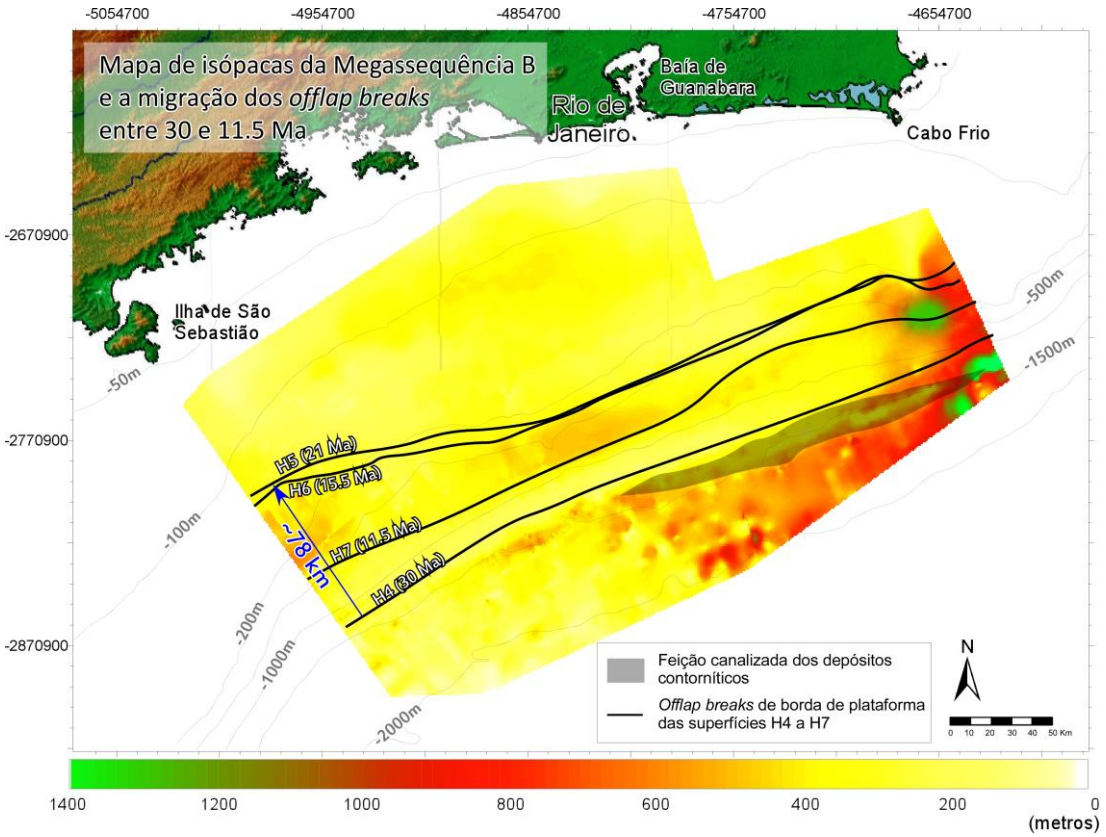


Figura 8-16 – Mapa de isópacas da Megassequência B destacando a migração da posição dos *offlap breaks* das superfícies H4 a H5, entre 30 e 10.5 Ma e a feição canalizada dos depósitos contorníticos. As linhas cinzas representam as isóbatas da batimetria atual.

Da mesma forma que para a Megassequência A, o mapa de subsidência desenvolvida durante a formação da Megassequência B, obtido através da modelagem estratigráfica 3D cenozóica, indica, em toda a área de estudo, um aumento contínuo de subsidência desde a plataforma até o talude (Figura 8-18). Na bacia é observada a ocorrência de altos valores de subsidência na área de deposição das feições contorníticas identificadas nas linhas sísmicas, constituindo o depocentro principal da Megassequência B (Figura 8-16 e Figura 8-18). Esta subsidência parece, então, estar relacionada à sobrecarga sedimentar provocada pela deposição de sedimentos argilosos (Figura 8-12) carreados da bacia de Campos pela corrente de contorno existente na época (antiga Corrente do Brasil?) para a bacia de Santos após o desvio do proto-rio Paraíba do Sul (Figura 8-10).

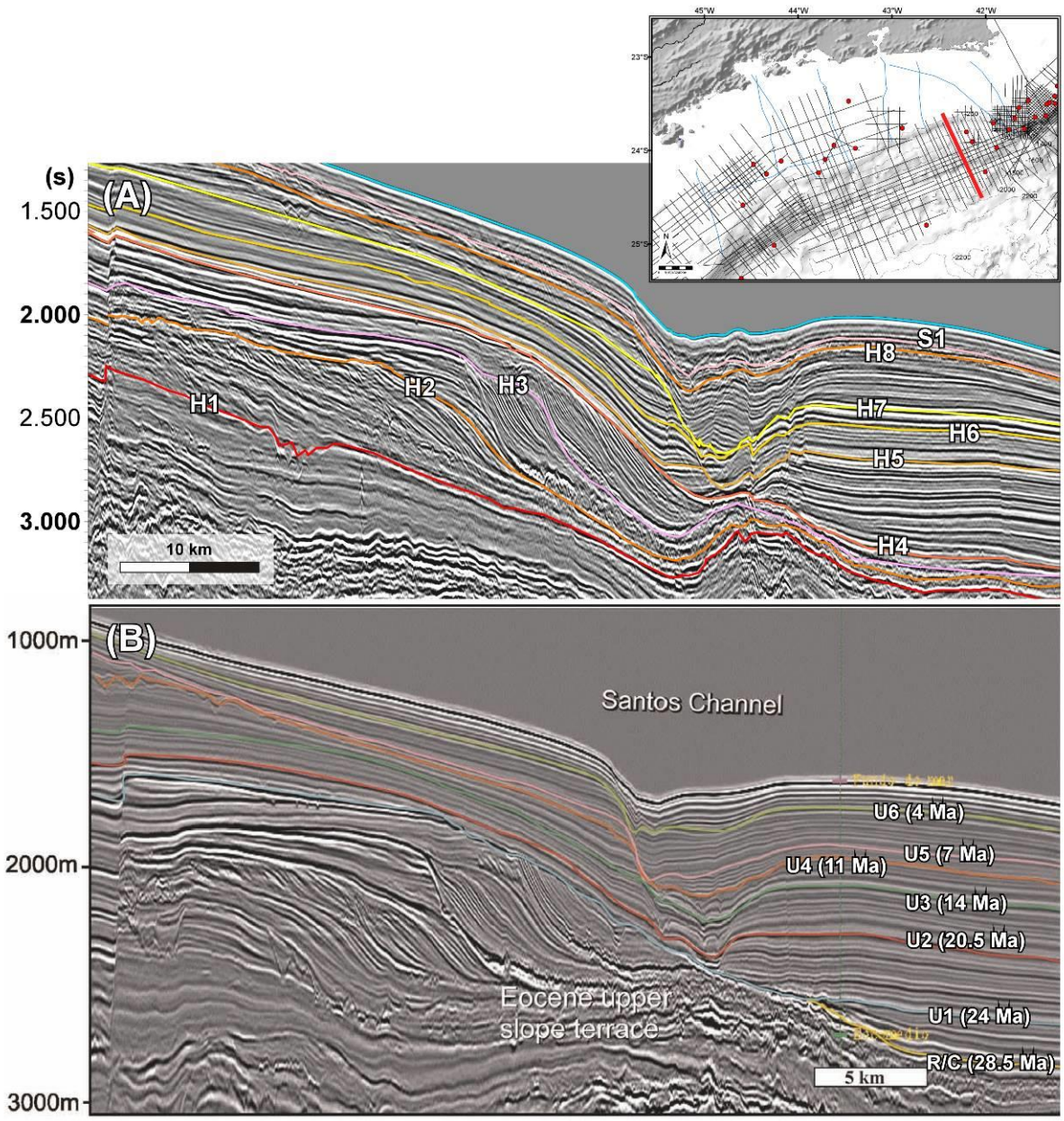


Figura 8-17 – Exemplos de interpretação sísmica (A) deste trabalho e (B) de Duarte e Viana (2007).

Além disso, a modelagem estratigráfica cenozóica evidencia um evento anômalo de forte subsidência durante a formação da sequência SC4, que pode estar relacionada a algum período de evacuação mais acentuada do sal Aptiano na região do talude, já que nos modelos estratigráficos realizados, todo movimento vertical do embasamento foi considerado como subsidência, incluindo as movimentações relacionadas à halocinese.

Ainda de acordo com Duarte e Viana (2007), o deslocamento de fácies em direção ao continente relacionado à definida pelos autores de sequência S4 (correspondente à porção inferior

da sequência SC7) seria resultado de um grande aumento de subsidência com geração de maior espaço de acomodação. De acordo com o gráfico de variação da taxa de subsidência obtido através da modelagem estratigráfica 3D da porção norte da bacia de Santos realizada neste trabalho (Figura 8-11) o valor de subsidência diminui no período de formação da sequência SC7 (entre 10.5 e 2.4 Ma). Este maior espaço de acomodação foi aqui interpretado como a atuação da subsidência durante um longo período de nível de mar baixo subsequente à formação da sequência SC6, sem a ocorrência de importantes quedas eustáticas que pudessem destruir o espaço de acomodação e causar uma consequente erosão da plataforma.

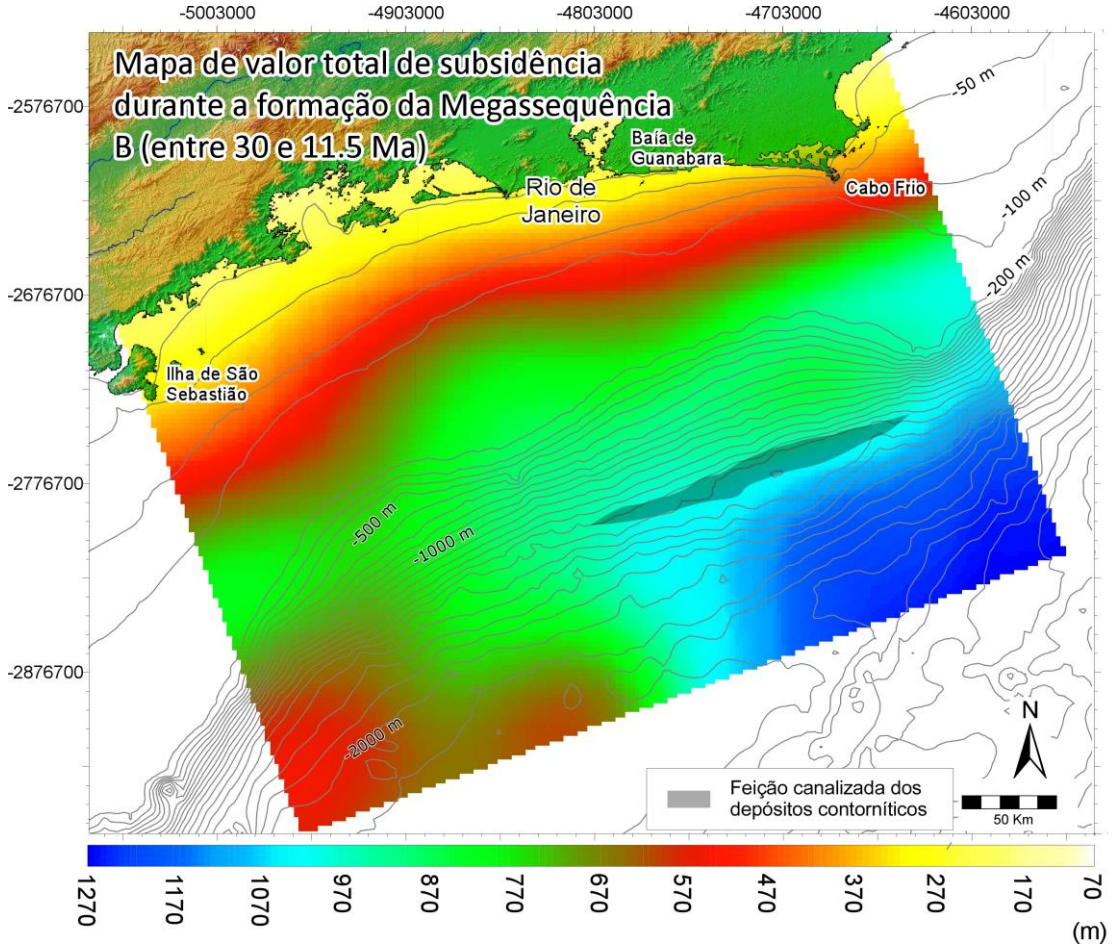


Figura 8-18 – Mapa de valor total da subsidência (em metros) desenvolvida durante o período de construção sedimentar da Megassequência B (entre 30 e 10.5 Ma), obtido através do modelo estratigráfico cenozóico 3D. As linhas cinzas representam as isóbatas da batimetria atual.

O gráfico de variação da taxa de aporte sedimentar total (nas três fontes sedimentares identificadas), obtido através da modelagem estratigráfica 3D, indica um ligeiro aumento de

descarga sedimentar nas sequências SC4, SC5 e SC6 quando comparadas com as taxas das sequências anteriores (SC1, SC2, SC3; Figura 8-19). Como discutido anteriormente, as sequências SC1, SC2 e SC3 são alimentadas quase exclusivamente pelo proto-rio Paraíba do Sul. Já as sequências SC4, SC5 e SC6, desenvolvidas após o desvio do proto-rio para a bacia de Campos, passam a ser alimentadas por rios de menor grandeza e por sedimentos mais finos (Figura 8-12) carreados por dispersão sedimentar (Figura 8-10) que somados resultam, contudo, em volume sedimentar carreado para a bacia maior que o do proto-rio Paraíba do Sul. Por serem compostas por sedimentos mais finos, somente parte dos sedimentos que chegam à bacia de Santos são depositados dentro da área de estudo, grande parte é transportado para bacia mais profunda, onde não foi possível a medição através da interpretação sísmica. Isso explica o porquê da taxa de sedimentação ser diferente da taxa de aporte sedimentar, principalmente após o desvio do proto-rio Paraíba do Sul (após a formação das sequências SC1, SC2 e SC3; Figura 8-19).

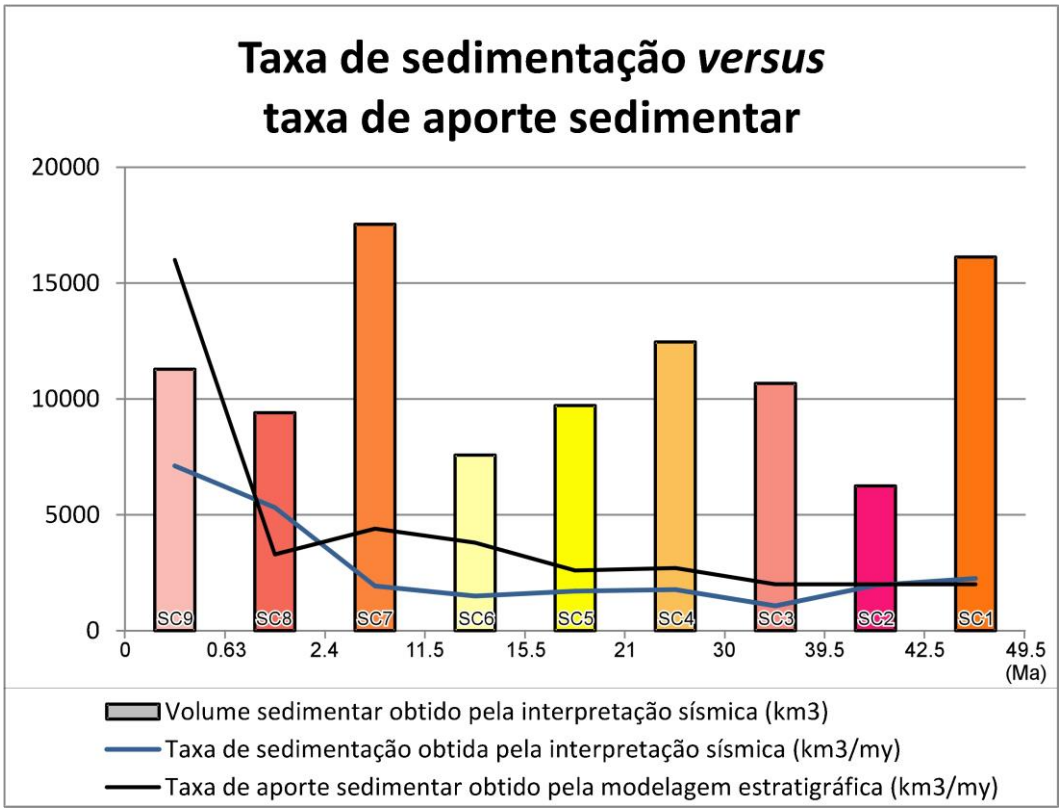


Figura 8-19 – Gráfico comparativo entre as taxas de aporte sedimentar obtidas através da modelagem estratigráfica e os volumes e taxas de sedimentação obtidos por cálculos a partir da interpretação sísmica das sequências.

8.3.2) Ciclicidade Deposicional das Sequências Sedimentares da Megassequência B

As sequências que compõem a Megassequência B são divididas em subunidades aqui interpretadas como diferentes tratos de sistemas. As subunidades SC4A, SC5A e SC6A foram interpretadas como sistemas transgressivos, caracterizados pela presença de *onlap*s contra os limites de sequência (H4, H5 e H6; Figura 7-5, Figura 7-7, Figura 7-8 e Figura 8-2). Cada subunidade apresenta diferentes espessuras, indicando diferentes taxa de criação de espaço de acomodação e/ou diferentes taxas de aporte sedimentar. Já as subunidades SC4B e SC5B foram interpretadas como tratos de sistemas de regressão forçada. A resolução do modelo estratigráfico 3D não permitiu a obtenção da variação da taxa de aporte sedimentar de cada subunidade individualmente.

Na plataforma continental da sequência SC6 foi possível diferenciar dois sistemas regressivos distintos: (1) mais proximalmente está presente um sistema deposicional de mar alto, caracterizado por uma regressão normal e identificado como subunidade SC6B e; (2) mais distalmente estão presentes sistemas desenvolvidos sob condição de regressão forçada, identificados pela subunidade SC6C. O *offlap break* da sequência SC6 é caracterizado na porção mais distal dos sistemas regressivos da subunidade SC6C e está posicionado mais distalmente que os *offlap breaks* das sequências SC4 e SC5. Esta progradação da linha de costa indica que a queda de nível de mar relativo relacionada à superfície H7 foi mais importante que nas sequências anteriores (Figura 8-2), ou seja, as características fortemente erosivas da superfície H7, limite-base da sequência SC7, indicam a ocorrência de um importante evento de queda de nível de mar relativo. Este evento erosivo foi relacionado com a queda eustática do Tortoniano (10.5 Ma), ocorrida como resultado da expansão das camadas de gelo na Antártica, como já explicado no começo do capítulo. Na realidade, esta regressão é um dos marcos regionais da bacia, conhecido como Marco Cinza (Viana *et al.*, 1990) - uma importante discordância erosiva ocorrida no Tortoniano e identificada primeiramente na bacia de Campos.

8.4) Evolução e Ciclicidade Deposicional da Megassequência C (Sequências SC7, SC8 e SC9)

As sequências sedimentares que constituem a Megassequência C (SC7, SC8 e SC9) foram interpretadas em diferentes tipos de linhas sísmicas: sísmica profunda e sísmica de alta resolução. Por isso, este item fornece, primeiramente, uma visão geral da arquitetura sedimentar da

Megassequência C, através da interpretação das sequências SC7, SC8 e SC9 em toda a área de estudo. Posteriormente, é dada uma visão mais detalhada da plataforma-talude superior plio-quaternária das sequências através da interpretação das linhas de sísmica de alta resolução.

8.4.1) Arquitetura e Ciclicidade Deposicional da Megassequência C

A partir da interpretação das linhas de sísmica profunda foi possível subdividir cada sequência em diferentes tratos de sistemas. A subunidade SC7A, uma das duas subunidades que compõem a sequência SC7, é observada na bacia e talude continental e apresenta terminações em *onlap* contra a superfície limitante H7. Este padrão de terminações indica, neste caso, que a subunidade SC7A é formada por depósitos sedimentares formados durante a transgressão do nível de mar relativo, e, por isso, interpretados como tratos de sistemas transgressivos. Já a subunidade SC7B e as sequências SC8 e SC9 são caracterizadas, devido à grande progradação relacionada a elas, como trato de sistemas regressivos situados na borda de plataforma.

Após a grande queda de nível eustático do Tortoniano, e formação da superfície H7 descrita no item anterior, foi observada uma acentuada transgressão marinha que possibilitou o deslocamento das sequências sedimentares e seus *offlap breaks* para as porções mais proximais da bacia (Figura 8-3 e Figura 8-4). No entanto, após esta retrogradação da linha de costa é observada uma grande e contínua progradação indicada pelas posições cada vez mais distais dos *offlap breaks* das sequências que compõem a Megassequência C (SC7, SC8 e SC9; Figura 8-2, Figura 8-3, Figura 8-4, Figura 8-20 e Figura 7-5).

Os sistemas progradacionais da sequência SC7, SC8 e SC9 são caracterizados por um talude íngreme que, de acordo com Duarte e Viana (2007), teria promovido a constrição das correntes de contorno, gerando erosão na escarpa da borda de plataforma (Figura 8-21). De acordo com os autores, durante a sequência SC8 são observados menores indícios erosivos, indicando uma menor intensidade da corrente de contorno contra a borda de plataforma. Esta corrente voltaria a se intensificar no final da formação da sequência SC9 (Quaternário Superior). A erosão causada pela corrente de contorno é, de acordo com os autores, responsável pelo desenvolvimento de um terraço erosivo no pé da borda de plataforma da sequência SC7 causando um espalhamento dos sedimentos na direção do talude, sedimentos estes que se misturam aos sedimentos originários dos frequentes processos gravitacionais do talude superior e médio durante o desenvolvimento das sequências SC7, SC8 e SC9.

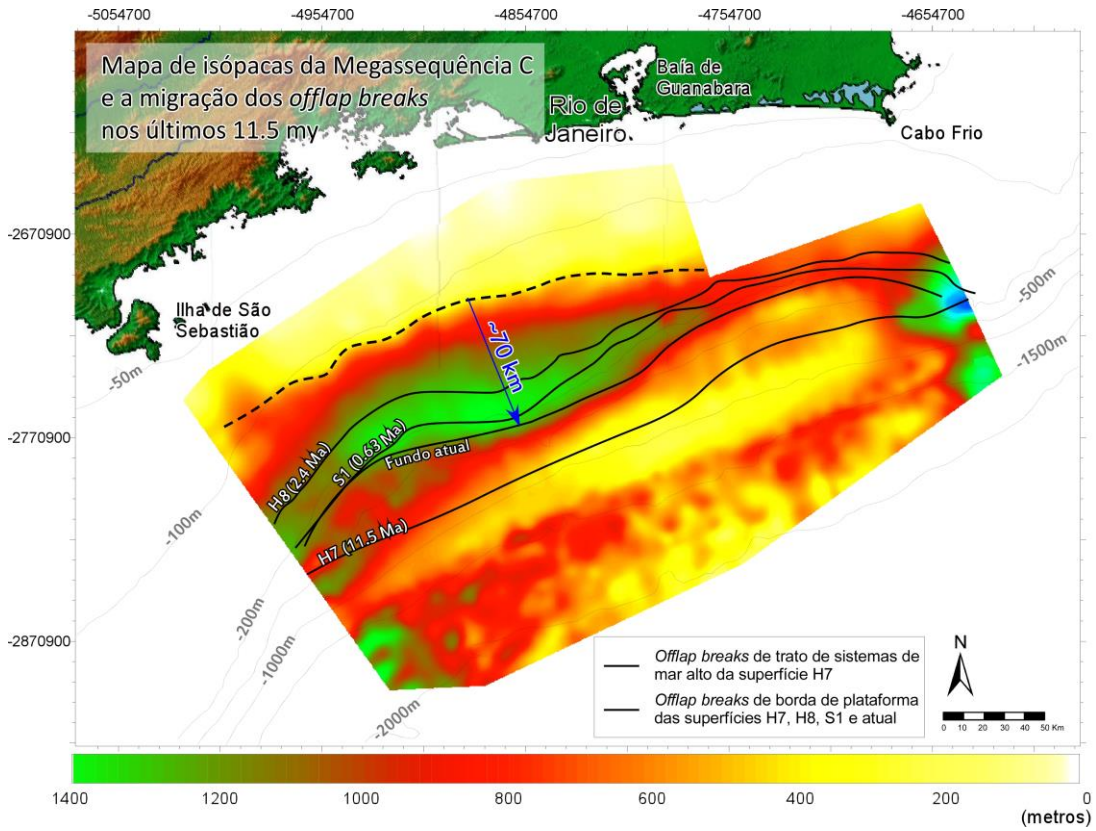


Figura 8-20 – Mapa de isópacas da Megassequência C destacando a migração da posição dos *offlap breaks* das superfícies H7, H8, S1 e atual, nos últimos 10.5 Ma. As linhas cinzas representam as isóbatas da batimetria atual.

A progradação sedimentar característica da Megassequência C parece estar diretamente relacionada com o grande aumento do aporte sedimentar nos últimos 10.5 Ma (Figura 8-11 e Figura 8-19). Contudo, no interior das sequências que a compõem (SC7, SC8 e SC9) podem ser observadas inúmeras discordâncias bem caracterizadas nas linhas de alta resolução (Figura 8-22), mas também identificadas em linhas de sísmica profunda por Duarte e Viana (2007, Figura 8-21). Estas discordâncias foram interpretadas como importantes superfícies de exposição da plataforma frequentes neste período, principalmente nos últimos 2.6 Ma, relacionada à ocorrência global de ciclos glaciais (Maslin, 2009). Estas discordâncias limitam sequências de menor ordem (4ª ordem ?), que se apresentam ora agradacionalmente, ora progradacionalmente (Figura 7-4, Figura 7-5 e Figura 7-6). Estas fases de exposição da plataforma estão relacionadas aos processos de regressão forçada, nos quais as camadas sedimentares mais superiores são erodidas e são retrabalhadas e depositadas à frente da plataforma, intensificando assim a construção de sistemas fortemente progradantes.

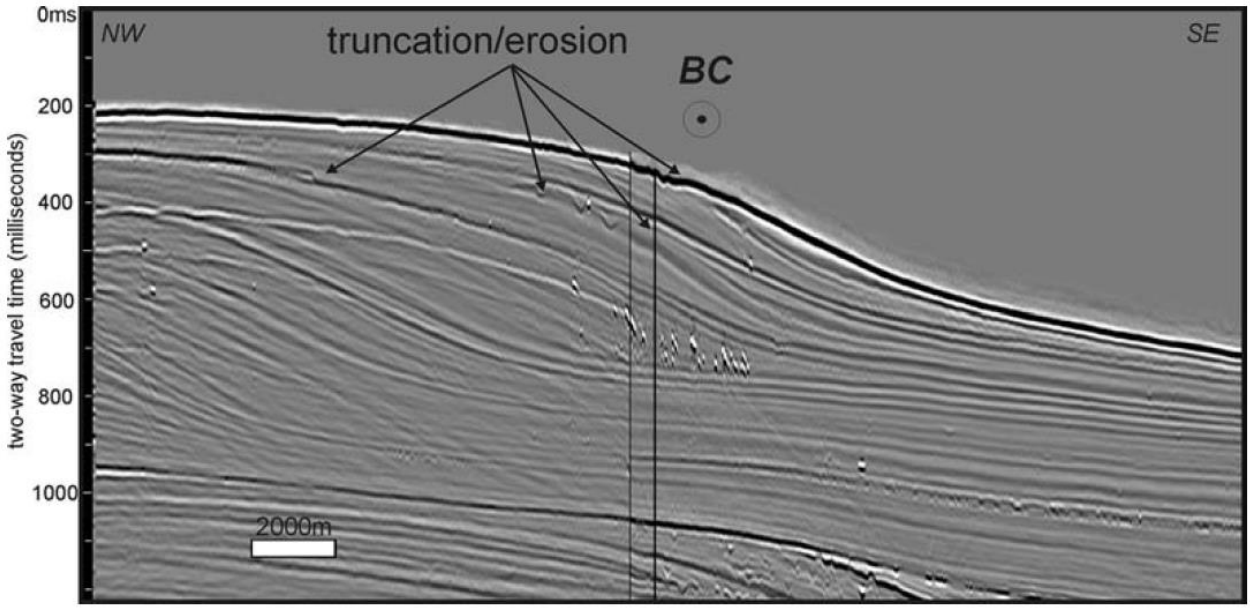


Figura 8-21 – Linha sísmica interpretada por Duarte e Viana (2007) mostrando o truncamento dos refletores e erosão do fundo do mar na plataforma-talude superior devido a atuação da Corrente do Brasil (BC).

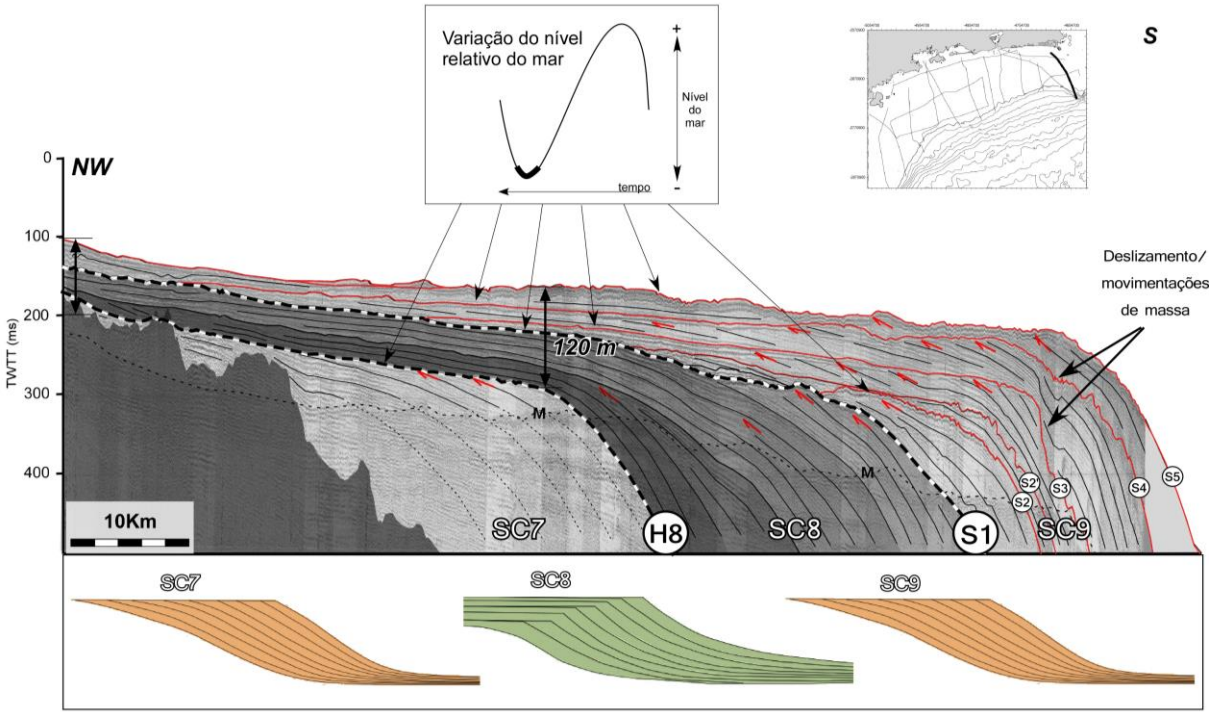


Figura 8-22 - Linha sísmica de alta resolução interpretada, ilustrando os padrões de arquitetura sedimentar para cada sequência e superfície estratigráfica reconhecida na área de estudo.

Além destas variações eustáticas responsáveis pela criação e destruição de espaço de acomodação, a subsidência é, também, um importante fator para a preservação das sucessões

estratigráficas (Figura 8-11). A partir do mapa de subsidência total desenvolvida nos últimos 10.5 Ma, obtido através da modelagem 3D do Cenozóico, é possível verificar uma maior subsidência de até 150 m, e consequente maior espaço de acomodação, na plataforma e quebra de plataforma da porção oeste da área de estudo. O maior espaço de acomodação na porção oeste permitiu a construção de um pacote sedimentar mais espesso no local, onde pode ser observado um dos principais depocentros da área durante a construção da Megassequência C (Figura 8-23). Podem ainda ser observadas duas zonas de maior subsidência na área (com subsidência total de até 400 m), situadas na bacia da porção extremo leste e extremo oeste da área que coincidem com os depocentros observados (Figura 8-20). Esta subsidência estaria, então, relacionada a uma provável resposta da sobrecarga devido à grande quantidade sedimentar carreada para a bacia pelos movimentos de massa frequentes nas sequências que compõem a Megassequência C (Figura 7-5, Figura 7-6, Figura 8-22 e Figura 8-23).

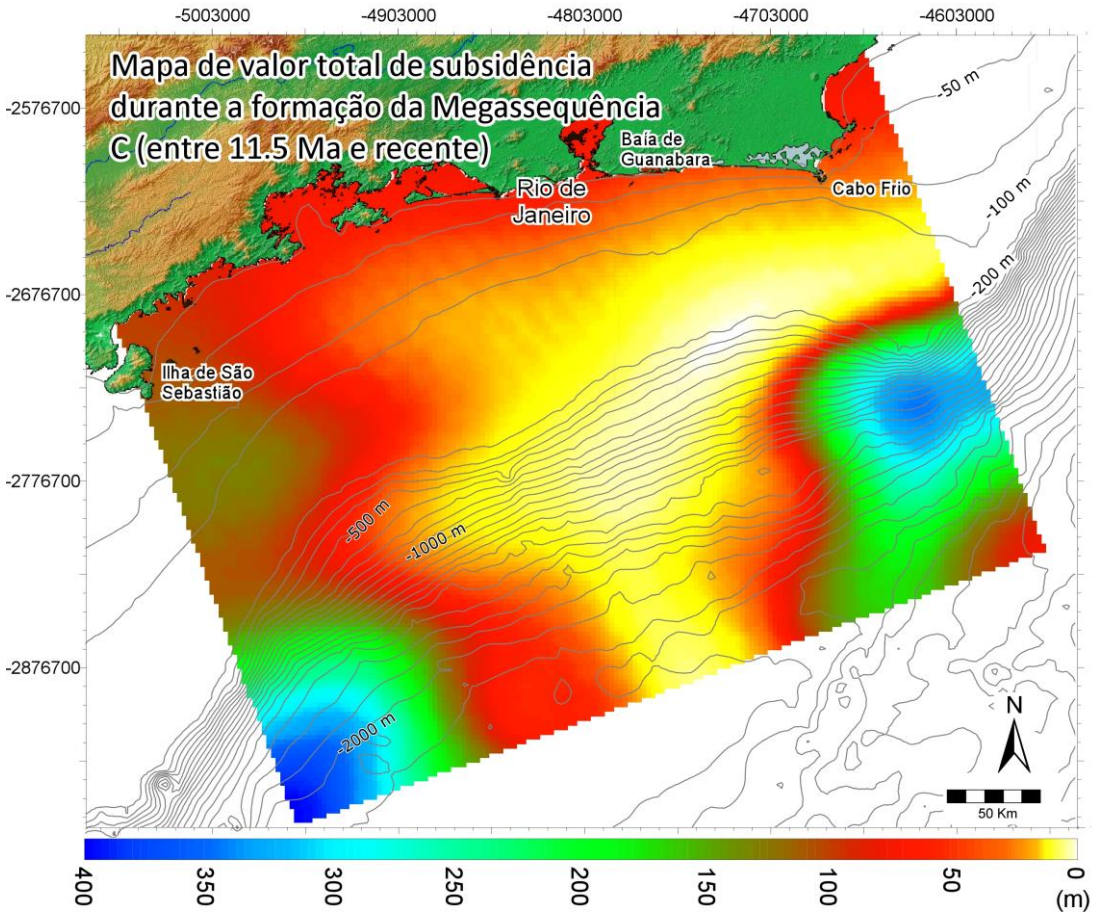


Figura 8-23 – Mapa de valor total da subsidência (em metros) desenvolvida durante o período de construção sedimentar da Megassequência C (últimos 10.5 Ma), obtido através do modelo estratigráfico cenozóico 3D. As linhas cinzas representam as isóbatas da batimetria atual.

8.5) Arquitetura e Ciclicidade Deposicional das Sequências Plio-Quaternárias no Contexto das Variações Eustáticas

A múltipla abordagem metodológica utilizada no presente estudo mostrou-se ainda ferramenta particularmente importante ao ser aplicada a intervalos estratigráficos fora do interesse mais imediato da indústria de petróleo, como o intervalo Plioceno-Quaternário, sobre o qual há pouca disponibilidade de dados de datação bioestratigráfica e absoluta, assim como de quantificação de parâmetros controladores, como taxa de aporte sedimentar e de subsidência. Apesar da pouca disponibilidade deste tipo de dados, a maior resolução das curvas de variação eustática, obtidas através de curvas de variação isotópica $\delta^{18}O$, permitem uma análise mais precisa da influência eustática na construção sedimentar das sequências plio-quaternárias. Por isso, após a realização de análises de sinal eustático, foi possível correlaciona-los com os resultados da modelagem estratigráfica e interpretação sísmica e concluir que os diferentes padrões arquiteturais característicos de cada sequência plio-quaternária sofrem importante influência da frequência e amplitude do sinal eustático.

As variações identificadas no padrão de deposição sedimentar entre as sequências identificadas refletem variações nas relações espaço de acomodação *versus* aporte sedimentar, durante a formação de cada sequência. No item de *Hipóteses de idades de formação das superfícies H8 e S1*, as variações na arquitetura sedimentar foram relacionadas às diferentes taxas de criação e destruição de espaço de acomodação induzidas pelas variações eustáticas durante o Plio-Quaternário. Contudo, somente estas variações parecem não ser capazes de explicar a formação da arquitetura sedimentar observada em cada uma das sequências discutidas abaixo.

As linhas sísmicas de alta resolução permitiram um melhor detalhamento da arquitetura deposicional das sequências que compõem a Megassequência C. Nestas linhas, somente a porção mais superior da sequência SC7 pode ser interpretada devido à limitação de profundidade das linhas (Figura 8-22). A definição de mais alta resolução da arquitetura da sequência SC7 permite a interpretação da superfície topo H7 como uma discordância erosiva caracterizada como Limite de sequência. Esta sequência apresenta clinoformas progradantes que parecem variar de sigmoidais, na porção mais basal da sequência, a clinoformas oblíquas no seu topo, possivelmente relacionadas à clinoformas sigmoidais fortemente erodidas (Figura 8-24). Esta arquitetura é provavelmente resultado de uma intensa progradação sedimentar sem nenhuma, ou pouca, criação de espaço de acomodação (dentro da limitação da resolução das linhas sísmicas); ou indica resultado da influência

de uma importante queda de nível de mar, relacionada à superfície H8 (de 2.4 Ma), capaz de erodir a porção superior da sequência SC7.

A sequência SC8 é caracterizada nas linhas sísmicas de alta resolução por um padrão misto de clinoformas sigmoidais-oblíquas, indicando a intercalação de períodos de preservação e de erosão dos sistemas sedimentares. De acordo com a curva de variação eustática de Lisiecki e Raymo (2005), a tendência geral de queda de nível de mar observada entre 2.4 e 0.63 Ma indicaria a destruição potencial de espaço de acomodação. Contudo, outros fatores são também possíveis para influenciarem a construção de tal arquitetura deposicional. O mesmo padrão deposicional poderia também ser explicado através da relação entre frequência *versus* amplitude das variações eustáticas. Esta hipótese se explica pelo fato de que durante o período de desenvolvimento da sequência SC8 observa-se uma predominância da frequência relativa ao período de 20 ky superposta ao sinal eustático, relacionada segundo a teoria orbital à Precessão (Figura 8-25B e D). Esta alta frequência, combinada com as amplitudes de variação eustáticas observadas no período (75-90 m; Figura 8-25E), indicaria uma arquitetura uniforme com intercalações de: sistemas agradacionais, formados durante os segmentos de elevação de nível de mar, e preservados devido à subsidência existente; e, sistemas progradacionais com topo erodido, indicando condições de regressão forcada onde a destruição de espaço de acomodação ocorre devido a grande amplitude de queda eustática (Figura 8-24).

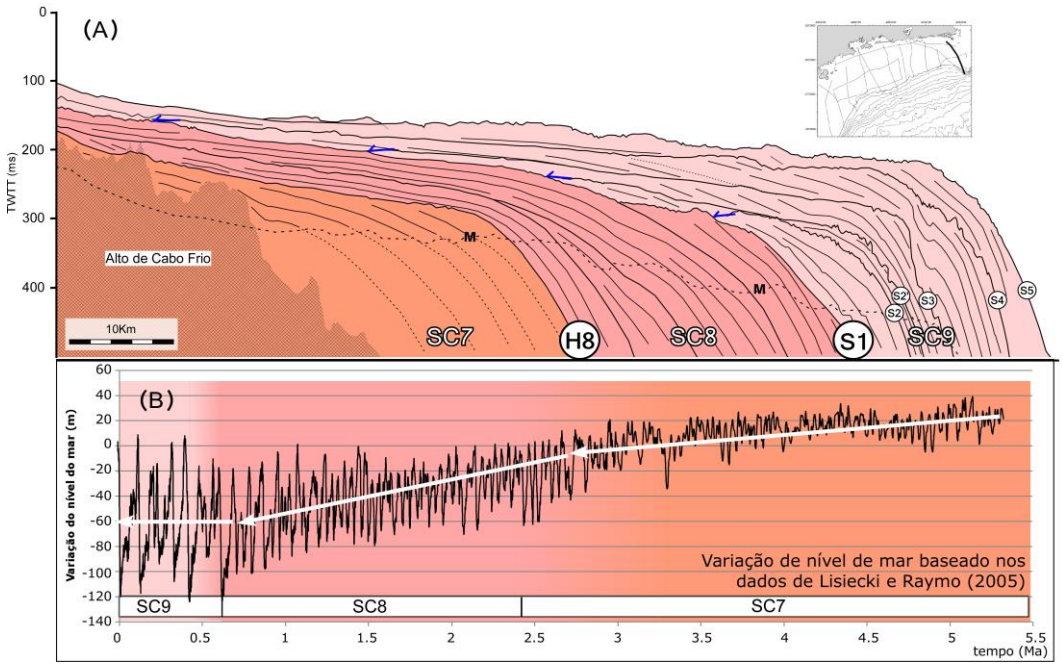


Figura 8-24 – Interpretação das sequências, subsequências e superfícies estratigráficas relacionando (A) o modelo deposicional baseado na linha sísmica da Figura 7-43 e; (B) a curva de variação eustática baseada nos dados de Lisiecki e Raymo (2005). As setas brancas indicam a tendência de nível de mar nos períodos de desenvolvimento de cada sequência sedimentar.

Já a sequência SC9 é caracterizada por seis subsequências bem individualizadas sendo cinco delas (SQ1, SQ2, SQ2', SQ3 e SQ4) formadas sob condições de regressão forçada presentes essencialmente na borda de plataforma (SQ1 a SQ4; Figura 8-24). A individualização das sequências através de limites claramente erosivos ocorre provavelmente devido à grande amplitude de variação de nível de mar (Figura 8-25E) combinada com uma mais baixa frequência do sinal eustático, relacionada com a periodicidade de 100 ky (Figura 8-25A). Esta configuração permite a geração de espaço de acomodação devido ao longo tempo em que cada sequência é submetida à subsidência e seu topo erodido devido à grande amplitude de variação eustática da ordem de ±100-120 m (Figura 8-25E). Deste modo, podemos observar nas curvas eustáticas da Figura 8-25E que a formação de descontinuidades erosivas bem marcadas é relacionada a grandes quedas de nível de mar, mesmo com uma tendência de manutenção de nível de mar constante (como indicado pela seta branca nos últimos 500-600 ka, Figura 8-24B).

As sequências sedimentares que compõem a sequência SC9 (SQ1, SQ2, SQ2', SQ3 e SQ4) puderam ainda ser correlacionadas a diferentes ciclos de variação de nível de mar. De acordo com o modelo estratigráfico das sequências sedimentares quaternárias, a sequência SQ1 se desenvolve entre os períodos de 0.63-0.44 a, a SQ2 entre 0.44-0.35 Ma, a SQ2' entre 0.35-0.25 Ma, a SQ3 entre 0.25-0.14 Ma, a SQ4 entre 0.14-0.018 Ma e a SQ5 entre 0.018 Ma e o Recente (Figura 8-26). Estes intervalos de idade indicam uma ciclicidade de aproximadamente 100 ky para as sequências SQ2, SQ2', SQ3 e SQ4. Já a sequência SQ1 apresenta um intervalo de idade de aproximadamente 200 ky. Durante o intervalo de tempo englobado pela sequência SQ1, observou-se na curva de variação eustática a ocorrência de dois ciclos, o que indica que esta sequência representa, na realidade, dois ciclos de 100 ky que não puderam ser identificados na arquitetura observada nas linhas sísmicas de alta resolução, provavelmente devido à grande erosão a que esta sequência foi submetida e logo a seu mais baixo grau de preservação que as demais. Já sequência SQ5 representa o início do ultimo ciclo eustático de 100 ky, representada apenas por sistemas transgressivos e mar alto depositados desde início da ultima deglaciação a partir de ~20 ka (Reis *et al.*, 2013).

As sequências que compõem a sequência SC9 apresentam também diferentes graus de preservação e de alcance proximal (posição dos respectivos *landward pinch out*, representados pelas setas azuis na Figura 8-24A). Os sucessivos *landward pinch outs* se apresentam cada vez mais proximalmente, revelando de tal forma que o grau de preservação das sequências é crescentemente mais importante da sequência SQ1 para SQ4. Esta configuração indica claramente que houve um aumento de espaço de acomodação na plataforma no decorrer do desenvolvimento deste conjunto de subsequências.

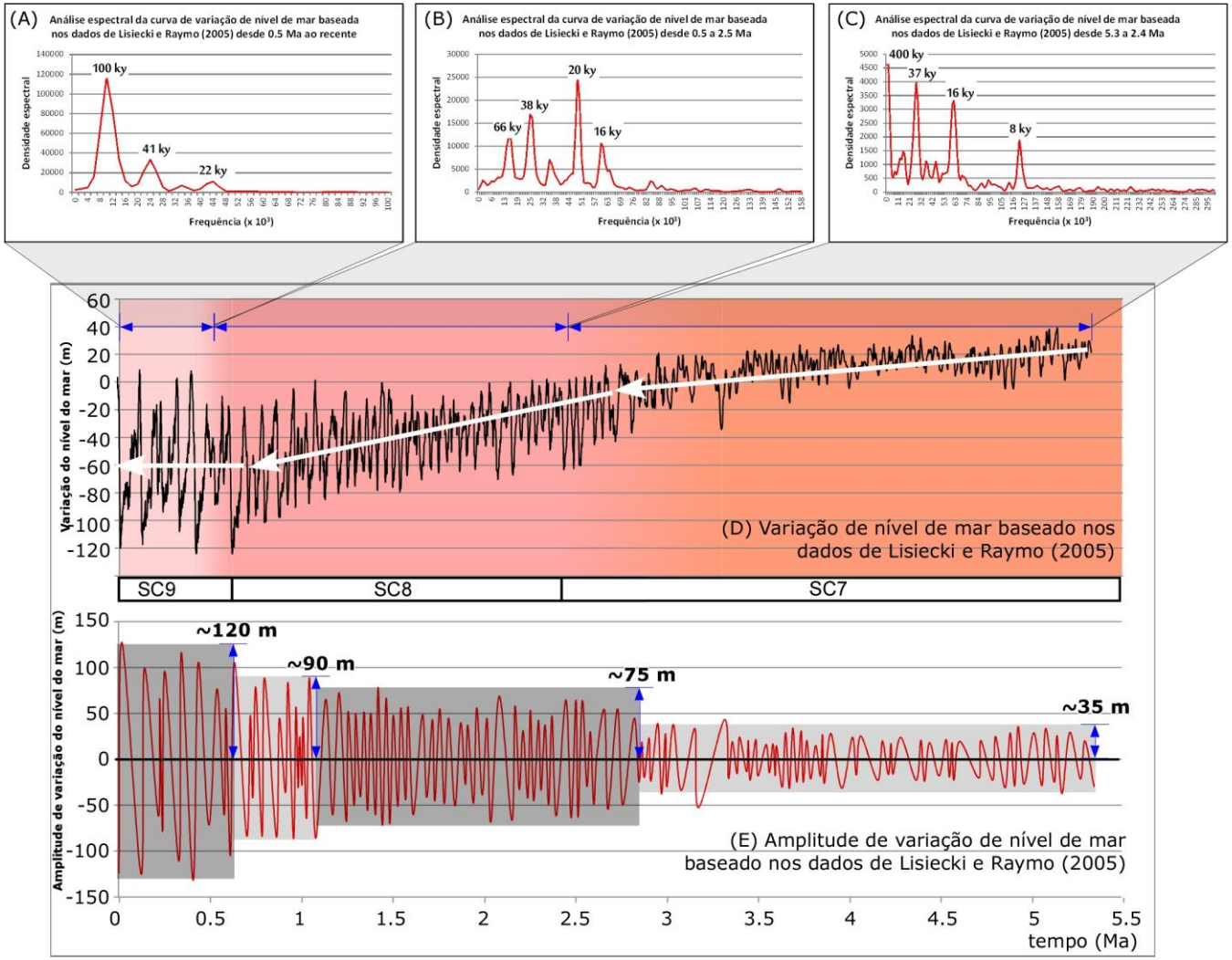


Figura 8-25 – Relação entre (A) as análises espectrais da curva de variação eustática baseada na curva de Lisiecki durante os períodos aproximados dos desenvolvimentos das sequências SC9 (desde 0.5 Ma); (B) SC8 (entre 0.5 e 2.5 Ma) e; (C) SC7 (entre 2.5 e 5.2 Ma, limite dos dados da curva de Lisiecki); (D) curva de variação eustática de Lisiecki com a interpretação das sequências e; (E) o gráfico de variação de amplitude de variação eustática também baseada na curva de Lisiecki.

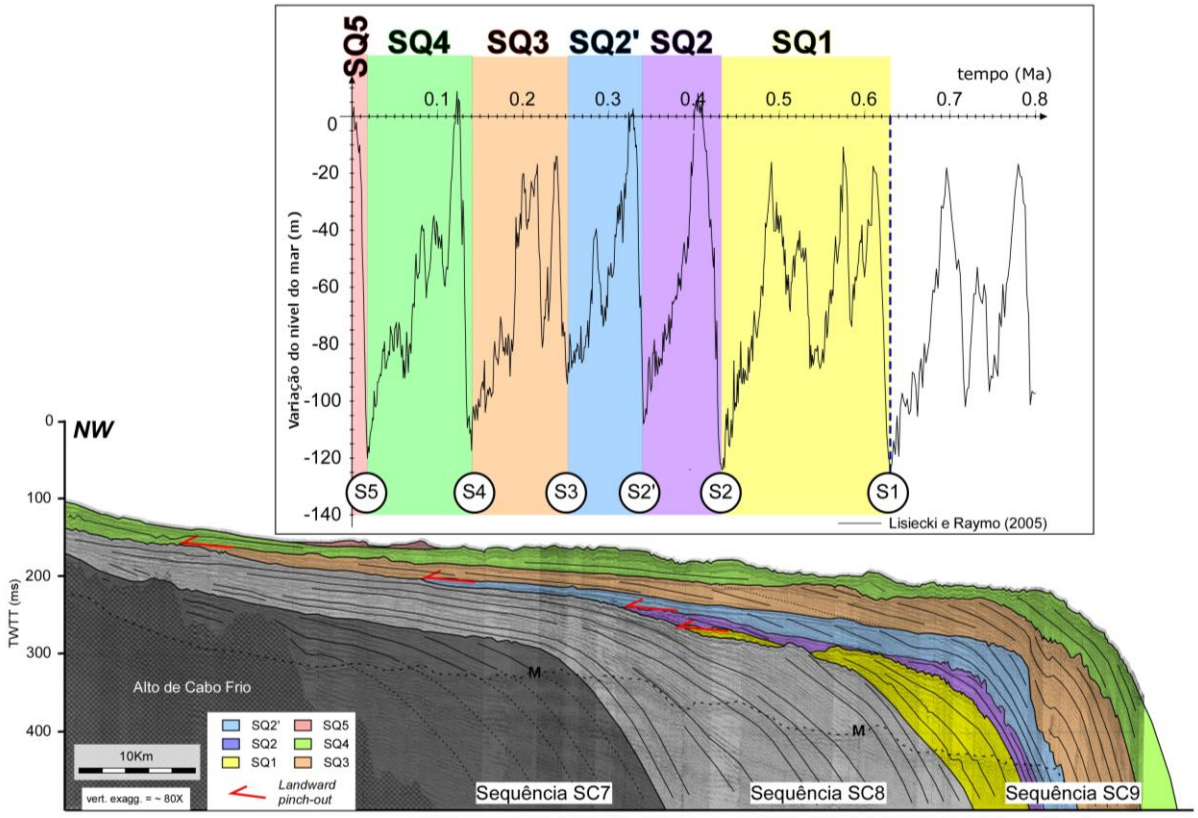


Figura 8-26 – A) Interpretacao da linha sísmica de alta resolução detalhando as sequências que compõem a sequência SC9. B) Correlação da interpretação das sequências identificadas na linha sísmica com a curva de variação eustática baseada nos dados isotópicos de Lisiecki e Raymo (2005).

Para a compreensão dos processos de criação e destruição de espaço de acomodação, é necessário também considerar a atuação da subsidência como importante fator controlador da arquitetura deposicional. O gráfico da Figura 8-11 indica um grande aumento de subsidência durante o desenvolvimento das duas últimas sequências SC8 e SC9 (últimos 2.4 Ma – Quaternário), como ilustrado pelos sucessivos *landward pinch outs* das subsequências que compõem a sequência SC9 em posição cada vez mais proximal. Tal situação explicaria a preservação crescente das subsequências (de baixo para cima) que compõem a sequência SC9 (Figura 8-26). A partir do modelo estratigráfico 2D dos últimos 2.4 Ma, foi possível ainda constatar uma queda na taxa de subsidência durante o desenvolvimento das sequências SQ1, SQ2 e SQ2' seguida de um grande aumento nos últimos 300-350 ka (Figura 8-27). Tais variações na taxa de subsidência parecem refletir aproximadamente as variações na taxa de aporte sedimentar (Figura 8-27), como o significativo aumento nos últimos 300-400 ka apontado nas etapas de modelagem estratigráfica. Neste caso, a origem da subsidência poderia estar relacionada à sobrecarga sedimentar das próprias subsequências de SC9, uma vez que a bacia de Santos já seria uma margem termicamente madura durante o Quaternário Superior.

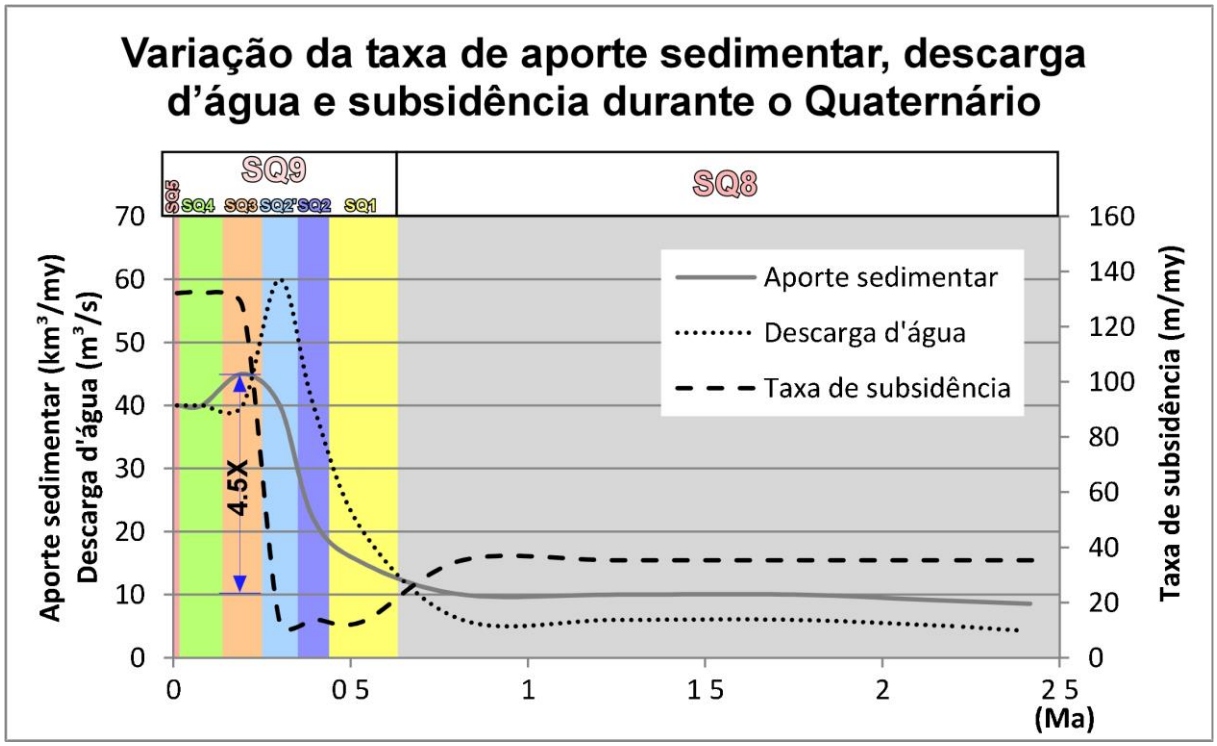


Figura 8-27 – Variação do aporte sedimentar, descarga d'água e subsidência durante o Quaternário, obtidas através da modelagem estratigráfica 2D de uma linha sísmica situada na porção leste da área de estudo.

Vale ressaltar, no entanto, que a tendência de aumento de aporte sedimentar não é observada somente nos últimos 400 ka, e sim de uma forma continua nos últimos 2.4 Ma (Figura 8-11). Tamanho aumento de aporte sedimentar é, na verdade, considerado um fenômeno mundial observado em muitas bacias ao redor do mundo. O gráfico da Figura 8-28A, de Hay *et al.* (1988), indica um aumento significativo de massa de sedimentos armazenados nos últimos 5 Ma a nível mundial, atingindo taxa de 3X maior que a massa dos sedimentos depositados entre 10 e 5 Ma. Um *zoom* no gráfico de taxa de sedimentação nos últimos 5 Ma (Figura 8-28B, de Lisiecki e Raymo, 2005) mostra que este aumento de sedimentação ocorre gradualmente até atingir o seu pico atualmente.

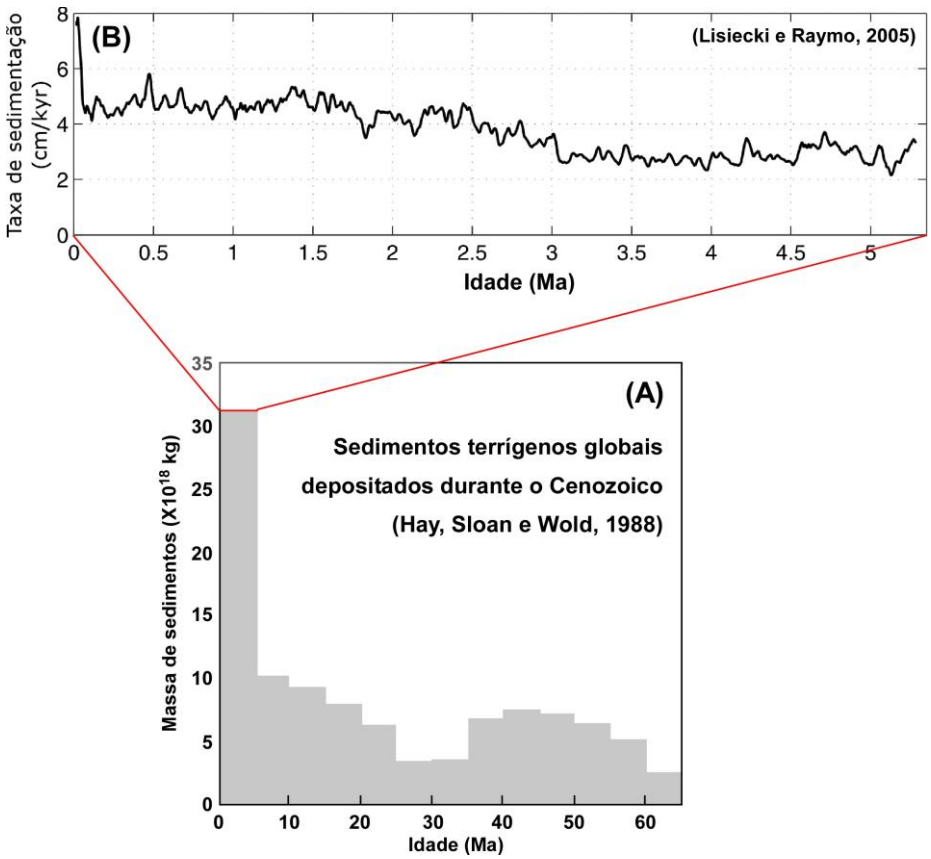


Figura 8-28 – Gráficos de variação da taxa de sedimentação ao longo do tempo em diferentes escalas temporais: (A) Gráfico da variação da massa de sedimentos armazenados nos últimos 60 Ma (em intervalos de 5 my, Hay *et al.*, 1988); (B) Gráfico da variação da taxa de sedimentação medida em vários locais ao redor do mundo nos últimos 5 Ma (ver Figura 6-4, Lisiecki e Raymo, 2005).

Capítulo 9

Conclusões e Perspectivas Futuras

Os resultados do presente trabalho permitiram a proposição de novos cenários sobre a evolução tectono-sedimentar da porção norte da bacia de Santos nos últimos 49.5 Ma. A acoplagem de diferentes metodologias de análise de bacias, incluindo a interpretação sísmica, a análise de dados de poços exploratórios e etapas de modelagem estratigráfica permitiu a quantificação experimental dos principais parâmetros que influenciaram a construção sedimentar da bacia durante a maior parte do Cenozóico, entre outros, a quantificação de aporte sedimentar, da subsidência assim como a proposição de novos padrões de ciclicidade e arquitetura deposicional.

Na escala regional e temporal dos últimos 49.5 Ma da porção norte da bacia de Santos, os resultados obtidos reposicionam a evolução tectono-sedimentar da bacia desenvolvida no contexto de três principais megassequências deposicionais de 3ª ordem (ciclos de ~20 my), tectonicamente induzidas através da abertura e fechamento de passagens oceânicas e suas consequentes mudanças nas circulações oceânicas e atmosféricas. Estas megassequências são limitadas por superfícies fortemente erosivas relacionadas aos grandes eventos de quedas eustáticas do Oligoceno Inferior e do Tortoniano:

(i) A Megassequência A, desenvolvida entre 49.5 e 30 Ma, é representada por um empilhamento sedimentar progradante localizado desenvolvido na região entre a Baía de Guanabara e o Alto de Cabo Frio, à aproximadamente 100 km da costa atual. O seu

desenvolvimento localizado foi relacionado à pré-existência de uma zona depressionada que sofre contínuo aumento de espaço de acomodação induzido pela sobrecarga sedimentar da feição e consequente migração de sal. A feição é sedimentologicamente caracterizada por sedimentos 40% arenosos originários de uma fonte sedimentar pontual relacionada ao proto-rio Paraíba do Sul localizada, durante o período, próxima a Baía de Guanabara. A progradação da feição se desenvolve desde a fonte sedimentar em direção a bacia e também em direção leste conduzida pelo maior espaço de acomodação local. Além disso, são observados no pé do talude importantes movimentos de massa de se estendem ao longo de toda a feição progradante;

(ii) A Megassequência B, desenvolvida entre 30 e 10.5 Ma, é caracterizada por uma grande retrogradação dos sistemas sedimentares, induzida por uma importante subsidência ocorrida na época. No entanto, o principal depocentro da megassequência, localizado distalmente na bacia, está relacionado a depósitos contorníticos situados próximos ao Alto de Cabo Frio, alinhados ao pé do talude até aproximadamente a altura da Baía de Guanabara. Estes depósitos são relacionados à corrente de contorno instalada no inicio da formação da megassequência, provavelmente relacionada à abertura da Passagem de Drake e suas modificações no padrão de circulação oceânica. Os sedimentos argilosos presentes nos depósitos contorníticos, e característicos desta Megassequência (em torno de 70-80% de sedimentos argilosos), são advindos de fonte sedimentar na localizada na vizinha bacia de Campos, provavelmente relacionada ao deslocamento do proto-rio Paraíba do Sul para a bacia de Campos;

(iii) Megassequência C, desenvolvida entre 10.5 Ma e o Recente, é novamente caracterizada por uma grande progradação sedimentar, desta vez relacionada à implantação do padrão de ciclicidade deposicional climaticamente induzida (ciclos glacias/interglaciais) que caracteriza o Quaternário, assim como a um grande aumento de aporte sedimentar observado durante o período. Ressalta-se também o papel da subsidência no nível de preservação do registro sedimentar.

Estudos de maior detalhamento foram também realizados em dois intervalos temporais: o Eoceno e o Quaternário:

(a) Na porção norte da bacia de Santos foram desenvolvidas durante o período Eoceno as feições progradantes que caracterizam essencialmente a Megassequência A. Os resultados do presente trabalho permitiram uma maior precisão da idade de deslocamento da principal fonte sedimentar relacionada ao proto-Rio Paraíba do Sul para a bacia de Campos. Uma idade de 33 Ma é indicada para o deslocamento de tal drenagem, refletida por uma grande diminuição de aporte sedimentar local através de etapas de modelagem estratigráfica.

(b) Os sistemas sedimentares desenvolvidos durante o Quaternário, interpretados em linhas de sísmica de alta resolução, foram particularmente interessantes para focalizar em maior detalhe tanto a ciclicidade de sequências deposicionais induzidas por diferentes forças orbitais, quanto a relação entre diferentes estilos arquiteturais e as ciclicidades de Milankovitch. Os sistemas sedimentares quaternários representam a porção final do desenvolvimento sedimentar da Megassequência C, e são caracterizados por importantes progradações relacionadas a um grande aumento de aporte e consequente aumento de subsidência por sobrecarga sedimentar. Os resultados dos estudos em detalhe permitiram estabelecer uma mudança no padrão sedimentar como resposta a atuação destas diferentes forças orbitais. As sequências desenvolvidas entre 2.4 e 0.63 Ma são relacionadas a um padrão deposicional caracterizado pela intercalação de sistemas progradantes oblíquos e sigmoidais. Este período é caracterizado por altas frequências de variações eustáticas de ciclicidade de 20 ky e amplitudes que giram em torno de 75-90 m. Já as sequências dos últimos 0.63 Ma, caracterizadas por sistemas progradantes oblíquos, são desenvolvidas em ciclos deposicionais de 4ª ordem (de aproximadamente 100-120 ky de duração) e de grandes amplitudes eustáticas de 100-120 m. A mudança na ciclicidade de 20 para 100 ky indica uma modificação na influência das diferentes forças orbitais: entre 2.4 e 0.63 Ma a Precessão se apresenta como parâmetro de maior influência, enquanto entre 0.63 Ma e o Recente a Excentricidade se destaca como principal fator indutor das características arquiteturais das sequências.

Assim, os resultados do presente trabalho permitiram a distinção do papel estratigráfico preponderante das diferentes forçantes (tectônica e/ou climática) que atuaram na ciclicidade deposicional da porção norte da bacia de Santos nos últimos 49.5 Ma. Na escala do Cenozóico esta ciclicidade é controlada fundamentalmente por variações eustáticas tectonicamente induzidas, enquanto a ciclicidade deposicional na escala do Quaternário é dominantemente controlada por forças orbitais relacionadas a diferentes parâmetros orbitais dos ciclos de Milankovitch.

9.1) Perspectivas Futuras

Os resultados obtidos neste trabalho fornecem um maior detalhamento e novos cenários para a evolução tectono-sedimentar da porção norte da bacia de Santos. Contudo, alguns pontos merecem ainda maior detalhamento e novos estudos são necessários, dentre os quais podemos destacar:

- Estudos mais detalhados sobre o desenvolvimento tectono-sedimentar cenozóico da porção emersa adjacente à bacia de Santos e a sua integração aos estudos *offshore* permitiriam um entendimento mais efetivo das relações de tectonismo, aporte sedimentar e processos de sedimentação na margem;

- Modelos estratigráficos com maior detalhamento considerando toda a margem estudada, desde a área continental passando pela plataforma continental até a bacia permitiriam resultados mais precisos das variações de aporte sedimentar e subsidência na bacia de Santos;

- Modelos estratigráficos 3D dos intervalos de interesse ressaltados neste trabalho: feição progradante da Megassequência A e os sistemas sedimentares quaternários poderiam permitir maior entendimento sobre os processos de construção sedimentar e estratigráfica que os produzidos por modelagem estratigráfica 2D, como por exemplo, uma melhor definição da localização das prováveis fontes sedimentares e de seus padrões de migrações, e também das variações laterais de aporte sedimentar e subsidência;

- A realização de estudos específicos que enfocassem a construção de curvas de variações de nível de mar no Oceano Atlântico Sul, poderia permitir maior precisão sobre os resultados produzidos concernindo a criação de espaço de acomodação e, consequentemente, as taxas de subsidência obtidos nas etapas de análise sísmica e modelagem estratigráfica;

- Finalmente, a correlação das sequências e superfícies estratigráficas interpretadas com dados de curvas de poços (e.g., raio gama, resistividade, densidade e sônica), não realizada devido a algumas imprecisões nos dados das pastas de poços fornecidos pela ANP, e por questões de cronograma, teriam permitido novas ferramentas de checagem dos resultados interpretativos e experimentais obtidos com dados efetivamente recolhidos.

Capítulo 10

Referências Bibliográficas

Ainsworth, R.B., 1991. Sedimentology and high resolution sequence stratigraphy of the Bearpaw-Horseshoe Canyon transition (Upper Cretaceous). McMaster University.

Ainsworth, R.B., 1992. Sedimentology and sequence stratigraphy of the Upper Cretaceous, Bearpaw-Horseshoe Canyon transition, Drumheller, Alberta, in: American Association of Petroleum Geologists Annual Convention, Calgary, Field Trip Guidebook. 118 p.

Ainsworth, R.B., 1994. Marginal marine sedimentology and high resolution sequence analysis; Bearpaw-Horseshoe Canyon transition, Drumheller, Alberta. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 42, pp. 26–54.

Aitchison, J.C., Ali, J.R., Davis, A.M., 2007. When and where did India and Asia collide? Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 112. doi:10.1029/2006JB004706

Allen, M.B., Armstrong, H.A., 2008. Arabia–Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 265, pp. 52–58. doi:10.1016/j.palaeo.2008.04.021

Allen, P.A., Allen, J.R., 2005. Basin Analysis: Principles and Applications. John Wiley & Sons, 560 p.

Almeida, F.F.M., Carneiro, C.D.R., 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. Revista Brasileira de Geociências, 28, pp.135–150.

Alves, E.C., Ponzi, V.R., 1984. Características morfológico-sedimentares da plataforma continental e talude superior da margem continental sudeste do Brasil. Presented at the XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, pp. 1629–1642.

Anderson, D.E., Goudie, A.S., Parker, A.G., 2007. Global Environments Through the Quaternary: Exploring Environmental Change. Oxford University Press, 392 p.

Andersson, C., 2009. Neogene Climates, in: Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments. Springer, pp. 609-611.

Antunes, V., 1994. Bioestratigrafia dos nanofósseis quaternários da bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobras, 8, pp. 295–313.

Artusi, L., 2004. Geologia, geomorfologia e sismoestratigrafia rasa da plataforma continental ao largo da Lagoa de Araruama-RJ (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal Fluminense.

Artusi, L., Figueiredo Jr, A.G., 2007. Sismoestratigrafia rasa da plataforma continental de Cabo Frio–Araruama–RJ. Revista Brasileira de Geofísica, 25, pp. 7–16.

Asmus, H.E., Ferrari, A.L., 1978. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil. Aspectos Estruturais da Margem Continental Leste e Sudeste do Brasil, Série Projeto REMAC, 4, pp. 75–88.

Assine, M.L., Corrêa, F.S., Chang, H.K., 2008. Migração de depocentros na bacia de Santos: importância na exploração de hidrocarbonetos. Brazilian Journal of Geology, 38, pp. 111–127. doi:10.5327/rbg.v38i2.1396

Azevedo, J.M.F., 1991. Integração entre o preenchimento Sedimentar cenozóico das bacias de Campos e Santos e a evolução tectônica e geomorfológica das áreas continentais adjacentes (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal de Ouro Preto.

Barrel, J, 1917. Rhythms and the measurement of Geologic time. Geological Society of America Bulletin, 28, pp. 745–904

Begin, Z.B., Meyer, D.F., Schumm, S.A., 1981. Development of longitudinal profiles of alluvial channels in response to base-level lowering. Earth Surface Processes Landforms, 6, pp. 49–68.

Berger, A.L., Imbrie, J., Hays, J., Saltzman, B., 1984. Milankovitch and climate, 2. Reidel.

Berger, W.H., Jansen, E., 1994. Mid-Pleistocene climate shift - The Nansen connection, in: Johannessen, O.M., Muench, R.D., Overland, J.E. (Eds.), Geophysical Monograph Series. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 295–311.

Berner, R.A., Kothavala, Z., 2001. Geocarb III: A Revised Model of Atmospheric CO2 over Phanerozoic Time. American Journal of Science, 301, pp. 182–204. doi:10.2475/ajs.301.2.182

Blum, M.D., Törnqvist, T.E., 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. Sedimentology, 47, pp. 2–48. doi:10.1046/j.1365-3091.2000.00008.x

Brown Jr, L.F., Fisher, W.L., 1977. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26, pp. 213–248.

Cainelli, C., Mohriak, W.U., 1999. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian continental margin. Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences, 22, pp. 206–216.

Caldas, M.F., 2007. Reconstituição cinemática e tectono-sedimentação associada a domos salinos nas águas profundas da bacia de Santos, Brasil (Dissertação de Mestrado). UFRJ, Rio de Janeiro.

Cane, M.A., Molnar, P., 2001. Closing of the Indonesian seaway as a precursor to east African aridification around 3–4 million years ago. Nature, 411, pp. 157–162. doi:10.1038/35075500

Carminatti, M., Scarton, C., 1991. Sequence Stratigraphy of the Oligocene Turbidite Complex of the Campos Basin, Offshore Brazil: an Overview, in: Weimer, P. and Link, M. H. Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems. Springer-Verlag, New York, pp. 241–246.

Carson, M.A., Kirby, M.J., 1972. Hillslope Form and Process. The University Press, 476 p.

Carter, R.M., 1998. Two models: global sea-level change and sequence stratigraphic architecture. Sedimentary Geology, 122, pp.23–36. doi:10.1016/S0037-0738(98)00111-0

Cattaneo, A., Steel, R.J., 2003. Transgressive deposits: a review of their variability. Earth-Science Reviews, 62, pp. 187–228.

Catuneanu, O., 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. Journal of African Earth Sciences, 35, pp. 1–43.

Catuneanu, O., 2006. Principles of sequence stratigraphy. Elsevier Science, 386 p. ISBN: 978-0-444-51568-1

Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. Earth-Science Reviews, 92, pp. 1–33.

Catuneanu, O., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gianolla, P., Gibling, M.R., 2010. Thematic Set: Sequence stratigraphy: common ground after three decades of development. first break, 28.

Catuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, C.G.S.C., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A., Tucker, M.E., 2011. Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. Newsletters on Stratigraphy, 44, pp. 173–245. doi:10.1127/0078-0421/2011/0011

Catuneanu, O., Zecchin, M., 2013. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves II: Controls on sequence development. Marine and Petroleum Geology, 39, pp. 26–38. doi:10.1016/j.marpetgeo.2012.08.010

Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F., 1990. Novos conceitos sobre o desenvolvimento das bacias marginais do leste brasileiro, in: Origem E Evolução de Bacias Sedimentares. Petrobras, pp. 269-289.

Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F., Bender, A.A., 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. Tectonophysics, 213, pp. 97–138.

Clark, P.U., Archer, D., Pollard, D., Blum, J.D., Rial, J.A., Brovkin, V., Mix, A.C., Pisias, N.G., Roy, M., 2006. The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO2. Quaternary Science Reviews, 25, pp. 3150–3184. doi:10.1016/j.quascirev.2006.07.008

Coates, A.G., Jackson, J.B.C., Collins, L.S., Cronin, T.M., Dowsett, H.J., Bybell, L.M., Jung, P., Obando, J.A., 1992. Closure of the Isthmus of Panama: The near-shore marine record of Costa Rica and western Panama. Geological Society of America Bulletin, 104, pp. 814–828. doi:10.1130/0016-7606(1992)104<0814:COTIOP>2.3.CO;2

Cobbold, P.R., Meisling, K.E., Mount, V.S., 2001. Reactivation of an Obliquely Rifted Margin, Campos and Santos Basins, Southeastern Brazil. AAPG Bulletin, 85, pp. 1925–1944. doi:10.1306/8626D0B3-173B-11D7-8645000102C1865D

Contreras, J., Zühlke, R., Bowman, S., Bechstädt, T., 2010. Seismic stratigraphy and subsidence analysis of the southern Brazilian margin (Campos, Santos and Pelotas basins). Marine and Petroleum Geology, 27, pp. 1952–1980. doi:10.1016/j.marpetgeo.2010.06.007

Copeland, P., 1997. The When and Where of the Grouth of Himalaya and Tibetan Plateau, in: Tectonic Uplift and Climate Change, Plenum. Ruddiman, W. F., New York, pp. 20–40.

Correa, F.S., 2009. Evolução halocinética da região centro-norte da bacia de Santos, Brasil (Doutorado). UNESP, São Paulo.

Corrêa, I.C.S., Ponzi, V.R.A., Trindade, L.A.F., 1980. Níveis marinhos quaternários da Plataforma Continental do Rio de Janeiro, in: An. XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, pp. 578–587.

Costa, M.P.A., Alves, E.C., Pacheco, P.G., Maia, A.S., 1988. Prováveis estabilizações do nível do mar holocênico em trechos da plataforma continental entre o norte de São Paulo e o sul do Rio

de Janeiro, constatadas através de morfologia de detalhe, in: XXXV Congresso Brasileiro de Geologia. pp. 436–442.

Coulthard, T.J., 1999. Modelling upland catchment response to Holocene environmental change. (Tese de Doutorado). University of Leeds.

Culling, W.E.H., 1960. Analytical theory of erosion. The Journal of Geology, pp. 336–344.

Curray, J.R., 1964. Transgressions and regressions. Papers in Marine Geology: New York, Macmillan pp. 175–203.

Dai, A., Trenberth, K.E., 2002. Estimates of Freshwater Discharge from Continents: Latitudinal and Seasonal Variations. Journal of Hydrometeorology, 3, pp. 660–687. doi:10.1175/1525-7541(2002)003<0660:EOFDFC>2.0.CO;2

De Man, E., Van Simaeys, S., 2004. Late Oligocene Warming Event in the southern North Sea Basin: benthic foraminifera as paleotemperature proxies. Netherlands Journal of Geosciences, 83, pp. 227–239.

DeConto, R.M., 2009. Plate Tectonics and Climate Change, in: Gornitz, V. (Ed.), Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments. Springer, pp. 784–798.

DeConto, R.M., Hay, W.W., Thompson, S.L., Bergengren, J., 1999. Late Cretaceous climate and vegetation interactions: Cold continental interior paradox. Special papers - Geological Society of America, pp. 391–406.

Dias, G.T.M., Gorini, M.A., Gallea, C.G., Espindola, C.R.S., Mello, S.M., Dellapiazza, H., Castro, J., 1982. Bancos de arenito de praia (beach rocks) submersos na Plataforma Continental SE Brasileira, in: XXXII Congresso Brasileiro de Geologia. pp. 1540–1546.

Driscoll, N.W., Haug, G.H., 1998. A Short Circuit in Thermohaline Circulation: A Cause for Northern Hemisphere Glaciation? Science, 282, pp. 436–438. doi:10.1126/science.282.5388.436

Duarte, C.S.L., Viana, A.R., 2007. Santos Drift System: stratigraphic organization and implications for late Cenozoic palaeocirculation in the Santos Basin, SW Atlantic Ocean. Geological Society, London, Special Publications, 276, pp. 171–198.

Dupont-Nivet, G., Krijgsman, W., Langereis, C.G., Abels, H.A., Dai, S., Fang, X., 2007. Tibetan plateau aridification linked to global cooling at the Eocene–Oligocene transition. Nature, 445, pp. 635–638. doi:10.1038/nature05516

Duque-Caro, H., 1990. Neogene stratigraphy, paleoceanography and paleobiogeography in northwest South America and the evolution of the Panama Seaway. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 77, pp. 203–234.

Embry, A.F., 1993. Transgressive-regressive (TR) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. Canadian Journal of Earth Sciences, 30, pp. 301–320.

Embry, A.F., Johannessen, E.P., 1992. TR sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. Arctic geology and petroleum potential, 2, pp. 121–146.

Emery, D., Myers, K.J., 1999. Sequence Stratigraphy. Blackwell Science Limited, 297.

Figueiredo, A.G., Madureira, L.S.P., 2004. Topografia, composição, refletividade do substrato marinho e identificação de províncias sedimentares na Região Sudeste-Sul do Brasil. Série documentos Revizée.

Figueiredo Jr, A.G., Tessler, M.G., 2004. Topografia e composição do substrato marinho da Região Sudeste-Sul do Brasil. Série Documentos Revizée.

Fischer, A.G., Hilgen, F.J., Garrison, R.E., 2009. Mediterranean contributions to cyclostratigraphy and astrochronology. Sedimentology, 56, pp. 63–94. doi:10.1111/j.1365-3091.2008.01011.x

Galloway, W.E., 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. AAPG bulletin, 73, pp. 125–142.

Gamboa, L.A.P., Esteves, F.R., Shimabukuro, S., Carminatti, M., Peres, W.E., Souza Cruz, C.E., 1986. Evidências de variações de nível do mar durante o Oligoceno e suas implicações faciológicas, in: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. pp. 8–22.

Gorini, M.A., Alves, E.C., 1988. Hiatos e sequências sedimentares progradantes na bacia de Santos, ao longo do Rio de Janeiro e suas prováveis relações com a gênese da Serra do Mar, in: 1º Congresso Da Sociedade Brasileira de Geofísica. p. 58.

Grabau, A.W., 1913. Principles of stratigraphy. AG Seiler and company.

Granjeon, D., 1997. Modelisation stratigraphique deterministe: conception et applications d'un modele diffusif 3 D multilithologique (Tese de Doutorado). Université de Rennes I.

Granjeon, D., 2009. 3D stratigraphic modeling of sedimentary basins. AAPG Search and Discovery Article 90090, pp. 7–10.

Granjeon, D., 2011. Dionisos 4 - User Guide, IFP Energies Nouvelles. ed.

Granjeon, D., Joseph, P., 1999. Concepts and applications of a 3-D multiple lithology, diffusive model in stratigraphic modeling. In: Numerical Experiments in Stratigraphy, SEPM, Special Publications, 62, pp. 197-210.

Granjeon, D., Wolf, S., 2007. 3D stratigraphic modelling in complex tectonic area, In: AAPG Annual Convention.

Hackspacher, P.C., Ribeiro, L.F.B., Ribeiro, M.C.S., Fetter, A.H., Neto, J.C.H., Tello, C.E.S., Dantas, E.L., 2004. Consolidation and Break-up of the South American Platform in Southeastern Brazil: Tectonothermal and Denudation Histories. Gondwana Research, 7, pp. 91–101. doi:10.1016/S1342-937X(05)70308-7

Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science, 235, pp. 1156–1167.

Hatushika, R.S., 2008. Evolução da Planície Costeira do Rio Doce (ES) com Base nos Conceitos de Estratigrafia de Sequências (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal Fluminense.

Haug, G.H., Tiedemann, R., 1998. Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. Nature, 393, pp. 673–676. doi:10.1038/31447

Haug, G.H., Tiedemann, R., Keigwin, L.D., 2004. How the Isthmus of Panama put ice in the Arctic. Oceanus, 42, pp. 94–97.

Hay, W.W., 1996. Tectonics and climate. Geol Rundsch, 85, pp. 409–437. doi:10.1007/BF02369000

Hay, W.W., Sloan, J.L., Wold, C.N., 1988. Mass/age distribution and composition of sediments on the ocean floor and the global rate of sediment subduction. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 93, pp. 14933–14940. doi:10.1029/JB093iB12p14933

Hays, J.D., Imbrie, J., Shackleton, N.J., 1976. Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. Science, 194, pp. 1121–1132.

Helland-Hansen, W., Martinsen, O.J., 1996. Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios. Journal of Sedimentary Research, 66.

Homewood, P., Mauriaud, P., Lafont, F., Dumay, J., Sorriaux, P., 2000. Best practices in sequence stratigraphy: for explorationists and reservoir engineers. Technip Editions, 25, 81 p.

Huber, M., Sloan, L.C., 2001. Heat transport, deep waters, and thermal gradients: Coupled simulation of an Eocene greenhouse climate. Geophysical Research Letters, 28, pp. 3481–3484. doi:10.1029/2001GL012943

Hunt, D., Tucker, M.E., 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. Sedimentary Geology, 81, pp. 1–9.

Hunt, D., Tucker, M.E., 1993. Sequence Stratigraphy of Carbonate Shelves with an Example from the Mid-Cretaceous (Urgonian) of Southeast France, in: Haq, B. U.; Allen, G. P. Sequence Stratigraphy and Facies Associations. International Association of Sedimentology, pp. 307–341.

Hunt, D., Tucker, M.E., 1995. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall—reply. Sedimentary Geology, 95, pp. 147–160.

Imbrie, J., Berger, A., Boyle, E.A., Clemens, S.C., Duffy, A., Howard, W.R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Molfino, B., Morley, J.J., Peterson, L.C., Pisias, N.G., Prell, W.L., Raymo, M.E., Shackleton, N.J., Toggweiler, J.R., 1993. On the structure and origin of major glaciation cycles 2. The 100,000-year cycle. Paleoceanography, 8, pp. 699–735. doi:10.1029/93PA02751

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., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine delta18 O record, in: A. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla, Saltzman, B. Milankovitch and Climate: Understanding the Response to Astronomical Forcing. Series C: Mathematical and Physical Sciences - Kluwer Academic Publishers, pp. 269–305.

Imbrie, J., Imbrie, K.P., 1986. Ice Ages: Solving the Mystery. Harvard University Press. 224 p.

INMET, I.N. de M., . URL http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/normaisClimatologicas (accessed 12.28.13).

Jervey, M.T., 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: Sea-level Changes - An integrated Approach, SEPM Special Publication, 42.

Jordan, T.E., Flemings, P.B., 1991. Large-scale stratigraphic architecture, eustatic variation, and unsteady tectonism: a theoretical evaluation. Journal of Geophysical Research, 96, pp. 6681–6699.

Kauffman, E.G., 1984. Paleobiogeography and evolutionary response dynamic in the Cretaceous Western Interior Seaway of North America. Jurassic-Cretaceous Biochronology and Paleogeography of North America: Geological Association of Canada, Special Paper, 27, pp. 273–306.

Keigwin, L., 1982. Isotopic Paleoceanography of the Caribbean and East Pacific: Role of Panama Uplift in Late Neogene Time. Science, 217, pp. 350–353. doi:10.1126/science.217.4557.350

Keller, G., Zenker, C.E., Stone, S.M., 1989. Late neogene history of the Pacific-Caribbean gateway. Journal of South American Earth Sciences, 2, pp. 73–108. doi:10.1016/0895-9811(89)90028-X

Kenyon, P.M., Turcotte, D.L., 1985. Morphology of a delta prograding by bulk sediment transport. Geological Society of America Bulletin, 96, pp. 1457–1465.

Kominz, M.A., 1984. Oceanic Ridge Volumes and Sea-Level Change - An Error Analysis, 166, pp. 109–127.

Kowsmann, R.O., Costa, M.P.A., 1979. Sedimentação quaternária da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. REMAC PROJECT.

Kowsmann, R.O., Vicalvi, M., Costa, M., 1979. Considerações sobre a sedimentação quaternária na plataforma continental entre Cabo Frio e o rio Itabapoana. Notícia Geomorfológica, 19, pp. 41–58.

Lagabrielle, Y., Goddéris, Y., Donnadieu, Y., Malavieille, J., Suarez, M., 2009. The tectonic history of Drake Passage and its possible impacts on global climate. Earth and Planetary Science Letters, 279, pp. 197–211. doi:10.1016/j.epsl.2008.12.037

Larson, R.L., Erba, E., 1999. Onset of the Mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian-Aptian: Igneous events and the biological, sedimentary, and geochemical responses. Paleoceanography, 14, pp. 663–678. doi:10.1029/1999PA900040

Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ18O records: Pliocene-Pleistocene benthic stack. Paleoceanography, 20. doi:10.1029/2004PA001071

Leroux, E., Rabineau, M., Aslanian, D., Granjeon, D., Droz, L., Gorini, G. 2014. Stratigraphic simulations of the shelf of the Gulf of Lions: testing subsidence rates and sea-level curves during the Pliocene and Quaternary. Terra Nova, v. 26 (3), pp. 230-238. doiI: 10.1111/ter.12091

Lobo, A.P., Ferradaes, J.O., 1983. Reconhecimento preliminar do talude e sopé continentais da bacia de Campos. Petrobras Inter. Rep.

Lobo, F.J., Dias, J.M.A., Hernández-Molina, F.J., González, R., Fernández-Salas, L.M., Del Río, V.D., 2005. Late Quaternary shelf-margin wedges and upper slope progradation in the Gulf of Cadiz margin (SW Iberian Peninsula). Geological Society, London, Special Publications, 244, pp. 7–25.

Macedo, J.M., 1990. Evolução tectônica da bacia de Santos e áreas continentais adjacentes, in: Raja Gabaglia, G. P. E Milani E. J. Origem E Evolução de bacias Sedimentares. Petrobras, Rio de Janeiro, pp. 361–376.

Mahiques, M.M., Fukumoto, M.M., Silveira, I.C.A., Figueira, R.C.L., Bícego, M.C., Lourenço, R.A., Mello-e-Sousa, S.H., 2007. Sedimentary changes on the Southeastern Brazilian upper slope during the last 35,000 years, in: Anais Da Academia Brasileira de Ciências. pp. 171–181.

Mahiques, M.M., Tessler, M.G., Maria Ciotti, A., da Silveira, I.C.A., Figueira, R.C.L., Tassinari, C.C.G., Furtado, V.V., Passos, R.F., 2004. Hydrodynamically driven patterns of recent sedimentation in the shelf and upper slope off Southeast Brazil. Continental shelf research, 24, pp. 1685–1697.

Maia, R.M.C., 2009. Arcabouço Estratigráfico e Ciclicidade Deposicional dos Sistemas Plataformais ao Largo do Estado do Rio de Janeiro – Bacia de Santos (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal Fluminense, Niterói - RJ.

Maia, R.M.C., Reis, A.T., Alves, E.C., Silva, C.G., Guerra, J.V., Angevine, C.L., Silva, A., Arantes-Oliveira, R., 2010. Architecture and stratigraphic framework of shelf sedimentary systems off Rio de Janeiro state, Northern Santos Basin-Brazil. Brazilian Journal of Oceanography, 58, pp. 15–29. doi:10.1590/S1679-87592010000500003

Marshall, S.J., 2009. Glaciations, Quaternary, in: Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments. Springer, pp. 389-393.

Martin, L., Suguio, K., Flexor, J.M., 1979. Le Quaternaire marin du littoral brésilien entre Cananéia (SP) et Barra de Guaratiba (RJ), in: International Symposium on Coast Evolution in the Quaternary. São Paulo, pp. 296–331.

Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore Jr., T.C., Shackleton, N.J., 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. Quaternary Research, 27, pp. 1–29. doi:10.1016/0033-5894(87)90046-9

Maslin, M.A., 2009. Quaternary Climate Transitions and Cycles, in: Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments. Springer, pp. 841–855

Medina-Elizalde, M., Lea, D.W., 2005. The Mid-Pleistocene Transition in the Tropical Pacific. Science, 310, pp. 1009–1012. doi:10.1126/science.1115933

Miall, A.D., 2010. The geology of stratigraphic sequences. Springer, 514 p. ISBN 978-3-642-05027-5

Milani, E.J., Brandão, J., Zalán, P.V., Gamboa, L.A.P., 2000. Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas. Brazilian Journal of Geophysics, 18, pp.351–396.

Miller, K.G., Browning, J.V., Aubry, M.-P., Wade, B.S., Katz, M.E., Kulpecz, A.A., Wright, J.D., 2008. Eocene–Oligocene global climate and sea-level changes: St. Stephens Quarry, Alabama. Geological Society of America Bulletin, 120, pp. 34–53. doi:10.1130/B26105.1

Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N., Pekar, S.F., 2005. The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. Science, 310, pp. 1293–1298. doi:10.1126/science.1116412

Milliman, J.D., Meade, R.H., 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans. The Journal of Geology 1–21.

Milliman, J.D., Rutkowski, C.M., Meybeck, M., 1995. River discharge to the sea: a global river index (GLORI). School of Marine Science, Virginia Institute of Marine Science, College of William and Mary.

Milliman, J.D., Syvitski, J.P.M., 1992. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. The Journal of Geology, pp. 525–544.

Milne, G.A., Gehrels, W.R., Hughes, C.W., Tamisiea, M.E., 2009. Identifying the causes of sea-level change. Nature Geoscience, 2, pp. 471–478. doi:10.1038/ngeo544

Mitchum Jr, R.M., Vail, P.R., Thompson III, S., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level. Payton, C. E. Seismic stratigraphy–applications to hydrocarbon exploration: AAPG Memoir 26.

Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sangree, J.B., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 7: Seismic stratigraphy interpretation procedures. Payton, C. E. Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration, Memoir 26.

Mitchum, R.M., Van Wagoner, J.C., 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. Sedimentary Geology, 70, pp. 131–160.

Modica, C.J., Brush, E.R., 2004. Postrift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil. AAPG bulletin 88, pp. 923–945.

Mohriak, W., Nemčok, M., Enciso, G., 2008. South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the basins of SE Brazil. Geological Society, London, Special Publications, 294, pp. 365–398. doi:10.1144/SP294.19

Mohriak, W.U., 2003. Bacias sedimentares da margem continental Brasileira. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM, pp. 87–94.

Moreira, J.L., Nalpas, T., Joseph, P., Guillocheau, F., 2001. Stratigraphie sismique de la marge éocène du Nord du bassin de Santos (Brésil): relations plate-forme/systèmes turbiditiques; distorsion des séquences de dépôt. Earth and Planetary Science, 332, pp. 491–498.

Moreira, J.L.P., Carminatti, M., 2004. Sistemas deposicionais de talude e de bacia no Eoceno da bacia de Santos. Boletim Geociências Petrobrás, 12, pp. 73–87.

Moreira, J.L.P., Esteves, C.A., Rodrigues, J.J.G., Vasconcelos, C.S., 2006. Magmatismo, sedimentação e estratigrafia da porção norte da bacia de Santos. Boletim de Geociências da Petrobras, 14, pp. 161–170.

Moreira, J.L.P., Madeira, C.V., Gil, J.A., Machado, M.A.P., 2007. Bacia de Santos. Boletim de Geociências da Petrobras, 15, pp. 531–549.

Mougenot, D., Boillot, G., Rehault, J.-P., 1983. Prograding shelfbreak types on passive continental margins some European examples. In: The Shelfbreak, SEPM, 33, pp. 61-77. doi: 10.2110/pec.83.06.0061

Muehe, D., 1989. Distribuição e caracterização dos sedimentos arenosos da plataforma continental interna entre Niterói e Ponta Negra, RJ. Revista Brasileira de Geociências, 19, pp. 25–36.

Muehe, D., Carvalho, V.G., 1993. Geomorfologia, cobertura sedimentar e transporte de sedimentos na plataforma continental interna entre a Ponta de Saquarema e o Cabo Frio (RJ). Boletim do Instituto Oceanográfico, 41, pp. 1–12.

Murray, A.B., Paola, C., 1994. A cellular model of braided rivers. Nature, 371, 6492, pp. 54-57.

Nummedal, D., Riley, G.W., Templet, P.L., 2009. High-resolution sequence architecture: a chronostratigraphic model based on equilibrium profile studies. Sequence stratigraphy and facies associations, pp. 55–68.

Nunes, M.C.V., Viviers, M.C., Lana, C.C., 2004. Bacias Sedimentares Brasileiras: bacia de Santos. Fundação Paleontológica Phoenix 6.

Ortiz-Jaureguizar, E., Cladera, G.A., 2006. Paleoenvironmental evolution of southern South America during the Cenozoic. Journal of Arid Environments, 66, pp. 498–532. doi:10.1016/j.jaridenv.2006.01.007

Otto-Bliesner, B.L., Brady, E.C., Shields, C., 2002. Late Cretaceous ocean: Coupled simulations with the National Center for Atmospheric Research climate system model. Journal of Geophysical Research, 107, 4019 p.

Paola, C., Whipple, K.X., Angevine, C.L., 1992. The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 1: Theory. Basin Research, 4, pp. 73–90.

Parker, G., Paola, C., Whipple, K.X., Mohrig, D., 1998. Alluvial fans formed by channelized fluvial and sheet flow. I: Theory. Journal of Hydraulic Engineering, 124, pp. 985–995.

Pereira, M.J., 1994. Sequência deposicionais de 2°/3° ordens (50 a 2 Ma) e tectono-estratigrafia do Cretáceo de cinco bacias marginais do Brasil. Comparação com outras áreas do globo e implicações geodinâmicas (Tese de Doutorado). Universidade Federal do Rio Grande.

Pereira, M.J., Barbosa, C.M., Agra, J., Gomes, J.B., Aranha, L.G.F., Saito, M., Ramos, M.A., Carvalho, M.D., Stamato, M., Bagni, O., 1986. Estratigrafia da bacia de Santos. Análise das sequências, sistemas deposicionais e revisão litoestratigráfica, in: XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia. Goiânia, pp. 65–79.

Pereira, M.J., Feijó, F.J., 1994. Bacia de Santos. Boletim de Geociências da Petrobrás, 8, pp. 219–234.

Plint, A.G., Nummedal, D., 2000. The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphy, in: Hunt, D.; Gawthorpe, R.L. Sedimentary Responses to Forced Regressions. Geological Society, London, pp. 1–17.

Posamentier, H.W., Allen, G.P., 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. SEPM, 82, 13, 156 p.

Posamentier, H.W., Allen, G.P., James, D.P., Tesson, M., 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework; concepts, examples, and exploration significance. AAPG Bulletin, 76, pp. 1687–1709.

Posamentier, H.W., Jervey, M.T., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I—conceptual framework. In: Sea-Level Changes, SEPM, 42, pp. 109-124. doi: 10.2110/pec.88.01.0109

Posamentier, H.W., Morris, W.R., 2000. Aspects of the stratal architecture of forced regressive deposits. Geological Society, London, Special Publications, 172, pp. 19–46.

Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U., Allen, G.P., 1993. Sequence stratigraphy and facies associations. International Association of Sedimentology Special publication, 18.

Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II—sequence and systems tract models. In: Sea-Level Changes, SEPM, 42. pp. 125-154. doi: 10.2110/pec.88.01.0125

Postma, G., Kleinhans, M.G., Meijer, P., Eggenhuisen, J.T., 2008. Sediment transport in analogue flume models compared with real-world sedimentary systems: A new look at scaling evolution of sedimentary systems in a flume. Sedimentology, 55, pp. 1541–1557.

Potter, P.E., Szatmari, P., 2009. Global Miocene tectonics and the modern world. Earth-Science Reviews 96, pp. 279–295. doi:10.1016/j.earscirev.2009.07.003

Rabineau, M., Berné, S., Olivet, J.-L., Aslanian, D., Guillocheau, F., Joseph, P., 2006. Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500,000 yr). Earth and Planetary Science Letters, 252, pp. 119–137. doi:10.1016/j.epsl.2006.09.033

Rabineau, M., Leroux, E., Alanian, D., Bache, F., Gorini, C., Moulin, M., Molliex, S., Droz, L., Reis, A. T., Rubino, J. L., Guillocheau, J. L., Olivet, J. L. 2014. Quantifying subsidence and isostatic readjustment using sedimentary paleomarkers, example from the Gulf of Lion. Earth and planetary Science Letters, 388, pp. 353-366. http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.11.059

Ramstein, G., Fluteau, F., Besse, J., Joussaume, S., 1997. Effect of orogeny, plate motion and land–sea distribution on Eurasian climate change over the past 30 million years. Nature, 386, pp. 788–795. doi:10.1038/386788a0

Ravelo, A.C., Andreasen, D.H., Lyle, M., Olivarez Lyle, A., Wara, M.W., 2004. Regional climate shifts caused by gradual global cooling in the Pliocene epoch. Nature, 429, pp. 263–267. doi:10.1038/nature02567

Raymo, M.E., Grant, B., Horowitz, M., Rau, G.H., 1996. Mid-Pliocene warmth: stronger greenhouse and stronger conveyor. Marine Micropaleontology, 27, pp. 313–326.

Raymo, M.E., Ruddiman, W.F., 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. Nature, 359, pp. 117–122. doi:10.1038/359117a0

Raymo, M.E., Ruddiman, W.F., Backman, J., Clement, B.M., Martinson, D.G., 1989. Late Pliocene variation in northern hemisphere ice sheets and North Atlantic deepwater circulation. Paleoceanography, 4, pp. 13–46.

Raymo, M.E., Ruddiman, W.F., Froelich, P.N., 1988. Influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles. Geology, 16, pp. 649–653. doi:10.1130/0091-7613(1988)016<0649:IOLCMB>2.3.CO;2

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., 2013. Origin of step-like and lobate seafloor features along the continental shelf off Rio de Janeiro State, Santos basin-Brazil. Geomorphology, 203, pp. 25–45. doi:10.1016/j.geomorph.2013.04.037

Ridente, D., Trincardi, F., 2002. Eustatic and tectonic control on deposition and lateral variability of Quaternary regressive sequences in the Adriatic basin (Italy). Marine Geology, 184, pp. 273–293.

Rivenaes, J.C., 1992. Application of a dual-lithology, depth-dependent diffusion equation in stratigraphic simulation. Basin Research, 4, pp. 133–146.

Robert, C.M., Exon, N.F., Kennett, J.P., Malone, M.J., Brinkhuis, H., Chaproniere, G.C.H., Ennyu, A., Fothergill, P., Fuller, M.D., Grauert, Hill P.J., Janecek T.R., Kelly D.C., Latimer J.C., McGonigal Roessig K., Nees S., Ninnemann U.S., Nurnberg D., Pekar S.F., Pellaton C.C., Pfuhl H.A., Rohl U., Schellenberg S.A., Shevenell A.E., Stickley C.E., Suzuki N., Touchard Y., Wei W., White T.S., 2001. Palaeogene ocean opening south of Tasmania, and palaeoceanographic implications: preliminary results of clay mineral analyses (ODP Leg 189). Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Series IIA Earth and Planetary Science, 332, pp. 323–329. doi:10.1016/S1251-8050(01)01539-7

Ruddiman, W.F., 2003. Orbital insolation, ice volume, and greenhouse gases. Quaternary Science Reviews, 22, pp. 1597–1629.

Ruddiman, W.F., Raymo, M., McIntyre, A., 1986. Matuyama 41,000-year cycles: North Atlantic Ocean and northern hemisphere ice sheets. Earth and Planetary Science Letters, 80, pp. 117–129. doi:10.1016/0012-821X(86)90024-5

Scher, H.D., Martin, E.E., 2006. Timing and Climatic Consequences of the Opening of Drake Passage. Science, 312, pp. 428–430. doi:10.1126/science.1120044

Schumm, S.A., 1993. River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. The Journal of Geology, pp. 279–294.

Sclater, J.G., Christie, P. a. F., 1980. Continental stretching: An explanation of the Post-Mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea Basin. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 85, pp. 3711–3739. doi:10.1029/JB085iB07p03711

Shanley, K.W., McCABE, P.J., Hettinger, R.D., 1992. Tidal influence in Cretaceous fluvial strata from Utah, USA: a key to sequence stratigraphic interpretation. Sedimentology, 39, pp. 905–930.

Silva, A., 1992. Evolução sedimentar pós-miocênica na área nordeste da bacia de Campos. Rio de Janeiro. Universidade Federal do Rio de Janeiro (Dissertação de mestrado). Universidade Federal do Rio de Janeiro.

Silva, E.M. da, Alves, J.M.B., Castro, M.A.H. de, Vieira, V.P.P.B., Campos, J.N.B., 2007. An application of fuzzy sets at otimization of the rainfall seasonal consensus forecast in Brazil's Northeast. Revista Brasileira de Meteorologia, 22, pp. 83–93. doi:10.1590/S0102-77862007000100009

Sloss, L.L., 1962. Stratigraphic models in exploration. AAPG Bulletin 46, pp. 1050–1057.

Sloss, L.L., Krumbein, K.C., Dapples, E.C., 1949. Integrated facies analysis. In: Sedimentary facies in geologic history: conference at meeting of the Geological Society of America. Memoir, 39, pp. 91–124.

Smith, W.H.F., Sandwell, D.T., 1997. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. Science, 277, pp. 1956–1962.

Srinivasan, M.S., Sinha, D.K., 1998. Early Pliocene closing of the Indonesian Seaway: evidence from north-east Indian Ocean and Tropical Pacific deep sea cores. Journal of Asian Earth Sciences, 16, pp. 29–44. doi:10.1016/S0743-9547(97)00041-X

Syvitski, J.P.M., Milliman, J.D., 2007. Geology, Geography, and Humans Battle for Dominance over the Delivery of Fluvial Sediment to the Coastal Ocean. The Journal of Geology, 115, pp. 1–19. doi:10.1086/509246

Trincardi, F., Correggiari, A., 2000. Quaternary forced-regression deposits in the Adriatic basin and the record of composite sea-level cycles. Special Publication - Geological Society of London, 172, pp. 245–270.

Tucker, G.E., Slingerland, R.L., 1994. Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: A numerical modeling study. Journal of Geophysical Research, 99.

Twenhofel, W.H., 1939. Principles of sedimentation. 628 p.

Vail, P.R., 1987. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy: Part 1: Seismic stratigraphy interpretation procedure. AAPG Memoir 26.

Vail, P.R., Mitchum Jr, R.M., Thompson III, S., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 3. Relative Changes of Sea Level from Coastal Onlap: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation. AAPG Memoir, 165, pp. 63–81.

Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M.J., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Sea-Level Changes—An Integrated Approach, SEPM Special Publication, 42.

Viana, A.R., CASTRO, D., Kowsmann, R., 1990. A discordância do Mioceno Médio/Superior: um marco regional no talude da bacia de Campos, in: Congresso Brasileiro de Geologia. pp. 313–323.

Von der Heydt, A., Dijkstra, H.A., 2006. Effect of ocean gateways on the global ocean circulation in the late Oligocene and early Miocene. Paleoceanography, 21. doi:10.1029/2005PA001149

Walker, R.G., James, N.P., 1992. Facies models: response to sea level change. Geological Association of Canada. 409 p.

Wheeler, H.E., 1958. Time-stratigraphy. AAPG Bulletin, 42, pp. 1047–1063.

Wheeler, H.E., 1959. Note 24–Unconformity-Bounded Units in Stratigraphy: Stratigraphic Commission. AAPG Bulletin, 43, pp. 1975–1977.

Wheeler, H.E., 1964. Baselevel, lithosphere surface, and time-stratigraphy. Geological Society of America Bulletin, 75, pp. 599–610.

Wheeler, H.E., Murray, H.H., 1957. Base-level control patterns in cyclothemic sedimentation. AAPG Bulletin, 41, pp. 1985–2011.

Willgoose, G., Bras, R.L., Rodriguez-Iturbe, I., 1991. A coupled channel network growth and hillslope evolution model: 1. Theory. Water Resources Research, 27, pp. 1671–1684.

Worsley, T.R., Nance, D., Moody, J.B., 1984. Global tectonics and eustasy for the past 2 billion years. Marine Geology, 58, pp. 373–400. doi:10.1016/0025-3227(84)90209-3

Wright, J.D., 2009. Cenozoic Climate Change, in: Gornitz, V. (Ed.), Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments, Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer Netherlands, pp. 148–155.

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. Science, 292, pp. 686–693.

Zachos, J.C., Flower, B.P., Paul, H., 1997. Orbitally paced climate oscillations across the Oligocene/Miocene boundary. Nature, 388, pp. 567–570. doi:10.1038/41528

Zalán, P.V., Oliveira, J.A., 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. Boletim de Geociências da Petrobras, 13, pp. 269–300.

Zecchin, M., Catuneanu, O., 2013. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: units and bounding surfaces. Marine and Petroleum Geology, 39, pp. 1-25.

Zembruscki, S.G., Chaves, H.A.F., 1979. Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. REMAC Project Series, 7, pp. 129-177.

Zhang, Y., 2005. Global tectonic and climatic control of mean elevation of continents, and Phanerozoic sea level change. Earth and Planetary Science Letters, 237, pp. 524–531.

Capítulo 11

Anexos

11.1) Os Gráficos de Velocidade de Onda Sísmica na Plataforma, Talude e Bacia da Área de Estudo

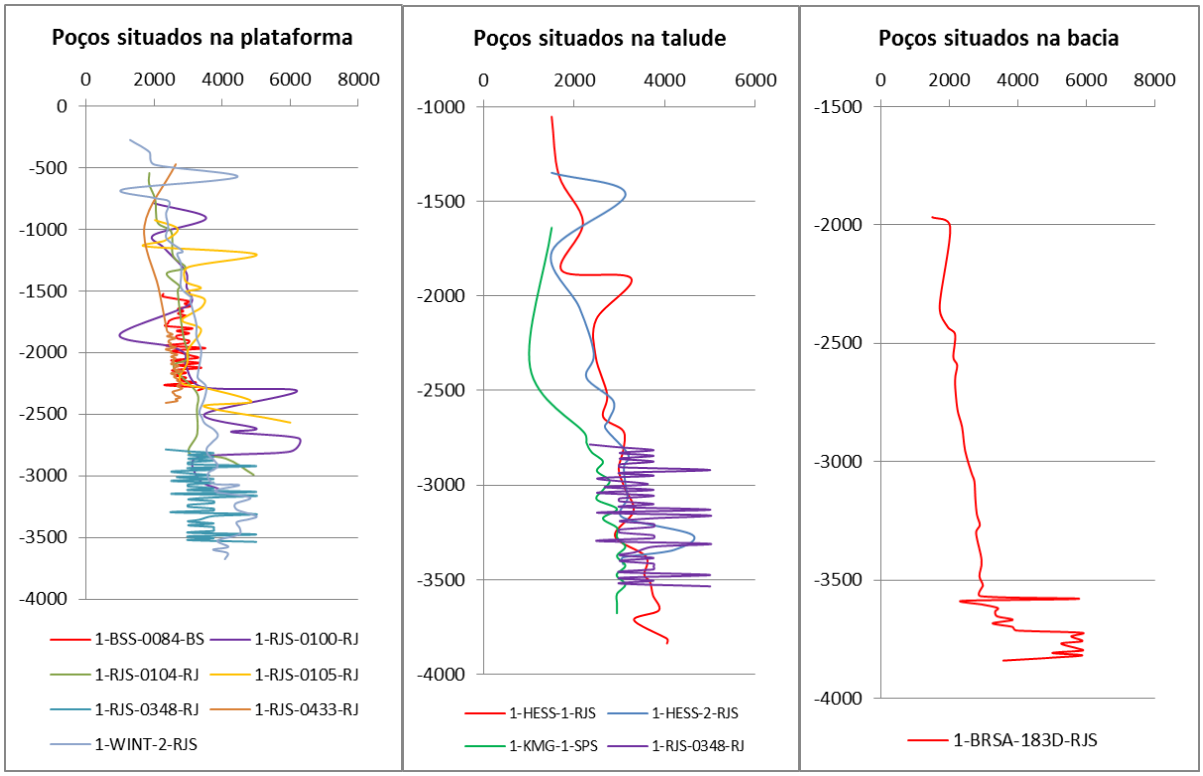


Figura 11-1 – Gráficos da variação da velocidade da onda sísmica com a profundidade de poços exploratórios em três zonas: plataforma continental, talude continental e bacia.

11.2) Mapas da Litologia dos Poços em cada uma das Sequências

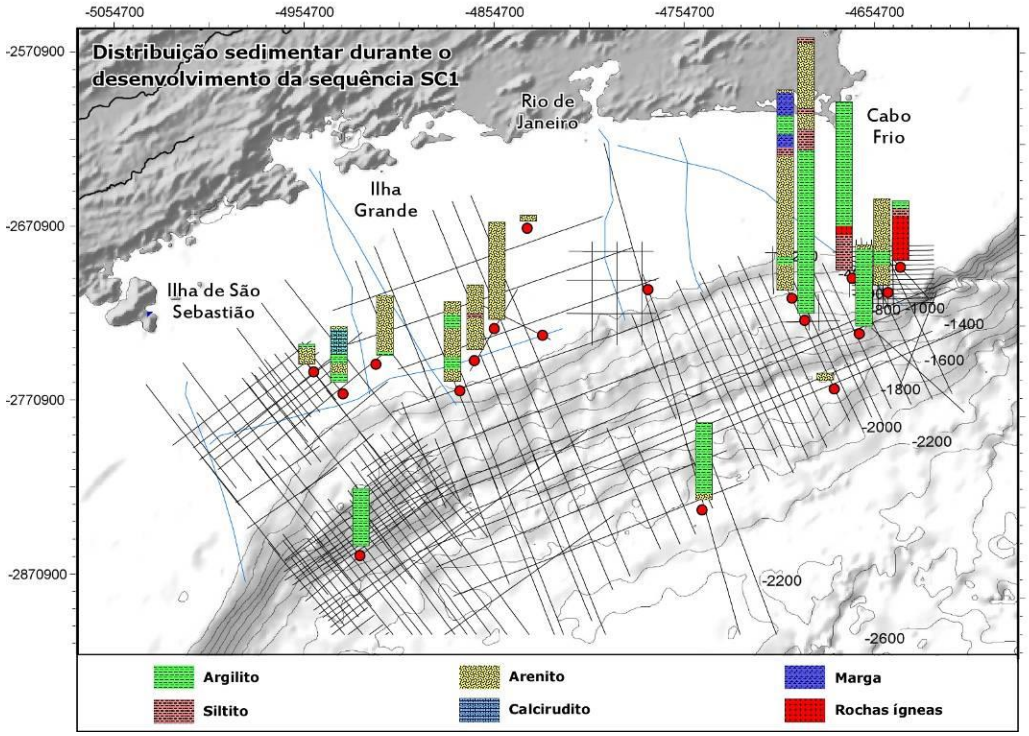


Figura 11-2 – Composição sedimentar dos poços exploratórios disponíveis durante o desenvolvimento da sequência SC1.

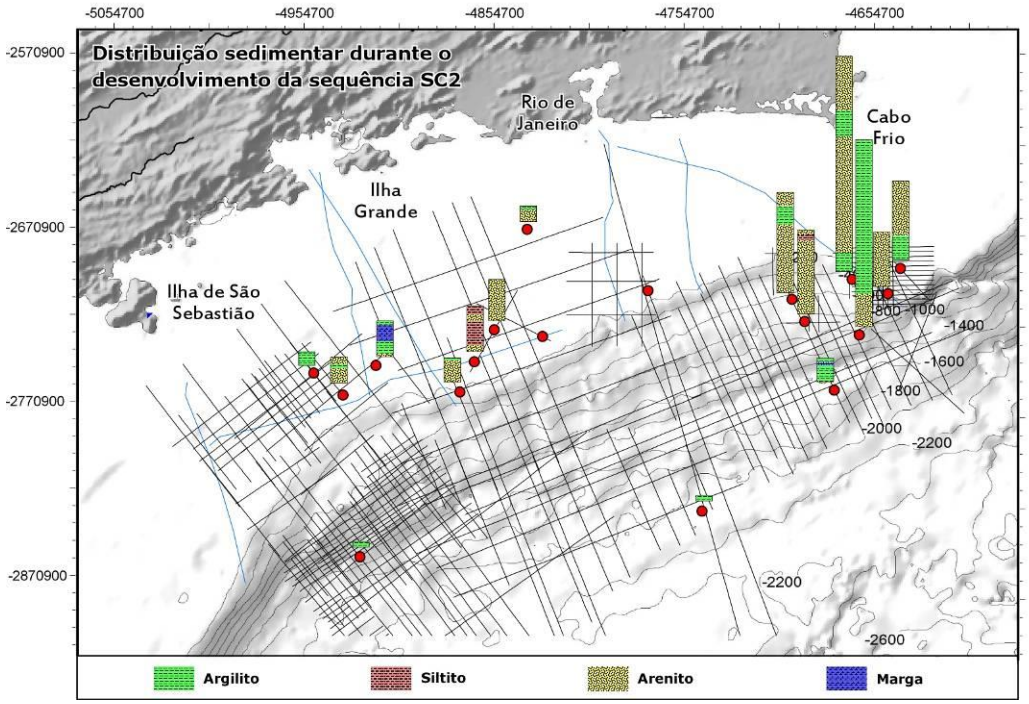


Figura 11-3 - Composição sedimentar dos poços exploratórios disponíveis durante o desenvolvimento da sequência SC2.

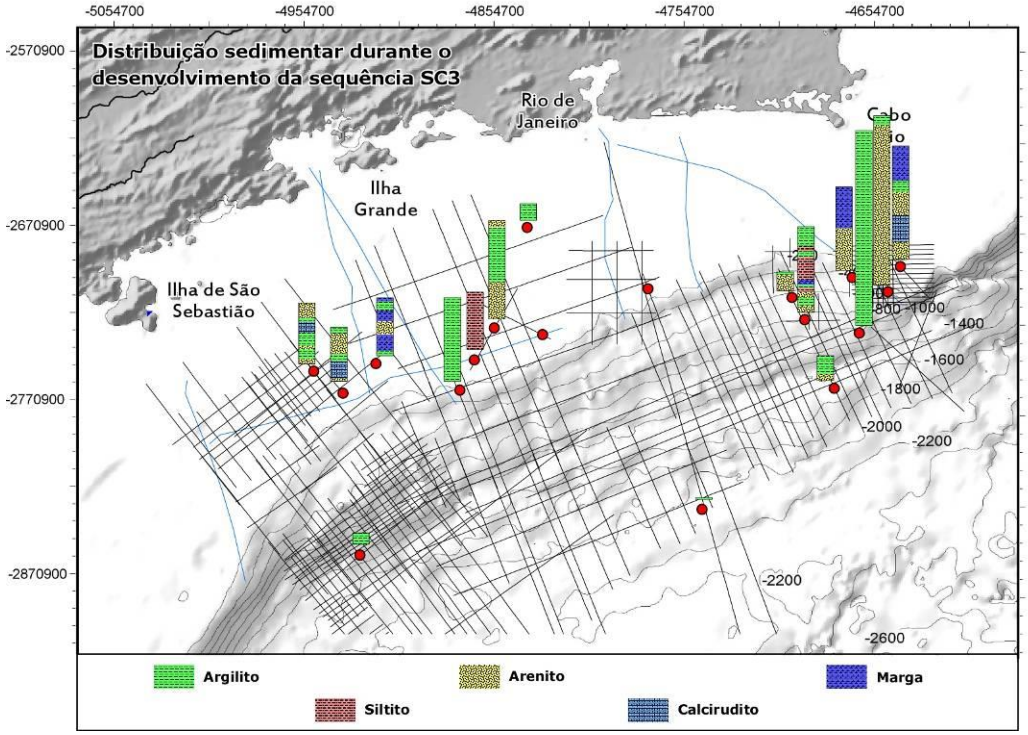


Figura 11-4 - Composição sedimentar dos poços exploratórios disponíveis durante o desenvolvimento da sequência SC3.

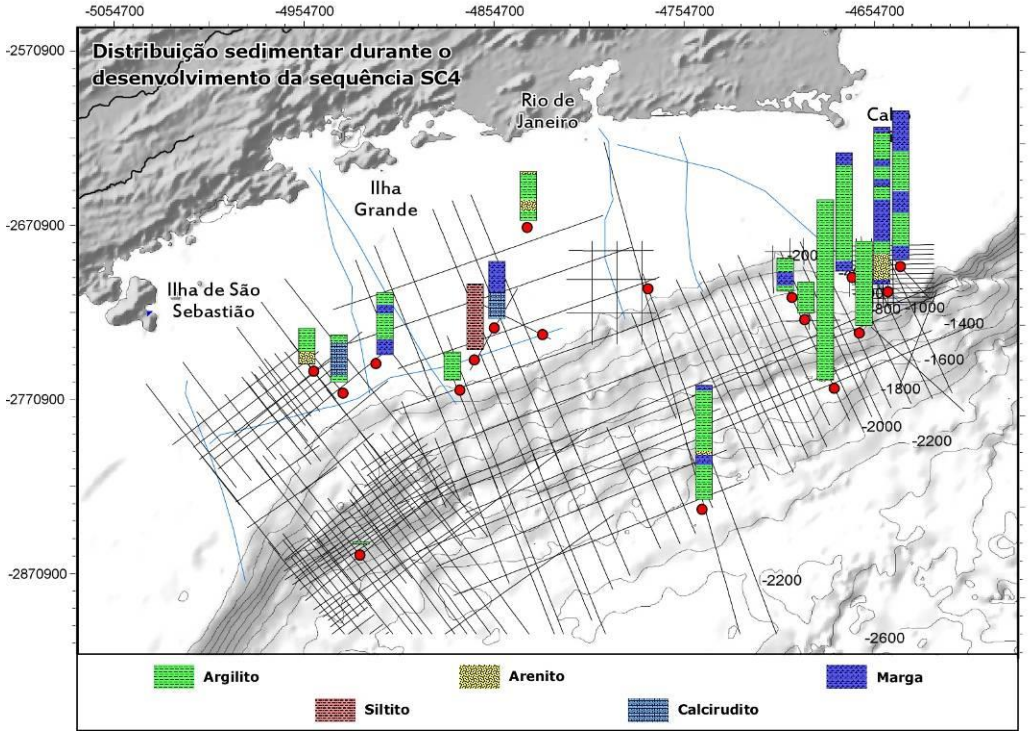


Figura 11-5 - Composição sedimentar dos poços exploratórios disponíveis durante o desenvolvimento da sequência SC4.

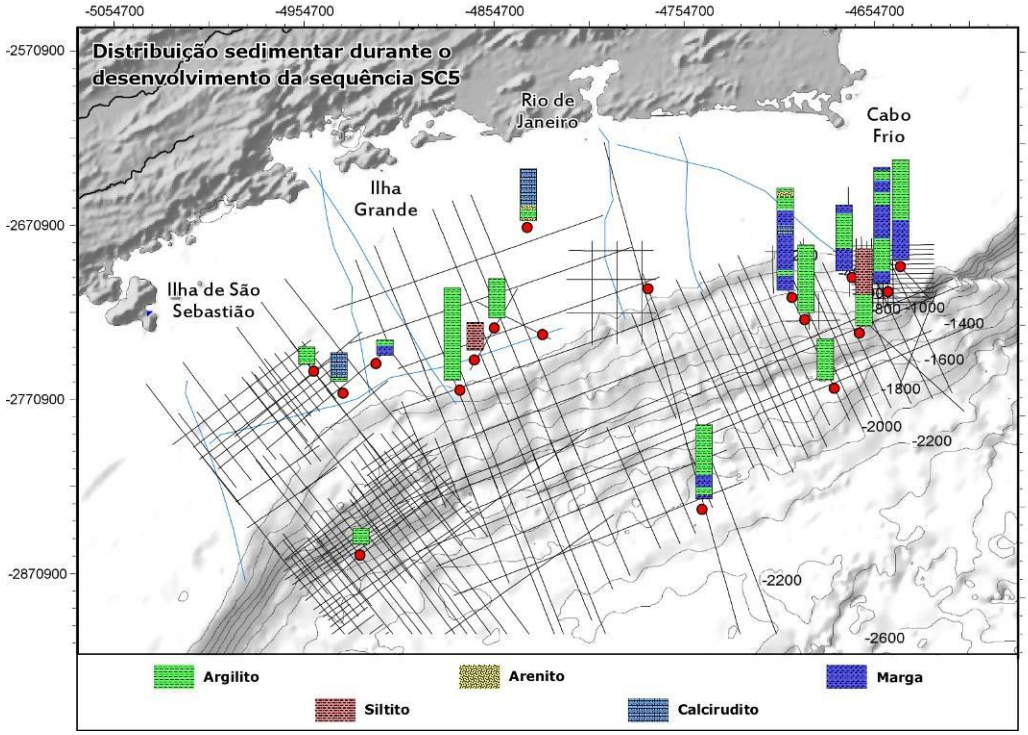


Figura 11-6 - Composição sedimentar dos poços exploratórios disponíveis durante o desenvolvimento da sequência SC5.

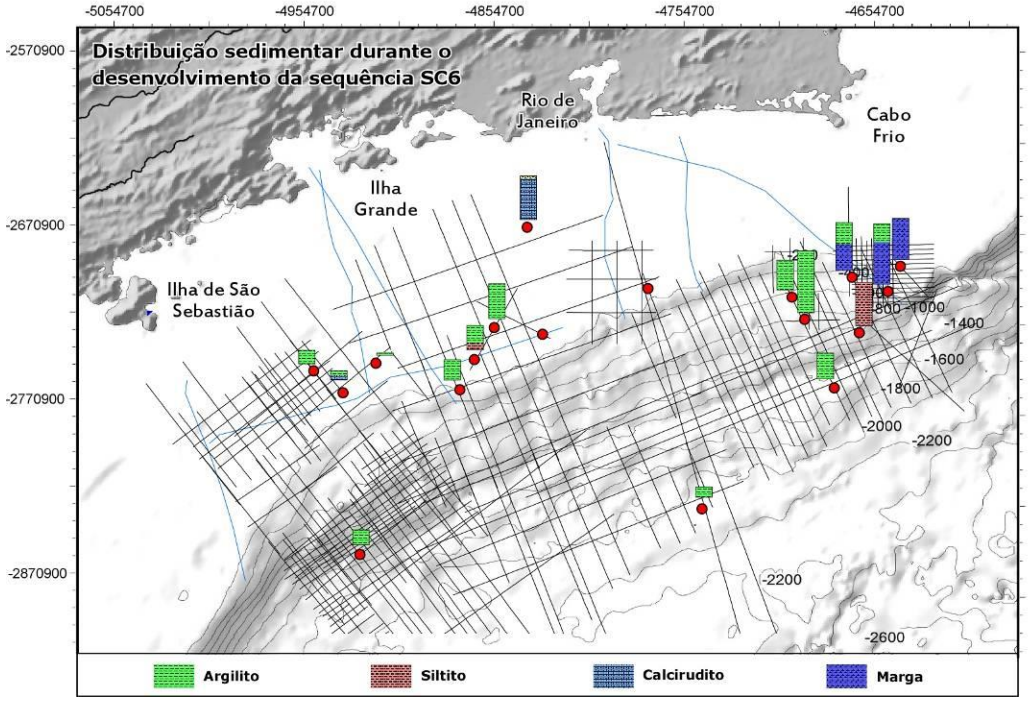


Figura 11-7 - Composição sedimentar dos poços exploratórios disponíveis durante o desenvolvimento da sequência SC6.

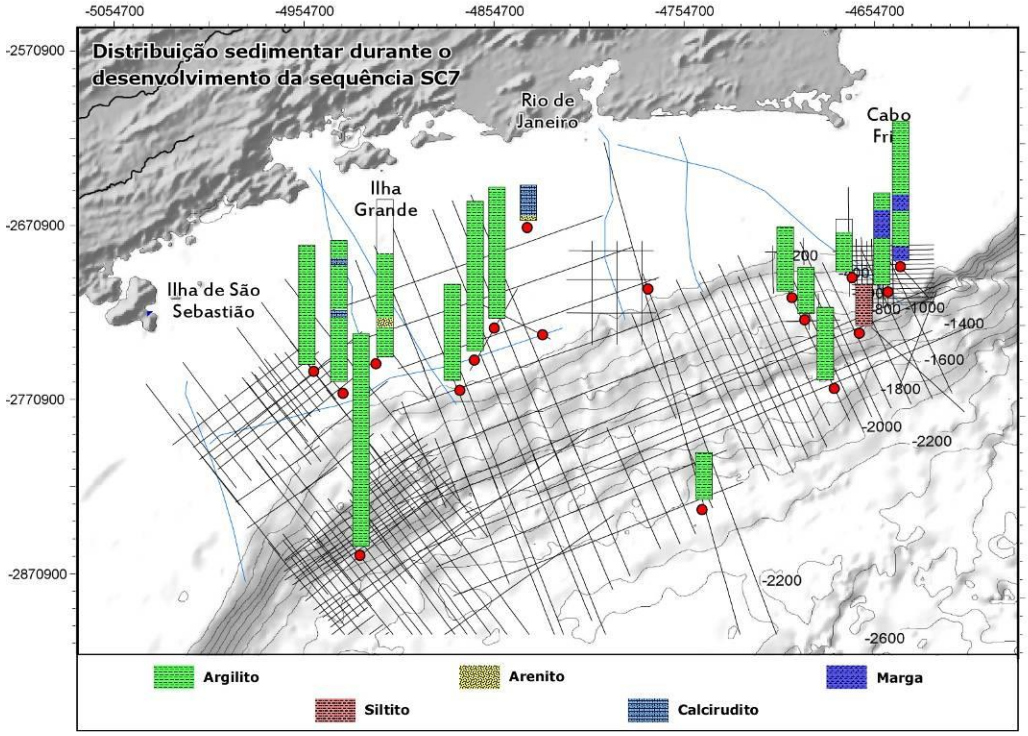


Figura 11-8 - Composição sedimentar dos poços exploratórios disponíveis durante o desenvolvimento da sequência SC7.

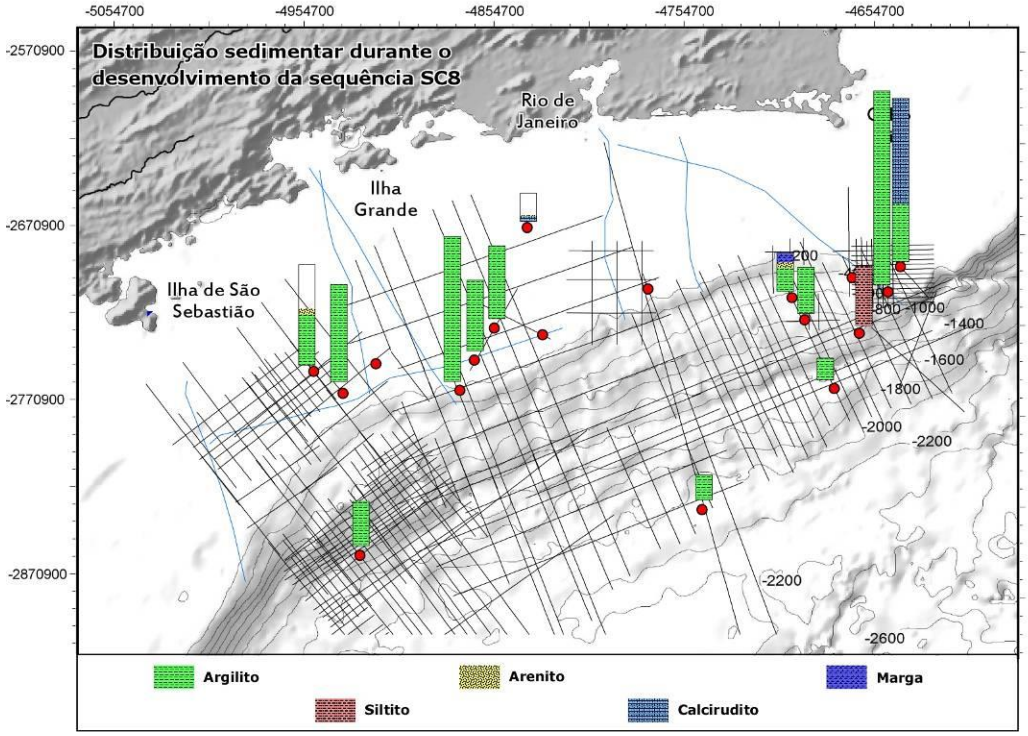


Figura 11-9 - Composição sedimentar dos poços exploratórios disponíveis durante o desenvolvimento da sequência SC8.

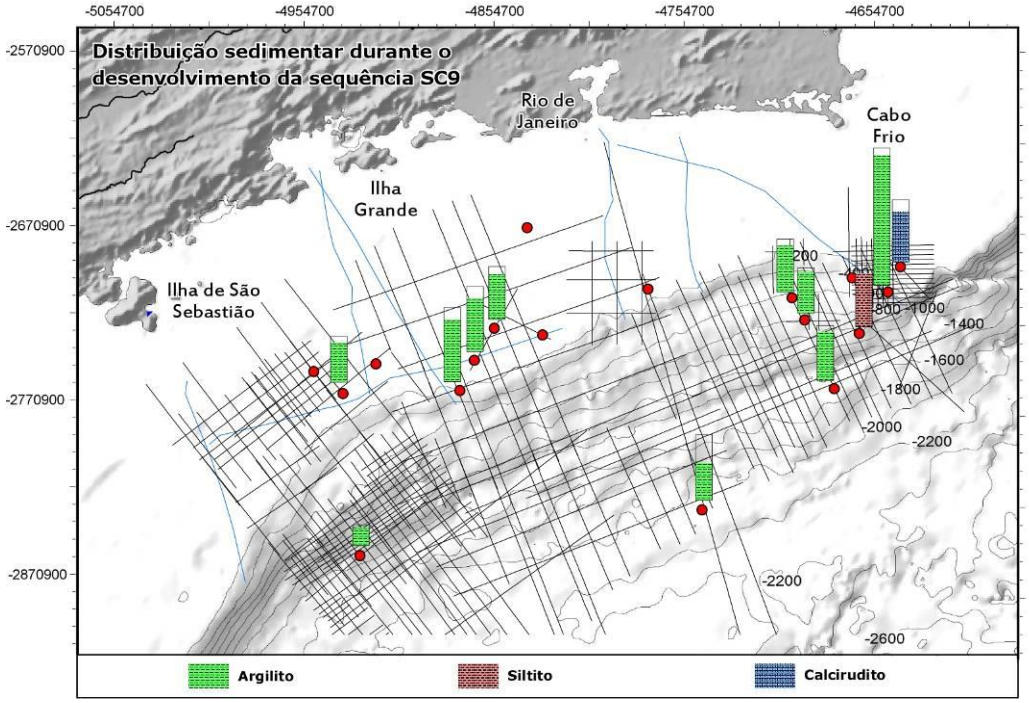


Figura 11-10 - Composição sedimentar dos poços exploratórios disponíveis durante o desenvolvimento da sequência SC9.

11.3) Constituição Litológica por Sequência e Posição da Margem

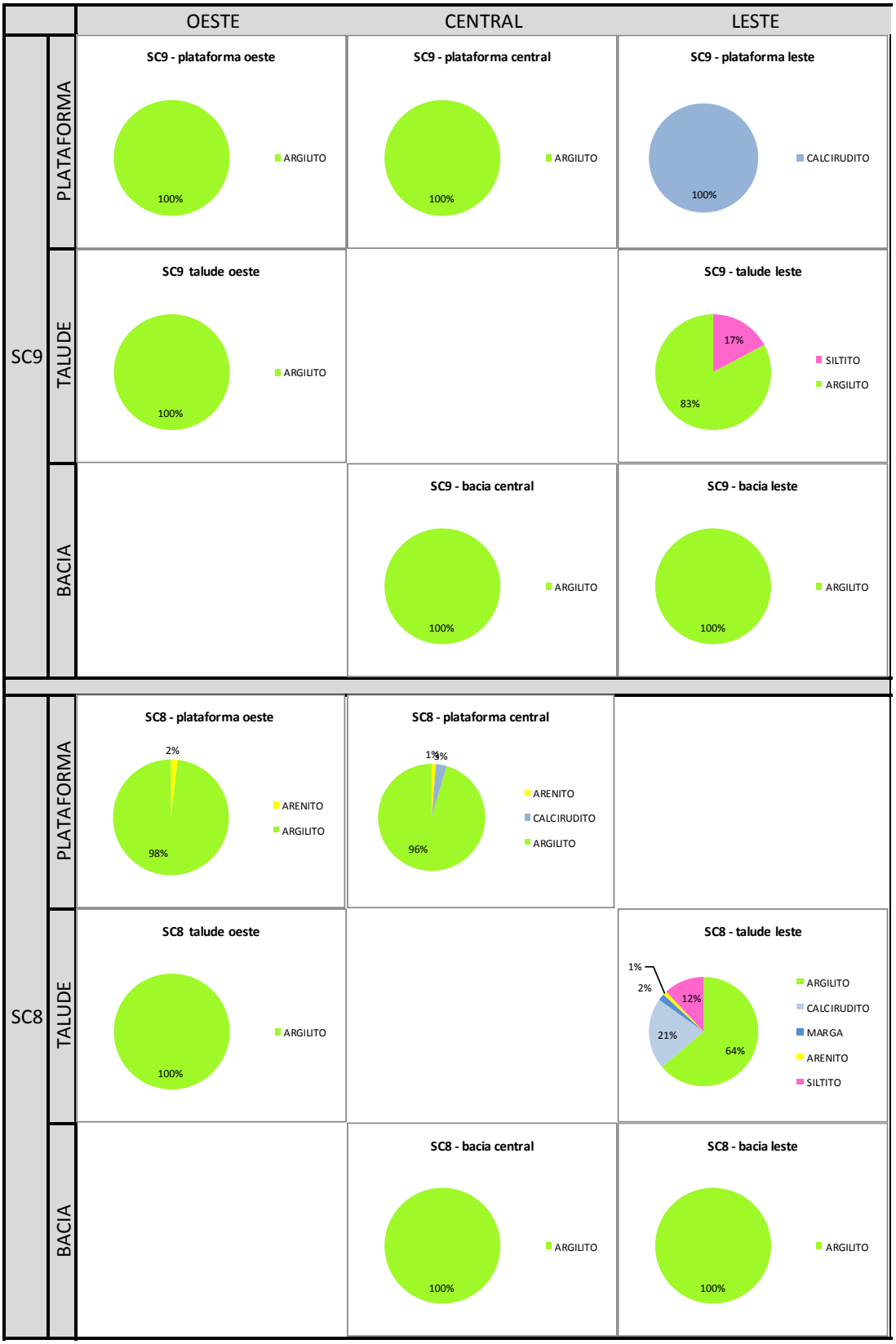
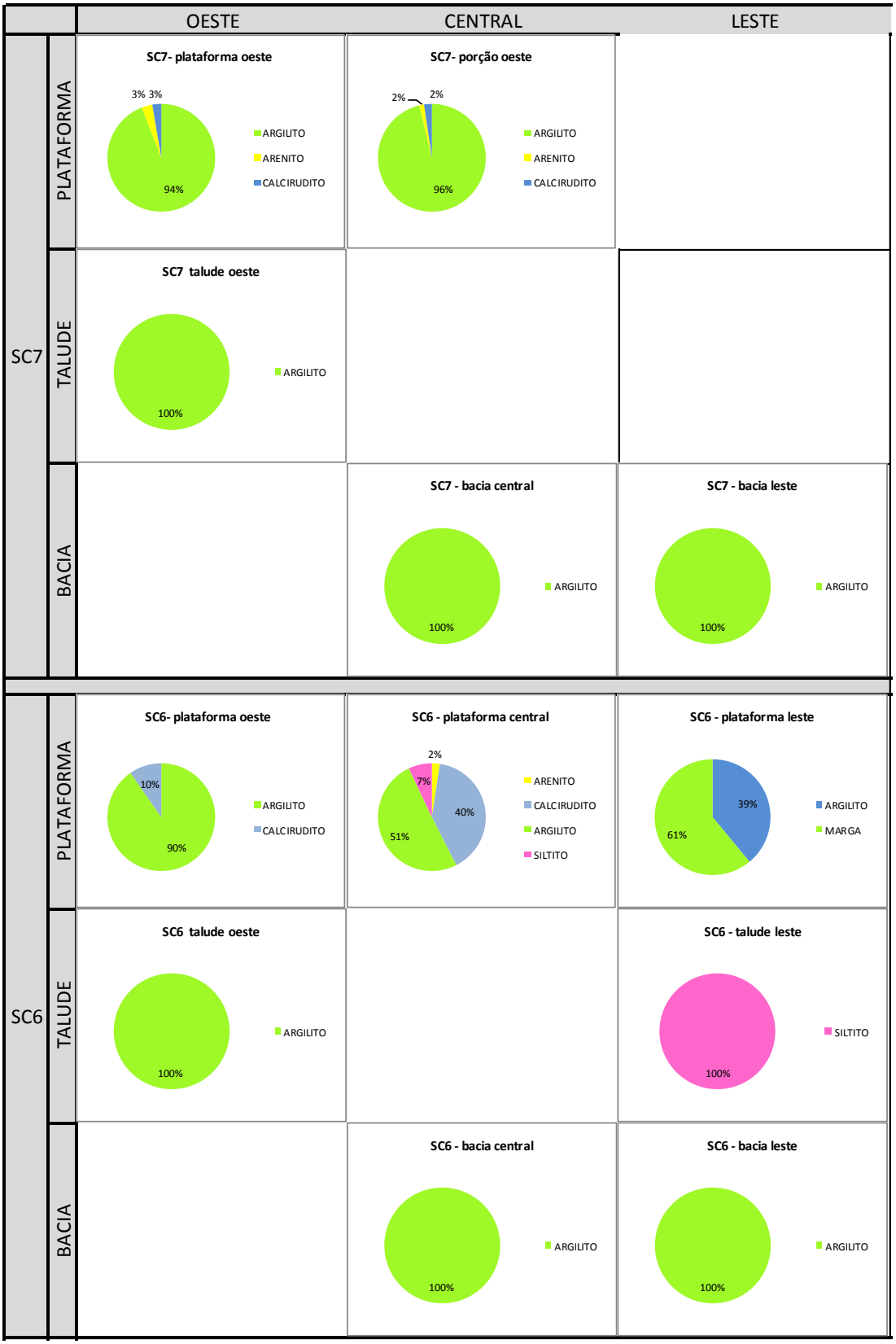
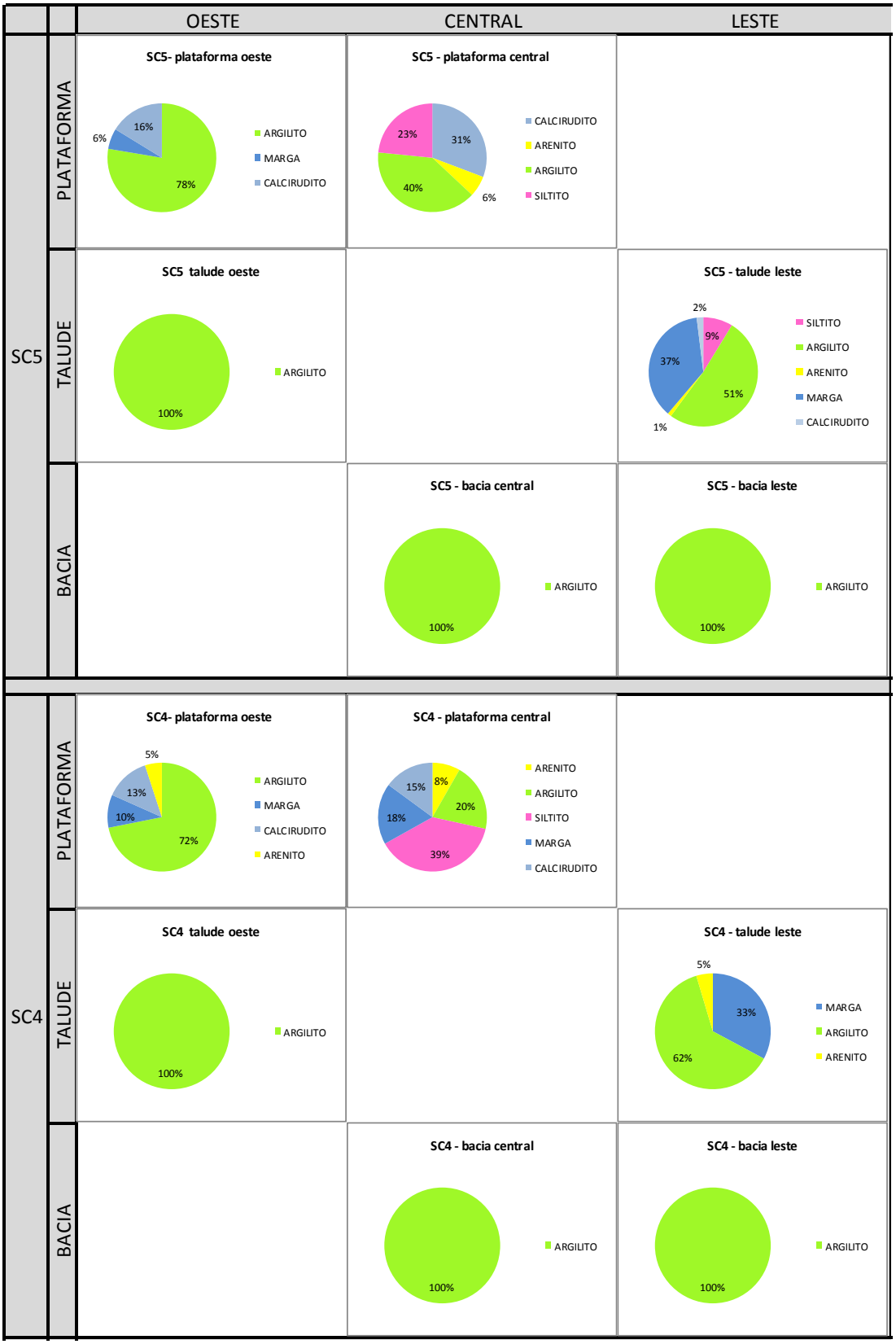


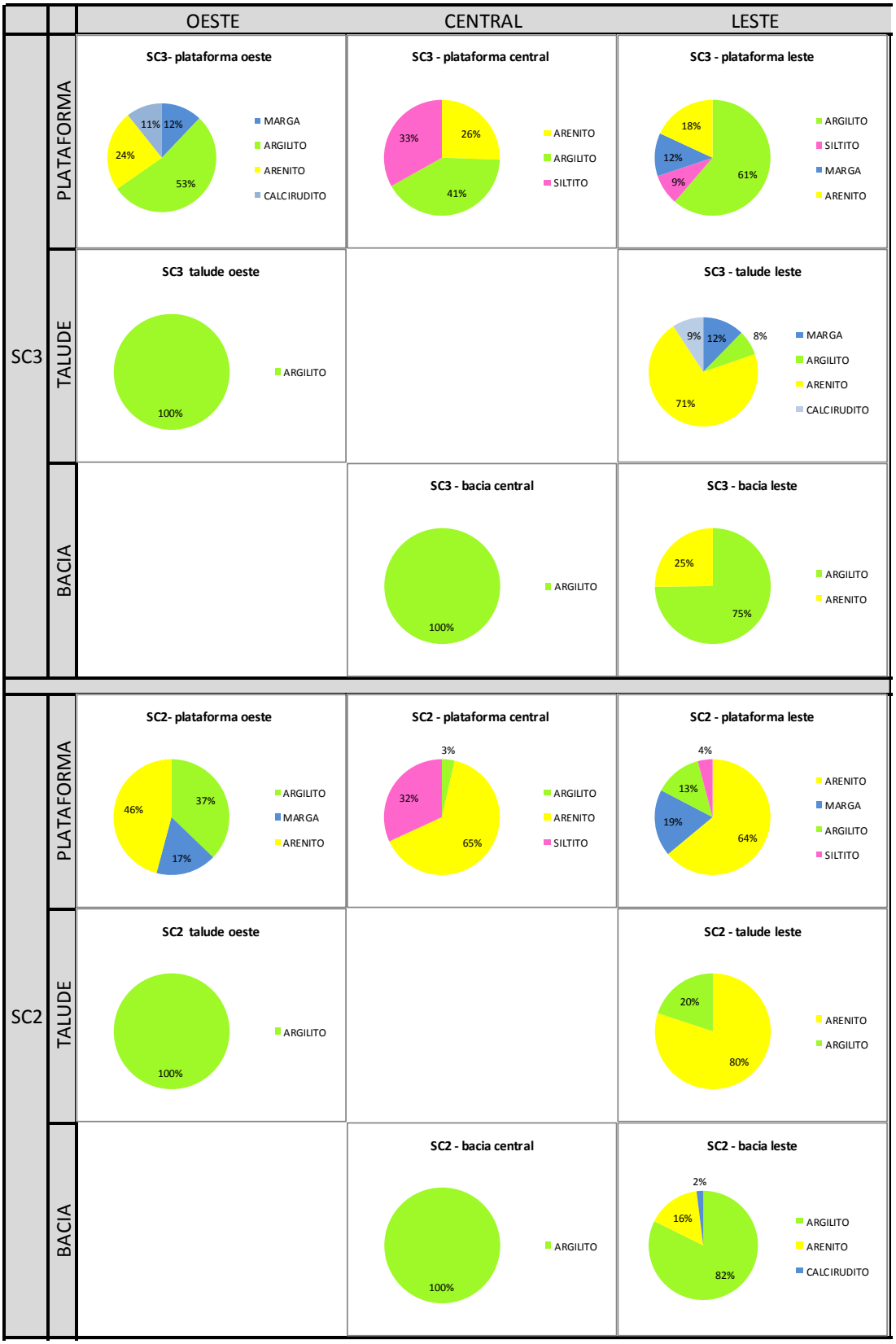
Figura 11-11 – Constituição litológicos em cada porção da margem em cada uma das sequências estratigráficas identificadas.



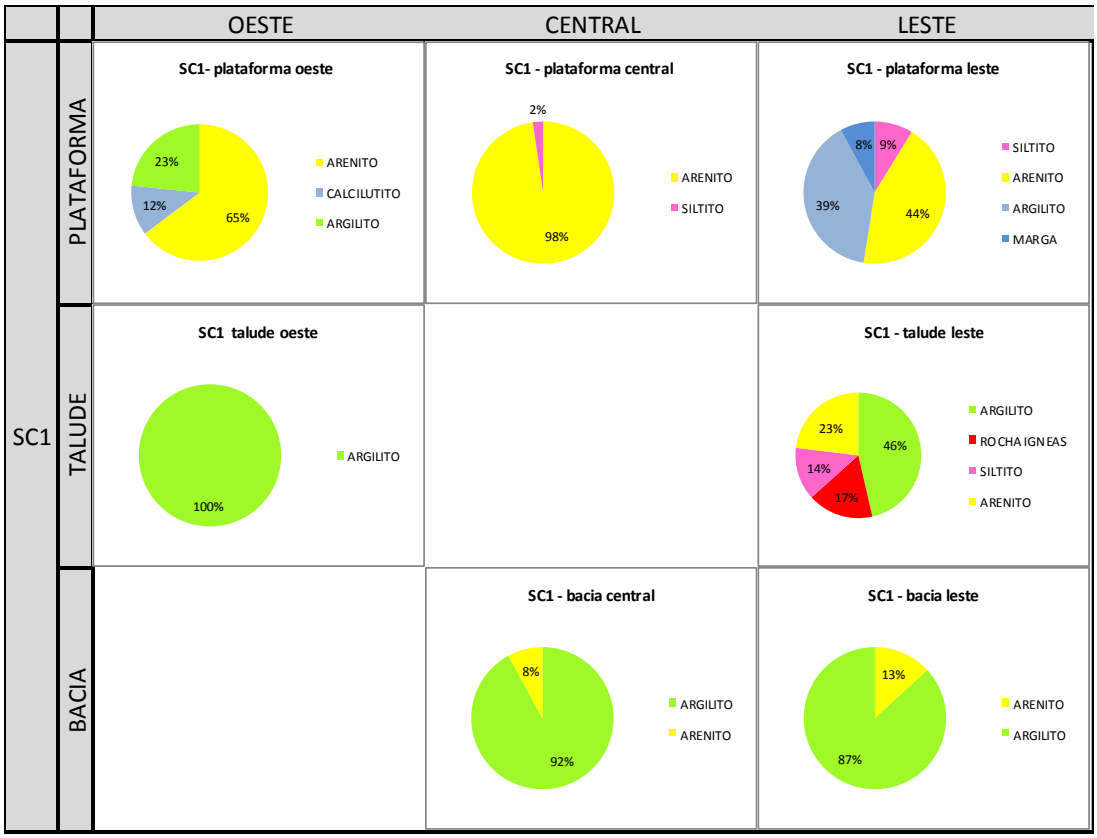
continuação da Figura 11-10



continuação da Figura 11-10

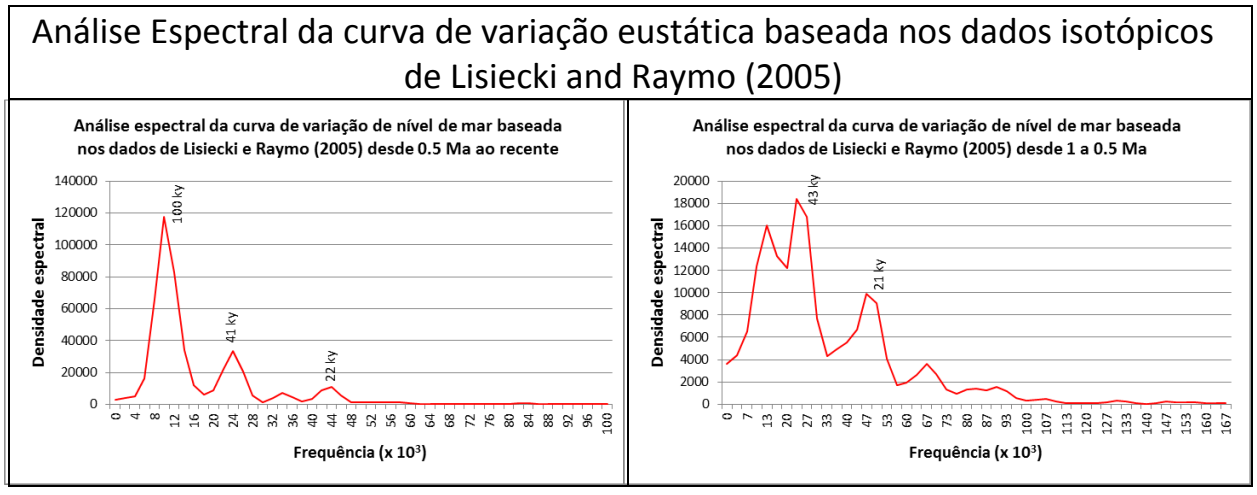


continuação da Figura 11-10



continuação da Figura 11-10

11.4) Gráficos de Análise Espectral da Curva de Variação de Nível de Mar



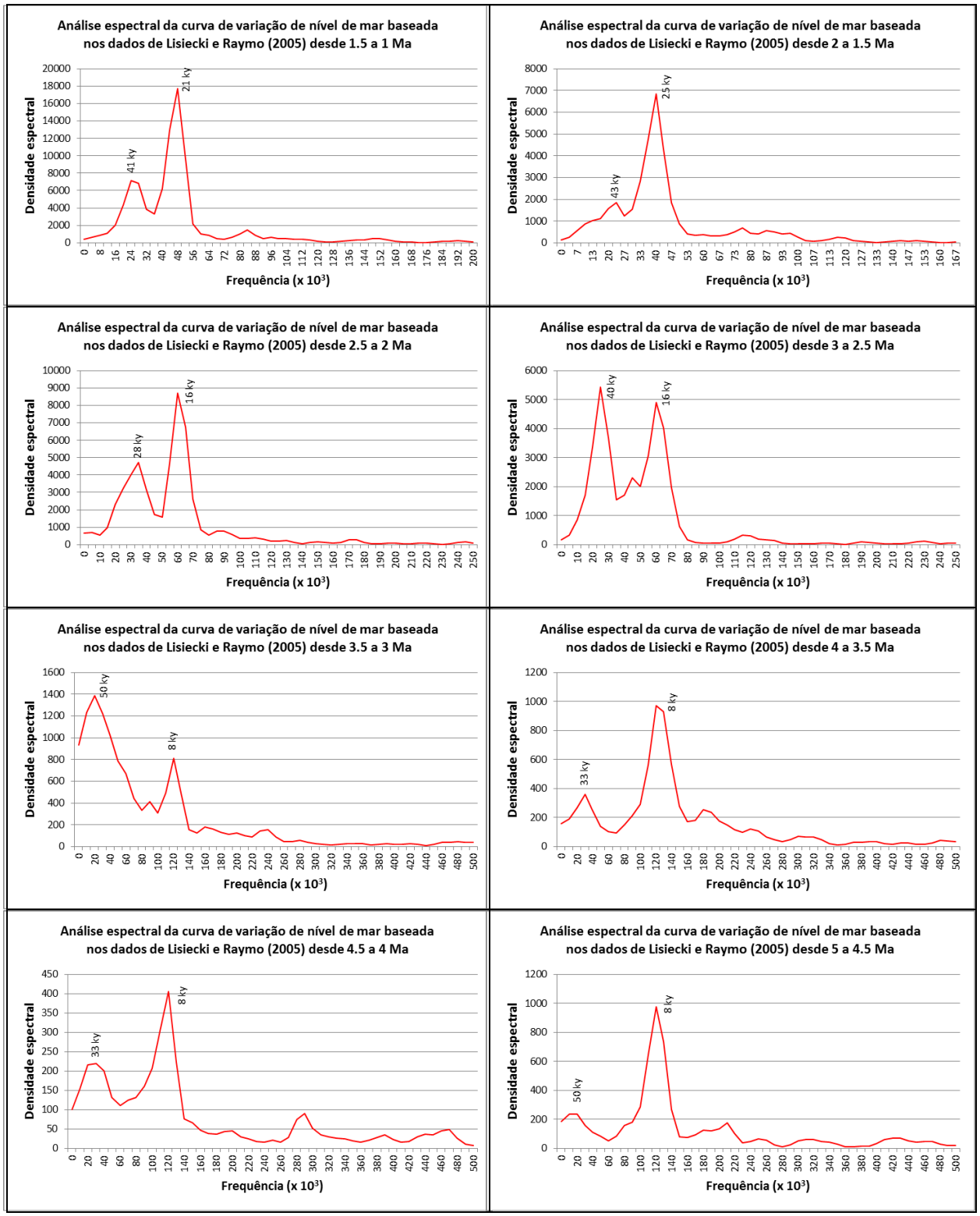


Figura 11-12 – Gráficos de análise espectral da curva de variação de nível de mar baseado nos dados isotópicos de Lisiecki e Raymo (2005)

11.5) Gráficos de Progradação das Sequências Sedimentares Quaternárias

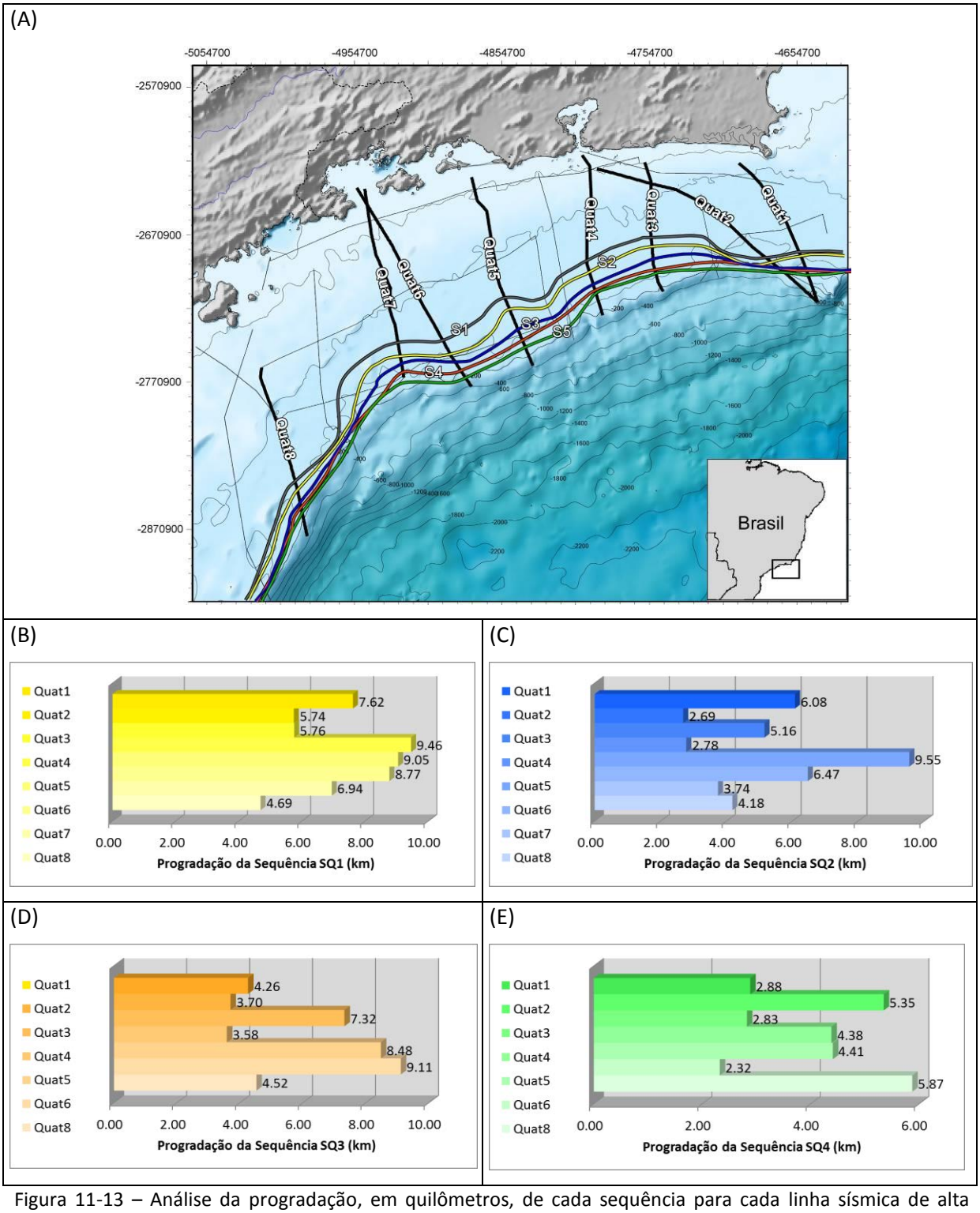


Figura 11-13 – Análise da progradação, em quilômetros, de cada sequência para cada linha sísmica de alta resolução, permitindo uma visualização geral da variação da progradação espacial e temporalmente. A) Mapa batimétrico com o posicionamento das linhas sísmicas de alta resolução e os *offlap breaks* interpretados em cada subsequência identificada. Os gráficos representam a quantificação de progradação da subsequência Sq1 (B), Sq2 (C), Sq3 (D) e Sq4 (E) em cada linha sísmica interpretada por Maia (2009) e Maia *et al.* (2010).