

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
LABORATÓRIO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA

***INTERPRETAÇÃO SISMOESTRATIGRÁFICA,
DA ÁREA SUL DA BACIA DE CAMPOS,
DA PLATAFORMA AO TALUDE SUPERIOR***

N´LANDU KINKELA

Orientador: Dr. Adalberto da Silva

Dissertação de Mestrado

Agosto/ 2005

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

K55 Kinkela, N'Landu

Interpretação sismoestratigráfica, da área sul da Bacia de Campos, da plataforma ao talude superior/N'Landu Kinkela. – Niterói : s. n., 2005.

105 f.

Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha) – Universidade Federal Fluminense, 2005.

1. Geologia estratigráfica. 2. Sismoestratigrafia.
3. Bacia de Campos (RJ). I. Título.

CDD 551.7

N'LANDU KINKELA

INTERPRETAÇÃO SISMOESTRATIGRAFICA, DA ÁREA SUL DA BACIA DE
CAMPOS, DA PLATAFORMA AO TALUDE SUPERIOR

Dissertação apresentada ao programa de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em ciências. Área de Concentração: Geologia e Geofísica Marinha

Orientador: Profº Dr. Adalberto da Silva

NITERÓI
2005

N'LANDU KINKELA

INTERPRETAÇÃO SISMOESTRATIGRAFICA, DA ÁREA SUL DA BACIA DE
CAMPOS, DA PLATAFORMA AO TALUDE SUPERIOR

Dissertação apresentada ao programa de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em ciências, Area de Concentração Geologia e Geofísica Marinha

Aprovada em

BANCA EXAMINADORA

Prof. Adalberto da Silva, Dr.- Orientador
(Pesq.Visitante ANP-Depto. de Geologia/UFF)

Prof. André Luis Ferrari, Dr.
(Depto.de Geologia/UFF)

Walter Becker Maciel, MSc
(PETROBRAS/E&P/UN-RIO)

Prof.Cleverson Guizan Silva, Dr.
(Depto. de Geologia/UFF)

NITERÓI
2005

RESUMO

Pelo modelo evolutivo proposto pela Tectônica de Placas, a Bacia de Campos foi formada pelo rifteamento, separação e deriva dos continentes Sul-Americano e Africano. Esta bacia se desenvolveram na margem continental entre as latitudes 21° S e 25° S. Sua espessa cobertura sedimentar, depositada desde o Cretáceo inferior, nas províncias de plataforma continental, Platô de São Paulo e Sopé Continental, se estende desde o embasamento continental até oceânico. Neste trabalho propõe-se a aplicação de interpretação sismoestratigráfica, para definir seqüências sedimentares (estratigráficas) na área Sul da Bacia de Campos. Esta interpretação está baseada na identificação dos principais refletores, limites de seqüências, superfícies de discontinuidades ou suas conformidades relativas, num conjunto de nove seções sísmicas, perfazendo 225 km de linhas *dip* e 970 km *strike*. A metodologia aplicada neste trabalho envolve as técnicas usuais da Sismoestratigrafia, considerando a geometria interna e externa, continuidade e caráter acústico dos pacotes sedimentares nas seções sísmicas. O embasamento da bacia foi identificado ao longo das seções e a estruturação do rifte foi determinada. A identificação da base e topo do sal foi fundamental devido à sua importância na história evolutiva da bacia e pelo controle exercido pela tectônica salífera sobre a espessa sedimentação terciária. Estes horizontes foram delimitados ao longo das seções, evidenciando a atuação de falhas sintéticas e antitéticas no controle da sedimentação Terciária. Na área limítrofe sul da bacia foi identificado um cone vulcânico, afetando a seção Terciária até o Eoceno. O modelo de sedimentação da área é similar ao do restante da Bacia de Campos. As mais altas taxas de sedimentação da fase pós-*rif* ocorreram a partir do Oligoceno inferior e correspondem a uma espessa seção progradante. O pacote progradante que se desenvolveu entre o Cretáceo e o Terciário foi subdividido em seis seqüências de 3ª ordem. Essas seqüências são delimitadas em suas bases por discordâncias do tipo 1. As seqüências interpretadas nas seções sísmicas apresentam tratos de sistemas de mar baixo, margem de plataforma e mar alto. Os tratos de sistemas de mar baixo são representados na plataforma continental por cunhas de mar baixo e vales incisos (fase final de deposição do trato de sistemas de mar baixo). O padrão deposicional do trato de sistemas de margem da plataforma apresenta similaridade com o

observado para os tratos de sistemas de mar alto. A caracterização dos tratos de sistemas que compõem as seqüências observadas foi feita por interpretação de sismofácies. O estudo sismoestratigráfico, através da análise dos parâmetros de reflexão sísmica, permitiu inferir os ambientes deposicionais e evidenciou as fases progradacionais dentro das seqüências estratigráficas. A integração dos dados sísmicos e litológicos dos poços permitiu determinar uma série de características diagnósticas para os eventos ocorridos na área de estudo, possibilitando a distinção entre seqüências e suas respectivas discordâncias. O conjunto de características diagnosticadas neste trabalho pode ser aplicado satisfatoriamente para descrever contextos semelhantes em outras bacias marginais.

RESUMÉ

Selon le modèle d'évolution proposée par la tectonique des plaques le bassin de Campos a été formé à partir du phase rift, la séparation et la dérive des continents sud-américain et africain. Lors du processus de formation le bassin évolue dans la marge continentale entre une latitude de 21°S et 25°S. Ses épaisses couvertures sédimentaires, développé depuis le Crétacé inférieur, dans les provinces de la plate-forme continentale, Plateau de São Paulo et talus continental s'allongent sur l'embaselement continental océanique. Dans cette étude on propose l'application d'interprétation sismostratigraphique (faciès sismiques), pour définir les séquences sédimentaires(estratigraphiques) dans la partie sud du bassin. On propose identifié les principaux réflecteurs, limites des séquences, discontinuités ou ses conformités relatives marqués par les terminaisons des réflecteurs, dans l'ensemble de neuf sections profils sismique, d'où 225 km de sections `dip` et 970 km de sections `strike`. La méthodologie utilisée dans cette étude entraîne différentes techniques de la simoestratigraphie et ont considère la géométrie interne et externe, continuité et caractère acoustique des dépôts sédimentaires dans les sections des profils sismiques. L'embaselement du bassin fut identifié presque au long de toutes les sections profils sismiques, aussi bien comme la structure du rift. La reconnaissance de la base et le seuil évaporitique est essentiel pour le lieu d'étude, aussi longtemps dans l'histoire de l'évolution du bassin. Ses horizons ont été délimités au long des sections des profils sismiques. Il a été mis en valeur les évidences des activités des failles synthétiques et antithétiques contrôlées par la sédimentation Tertiaire. Dans la partie limitrophe le sud de bassin Campos fut identifié un cône qui affecte le Tertiaire de l'Eocène. Le modèle de remplissage du lieu d'étude est similaire au reste du bassin de Campos. Les taux le plus élevé du remplissage de la phase après-rift a eu lieu à partir de l'Oligocène inférieur et correspondent à une épaisse section progradante. Le dépôt progradant développé au long de Crétacé et du Tertiaire, est subdivisé en six séquences de troisième ordre, les séquences en questions sont délimitées à la base par une discordance du type 1. Les séquences interprétées dans les sections profils sismiques représentent le cortège de bas niveau, le cortège de bordure de plate-forme et celui de haut niveau. Les cortèges de bas

niveau sont représentés dans la plate-forme continentale. Le prisme de bas niveau et les fosses marquent la phase finale du cortège de bas niveau et de bordure de plate-forme. Le remplissage du cortège de marge de plate-forme présente une similarité avec le cortège de haut niveau et avec le prisme de bas niveau, dépendant de taux d'élévation du remplissage du bassin pendant son développement. La caractérisation des cortèges de niveaux qui composent les séquences observées, a été faite à travers les faciès sismiques. L'étude sismostratigraphique à travers l'analyse de paramètres de réflexion sismiques a permis d'inférer les ambiances de remplissages et une possible identification des phases de progradations dans les séquences stratigraphiques. L'intégration de données sismiques et lithologique de puits, a éventuellement permis à déterminer une série de caractéristiques diagnostiquées pour les événements qui ont eu lieu dans le lieu d'étude. L'ensemble de caractéristiques diagnostiquées dans ces études, peut être appliqués d'une manière satisfaisante pour décrire des contextes semblables aux bassins de marge opposée.

ABSTRACT

In the conceptual framework of the Plate Tectonics theory, the Campos Basin was formed by rifting, separation and drifting between South American and African continents. A thick sedimentary cover was deposited in that basin on the continental margin between 21°S and 25°S since Cretaceous, extending from the adjacent onshore areas, through the continental shelf and slope, to the westernmost part of the São Paulo Plateau. This work is an application of seismostratigraphic interpretation in order to map sequences at the southernmost area of the Campos Basin. This interpretation is based on the delineation of the most relevant seismic horizons and sequence limits, and the discontinuity surfaces or their relative conformities. In this work, we used a set of usual seismostratigraphic procedures based on internal and external geometries, continuity and acoustic characteristics of the sedimentary layers. This interpretation was based on a dataset that includes nine seismic sections (a total 200 km dip sections and 970 km strike sections). The identification of the basement and rift structures along the seismic sections was accomplished, as well as the base and the top of the evaporite section, a crucial one in the evolution of the basin because it helps to define the role the synthetic/antithetic faults exerted in controlling the Tertiary sedimentation. A volcanic cone that affects the Tertiary section up to Eocene was identified at the southernmost limits of Campos Basin. The sedimentary evolution is similar to the observed pattern in other parts of the Campos Basin. The higher post-rift sedimentation rates develop since Early Oligocene and this is recorded in a thick progradational prism. There are six third order sequences with a basal type 1 sequence boundary in the Cretaceous to Tertiary progradational section. The interpreted sequences were composed by lowstand, platform margin and highstand system tracts. The lowstand system tracts correspond to lowstand sedimentary prisms and incised valleys (final depositional stages of a lowstand system tract). The platform margin system tracts deposits are similar to the observed deposits in the highstand system tracts. The characterization of the system tracts was supported by seismofacies analysis. The seismostratigraphic analysis, based on the seismic reflection parameters, allowed us to infer depositional environments and to identify progradational stages in each sequence. The integration of seismic and well-based lithology data supported the determination of a series of diagnose features for the geological events in this area, and, as a result, the determination of the main stratigraphic sequences and their corresponding limits. Similar scenarios in other marginal basins can take advantage from the methodology applied in this work.

AGRADECIMENTOS

Ao Dr. Adalberto da Silva, orientador, pelo seu apoio pelas revisões de texto e conteúdo e pelas valiosas sugestões no decorrer do trabalho.

Ao Dr. Cleverson Guizan Silva pela sua boa compreensão e pelo seu apoio.

Ao Dr. Luiz A. Gamboa pelas discussões proveitosas sobre a interpretação sísmica, incentivos validos e indicações bibliográficas.

À CAPES pela oportunidade oferecida para pós-graduação e pela liberação da bolsa durante os dois anos consecutivos.

Ao Lagemar, pelo apoio, pelo acesso a programas de interpretação e por julgar relevante este projeto de pós-graduação.

À Gaia/PGS pela cessão ao Departamento das linhas sísmicas utilizadas neste estudo.

Ao INP (Instituto Nacional de Petróleo), representados pelos membros da direção, por me ter dispensado os dois anos para freqüentar a Pós-graduação e aos colegas Ngombo Makiadi, Mboko Domingos Antonio Kassongo e Pascoal João Neto que prestaram ajuda à minha família durante a minha ausência.

Ao meus familiares Panda Pedro, Mario João Blaise, Suzana Zabaka, A. Luvambu, Ruth Madalena, Luisa Makuiza Wakanua, Roberto Mutela, Maké Binga Pedro e René Mutu Manuel, pelo apoio em todos os sentidos.

P.S.: Agradeço infinitamente ao Grande Amor do SUGMAD, do ECK e do MAHANTA ; BARAKA BASHAD.

Dedico este trabalho,

A minha esposa Macaia Pierrette João N'landu e a minha filha Débora da Glória João Kinkela, pela força e motivação, mais agravante pela paciência e compreensão que elas tiveram durante a minha ausência.

SUMÁRIO	
RESUMO	i
RESUMÉ	iii
ABSTRACT	v
AGRADECIMENTOS	vii
INDICE DE FIGURAS	xi
INDICE DE TABELAS	XV
I. INTRODUÇÃO	1
II. OBJETIVOS E RELEVÂNCIA	7
III. CONTEXTO GEOLÓGICO	8
III.1 Geologia Regional	8
III. 2- Caracterização Geomorfológico da Área de Estudo	19
III.3 Variação Eustática	23
IV. DADOS UTILIZADOS E METODOLOGIA	27
IV.I Interpretação sísmica	29
V. CONCEITOS DA ESTRATIGRAFIA	31
V.1 Sismoestratigrafia	32
V.2 Faciologia Sísmicas	35
V.3 Estratigrafia de Seqüências	38
V.4 Seqüências e Tratos de Sistemas	40
VI ANALISE DAS SEQÜÊNCIAS ESTRATIGRAFICAS	46
VI.1. - Caracterização Geomorfológico da Área de Estudo	46
VI. 2. Descrição das Características Sismoestratigráficas	48
VI.3.a Seqüência Estratigráfica 1 (S1) entre os Refletores D1 e D2	49
VI.3.b Seqüência Estratigráfica 2 (S2) entre os Refletores D2 e D3	50
VI.3.c Seqüência Estratigráfica 3 (S3) entre os Refletores D3 e D4	52
VI.3.d Seqüência Estratigráfica 4 (S4) entre os Refletores D4 e D5	54

VI.3.e Seqüência Estratigráfica 5 (S5) entre os Refletores D5 e D6	56
VI.3.f Seqüência estratigráfica 6 (S6) entre os Refletores D6 e D7	58
VI. 4 Faciologia Sísmica da Área de Estudo	60
VI. 5 Seqüências e Tratos de Sistemas	63
VII. INTEGRAÇÃO DE RESULTADOS	75
VII.1 Geometria das Seqüências Depositionais Eoceno/Oligoceno/Mioceno do Sul da Bacia de Campos, na Área de Estudo.	75
VII.1.a Geometria de Seqüências Depositionais	77
VII.1.b Geométria das seqüências 2 e 3	77
VII.1.c Geométria da seqüência 1	77
VII.2 Evolução Sedimentar da Plataforma Continental ao Talude Superior do Cretáceo ao Terciário	81
VII.3. Magmatismo	86
VII. 4 Conclusões	89
VIII. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	92
IX – PROGRAMA UTILIZADO	105

INDICE DE FIGURAS

Figura 1	Mapa de localização com as principais feições da margem sudeste brasileira. O retângulo tracejado em branco delimita a área de estudo; em vermelho, estão as seções sísmicas utilizadas (base planimétrica do ETOPO 2- http:// www.ngdc.noaa.gov / mgg / global / relief / ETOPO 2)	2
Figura 2	Figura 2- Mapa de localização com as principais bacias sedimentares da margem sudeste brasileira. http://www2.petrobras.com.br/tecnologia2/port/index.htm 2005	4
Figura 3	Mapa dos campos de petróleo do Norte da Bacia de Santos, Bacia de Campos e Sul da Bacia do Espírito Santos, porção marinha, http : //www2.petrobras.com.br/Petrobras/portugues/plataforma/pla_bacia_Campos. htm 8/11/2005)	5
Figura 4	Carta estratigráfica da Bacia de Campos (Rangel, 1993)	11
Figura 5	Mapa estrutural do topo dos basaltos (Fm.Cabiunas) da Bacia de Campos, mostrando o predomínio absoluto dos falhamentos de direção NE (Dias <i>et al.</i> , 1990).	12
Figura 6	Seção geológica esquemática da Bacia de Campos, mostrando os principais limites de seqüências estratigráficas e camadas sedimentares da bacia (mod. Dias <i>et al.</i> ,1990)	14
Figura 7	Seção geológica esquemática da Bacia de Campos, representando as principais formações estratigráficas “megaseqüências” da bacia (mod. Brunh, 1998)	15
Figura 8	Fisiografia geral e batimetria da margem continental Sudeste Brasileira. Os cânions submarinos são assinalados por numerações: 1=Almirante Camara; 2= Itapemirim; 3 =São Tomé 4 = Grupo Sudeste (a batimetria foi modificado por Viana 1998).	20
Figura 9	Curvas da variação do nível do mar durante Fanerozoico, onde podem ser observados os ciclos de 1ª e 2ª ordens (Vail 1977 apud	

	Severiano Ribeiro,2001)	24
Figura 10	Ciclos globais relativos da variação do nível do mar durante Jurrásico-Terciário (Vail <i>et al.</i> , 1977, <i>apud</i> Severiano Ribeiro, 2001)	25
Figura 11	Mapa base de localização da margem sudeste brasileira, em vermelho, estão as seções sísmicas utilizadas e cotas batimétricas, mostrando os poços usados e que se encontram próximos às linhas sísmicas	28
Figura 12	Padrões de terminações de reflexões: (A) Limites Superiores. (B) Limites Inferiores (mod. De Mitchum Jr. <i>et al.</i> , 1977)	34
Figura 13	Padrão de terminação de refletores em uma sequência sísmica idealizada por Vail, (1987)	34
Figura 14	Padrões de configurações de fácies sísmicas (modificado de Mitchum Jr. <i>et al.</i> , 1977 a)	38
Figura 15	Modelo conceitual mostrando os tratos de sistemas durante o desenvolvimento de seqüências do tipo 1 e 2, que ocorrem após discordância tipo 1 e 2, respectivamente (A). Os tratos de sistemas em relação ao tempo geológico (diagrama cronoestratigráfico) (modificado de Vail <i>et al.</i> , 1987)	42
Figura 16	Arquitetura estratigráfica costeira de progradação, agração, retrogradação e transgressão (mod. Vail <i>et al.</i> , 1977a).	44
Figura 17	Terminações em downlap na parte interna da bacia, associado a trato de sistema de mar baixo, com as configurações concordantes. Para localização ver Figura 24.	49
Figura 18	Terminações em downlap na parte interna da bacia, associado a trato de sistema de mar baixo, com as configurações concordantes. Para localização ver Figura 24.	51

Figura 19	As reflexões da S3 são discordantes e descontínua truncando com a feição na quebra da plataforma. Reflexões caóticas, estratos com dobramentos, boa nitidez baixa amplitude (energia variável. Para melhor localização Figura 26).	53
Figura 20	Terminações em <i>onlap</i> associadas aos sistemas de mar baixo da S4. Para localização, ver Figura 27. Apresenta reflexões lenticulares na parte sudoeste com a continuidade variável, de boa nitidez, de alta amplitude (baixa energia). Notar a geometria plano-paralelas a subparalelas das reflexões na parte externa da plataforma nordeste (NE).	55
Figura 21	Terminações em <i>onlap</i> associadas aos sistemas de mar baixo da S4. Para localização, ver Figura 27. Apresenta reflexões lenticulares na parte sudoeste com a continuidade variável, de boa nitidez, de alta amplitude (baixa energia). Notar a geometria plano-paralelas a subparalelas das reflexões na parte externa da plataforma nordeste (NE).	57
Figura 22	Terminações em <i>toplap</i> ; observam-se progradações oblíquas sigmoidais contínua junto à quebra da plataforma e com terminações plano-paralelas na plataforma continental que vai até Mioceno recente. Para localização, ver Figura 28.	59
Figura 23	Quadro de sismofácies da plataforma continental da Bacia de Campos na área de estudo. As informações com relação a posição fisiográfica e litologia predominantes	61
Figura 24	Seção sísmica NW-SW não interpretada, Mostrando a porção do embasamento vulcânico. Notar que os pacotes Sedimentares apresentam reflexão plano-paralela a subparalelos de alta amplitude na porção Sudoeste (SW). Observa-se que o embasamento é bem afetado pelas falhas do <i>rifts</i> e a porção inferior apresenta forma côncava.	65

Figura 24A	Seção sísmica NW-SW interpretada	66
Figura 25	Seção sísmica NW-SE não interpretada, localizado na quebra da plataforma continental. Observa-se que na seqüência superior na linha interpretada (D2 e D3) o padrão de reflexões são onduladas, com boa nitidez com uma amplitude e energia variável. A seção representa a região compreendida pela porção superior do talude, próximo à quebra da plataforma.	67
Figura 25A	Seção sísmica NW-SE interpretada	68
Figura 26	Seção sísmica SW-NE não interpretada, localizado no talude superior da Bacia de Campos. Mostra as principais características internas dos refletores correspondentes à seqüência mapeada. Notar sobre tudo a mudança de caráter sísmico dos refletores nos pacotes da porção de plataforma que passam de plano-paralelos a subparalelos e de caótica, nos pacotes da quebra de plataforma. A continuidade lateral das reflexões vai truncando com a feição.	69
Figura 26A	Seção sísmica SW-NE interpretada	70
Figura 27	Seção sísmica SW-NE não interpretada, localizada na plataforma continental da Bacia de Campos. Notam-se diferentes caracteres sísmicos dos refletores que passam de plano-paralelos para lenticulares e um soerguimento característico na parte NE	71
Figura 27A	Seção sísmica SW-NE interpretada	72
Figura 28	Seção sísmica SW-NE não interpretada, localizada na quebra da plataforma da Bacia de Campos. Observa-se progradações contínuas dos refletores até o topo D7. Observam-se refletores plano-paralelos na porção Sudoeste (SW), mini-bacias, erosões provocadas pelas correntes de turbidez e fluxos gravitacionais.	73
Figura 28A	Seção sísmica SW-NE interpretada	74

Figura 29	A. Linha sísmica não interpretada. B Descontinuidades. C Tratos de sistemas deposicionais	79
Figura 30	A. Linha sísmica não interpretada. B Descontinuidades. C Tratos de sistemas deposicionais	80
Figura 31	Cone de explosão de vapor na seção do Eoceno	87

INDICE DE TABELAS

Tabela 1	Tabela dos parâmetros de reflexão sísmica usada em sismoestratigrafia e seus significados geológicos (modificado de Mictum <i>et al.</i> , 1979 a)	36
Tabela 2	Seqüências sísmicas definidas na área de estudo	63
Tabela 3	Informações obtidas a partir do estudo sismoestratigráfico da plataforma a talude superior da Bacia de Campos, na área de estudo-Cretaceo a Terciário. As idades foram obtidas entre dados de poços e literaturas	64

I – INTRODUÇÃO

A Bacia de Campos, localizada na porção Sudeste do Brasil, ao longo da costa Norte do estado do Rio de Janeiro, possui uma área aproximada de 100.000 km², dos quais apenas 500 km² estão na área emersa. A parte submersa estende-se para Leste, por toda plataforma e talude continentais e parte da elevação continental, cercada pelo Platô de São Paulo, com uma lâmina de água de 3400 m. A bacia é separada da Bacia do Espírito Santo ao Norte, pelo Alto de Vitória e da Bacia de Santos pelo Alto de Cabo Frio, a Sul (Figura 1) (Dias *et al.*, 1988).

O embasamento econômico da Bacia de Campos é formado por basaltos toleíticos intercalados com rochas sedimentares (Mizusaki, 1986), que constituem a Formação Cabiúnas (Neocomiano) (Dias *et al.*, 1990). O preenchimento inicial da bacia (fase *rifte*) foi originado pelo intenso tectonismo de caráter tafrogênico (Almeida, 1967), com a sedimentação predominante em sistema lacustre raso, fluvial e deltaico, seguido por uma fase transicional siliciclástica e evaporítica, esta última relacionada à ruptura e abertura do oceano Atlântico Sul (Dias *et al.*, 1988).

A fase *drift* é caracterizada pela instalação definitiva do regime oceânico, com a formação de uma ampla plataforma carbonática, devido à contínua separação dos recém formados continentes Sul-Americano e Africano; a instalação da rampa carbonática ocorreu a partir do Eo-Albiano (Mohriak, 1988). No intervalo entre Cretáceo Superior e o Terciário Inferior, ocorreu o aprofundamento dos sistemas deposicionais, com altas taxas de subsidência e pequeno volume de sedimentação clástica (Mohriak, 1995), propiciando a formação de limites de seqüências regionais que são produtos dos eventos erosivos ou de *bypass* associados a correntes submarinas. Ao mesmo tempo, a movimentação salífera e o desenvolvimento de falhas de crescimento possibilitaram a formação de mini-bacias onde se depositaram arenitos turbidíticos.

No Paleoceno, houve intensa atividade halocinética em lâminas d'água mais profundas, concomitante ao soerguimento tectônico da Serra do Mar e variação global do nível do mar, controlando o desenvolvimento da sedimentação na bacia, com progradação regional de fácies marinhas de água rasa sobre os sedimentos de águas profundas. Um

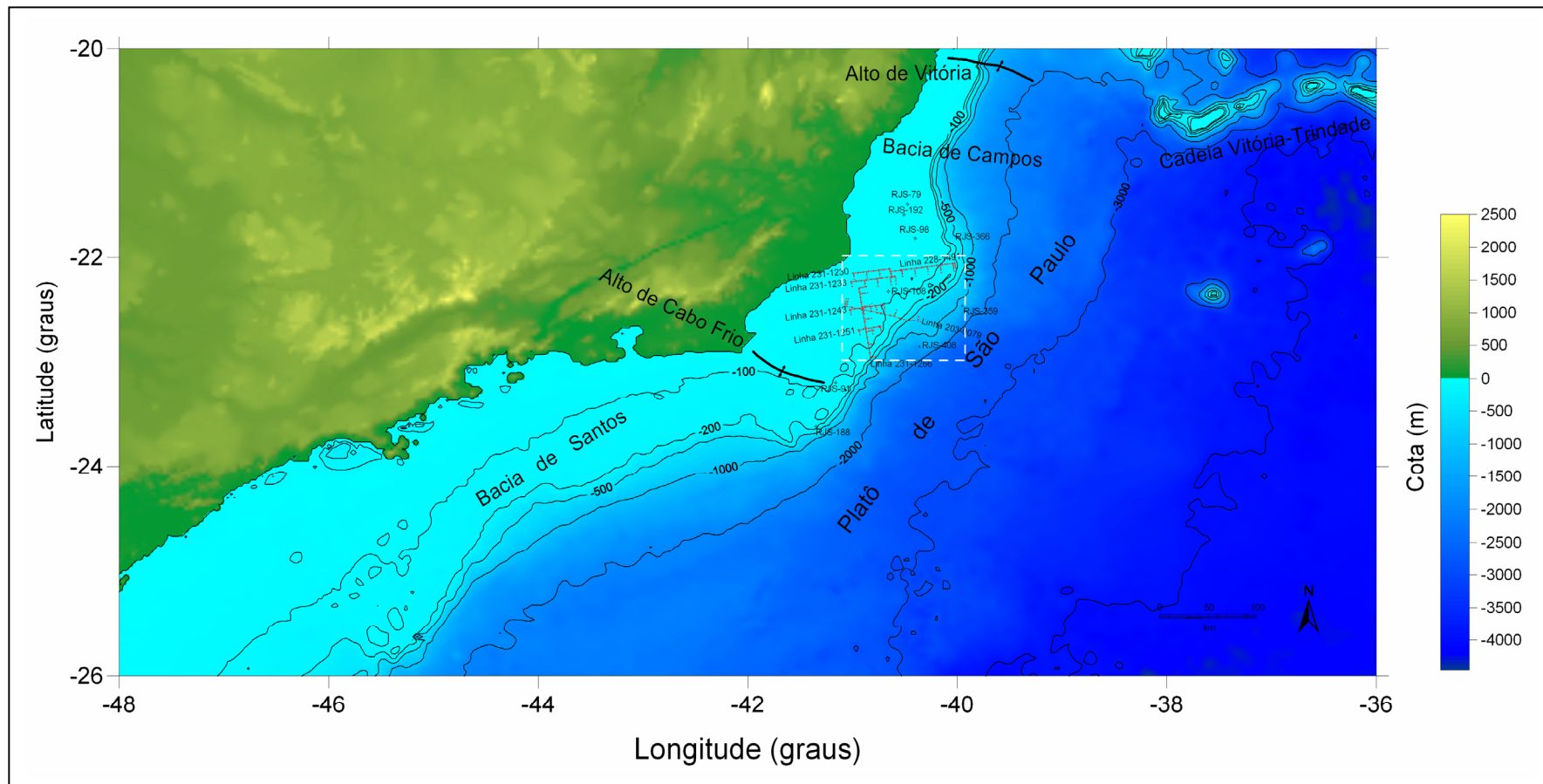


Figura 1- Mapa de localização com as principais feições da margem sudeste brasileira. O retângulo tracejado em branco delimita a área de estudo; em vermelho, estão as seções sísmicas utilizadas (base planimétrica do ETOPO 2-[http:// www.ngdc.noaa.gov / mgg / global / relief / ETOPO 2](http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/relief/ETOPO2))

grande volume de sedimentação turbidítica desenvolveu-se, deste modo, no Eoceno e no Oligoceno. Os turbiditos eocênicos foram formados pela remobilização de sedimentos siliclásticos plataformais por fluxos gravitacionais devidos a reativações tectônicas e halocinese; os turbiditos do Oligoceno são correlacionáveis a variações do nível do mar, já que, neste período, ocorreu um arrefecimento da tectônica salífera (Dias *et al.*, 1990).

Na parte central da bacia, o Cretáceo Superior é caracterizado pela grande profusão de corpos arenosos que se seguiu a uma fase de bacia faminta no Eoceno e Plioceno, com sedimentação predominantemente pelítica depositada em ambiente marinho profundo, chegando a batial (Koutsoukos, 1987). O intervalo Turoniano-Eoceno inferior está ausente em grande parte desta bacia; grandes discordâncias estendem-se por quase toda a região Sul da Bacia de Campos (Richter, 1987).

Entre as bacias sedimentares brasileiras (Figura 2), a Bacia de Campos é a sua mais prolífica província petrolífera, com vários campos descobertos (Figura 3) e possui uma reserva provada de óleo equivalente de 7,4 bilhões de barris (ANP, 2005). Após a primeira descoberta comercial de hidrocarbonetos em 1974 (Campo de Garoupa), têm ocorrido sucessivas campanhas de levantamentos geofísicos (sísmicos, gravimétricos e magnetométrico) e a perfuração de cerca de 1300 poços. Atualmente, 400 poços de óleo e gás estão em operação, há mais de 30 plataformas de produção e cerca de 3,900 quilômetros de dutos submarinos (A.Petrobras-RH, 2005).

A interpretação integrada dos dados de poços tem proporcionado uma compreensão cada vez maior da geologia da Bacia de Campos, com ênfase na sua evolução estrutural e sedimentar. A sedimentação predominante é constituída por siliclásticos grosseiros de plataforma, intercalados com carbonatos. Na porção Leste da bacia esses sedimentos gradam para argilas de talude proximal. Também nessa direção, as falhas de escorregamento associadas à movimentação halocinética passam a afetar as seqüências mais jovens. No Eoceno médio destaca-se uma região de subsidência termal mais intensa na região Centro-Leste da bacia que é denominada Baixo de São Tomé. A investigação exploratória na área ainda é relativamente restrita, pois só há, praticamente,



Figura 2- Mapa de localização com as principais bacias sedimentares da margem ssudeste brasileira. <http://www2.petrobras.com.br/tecnologia2/port/index.htm> 2005

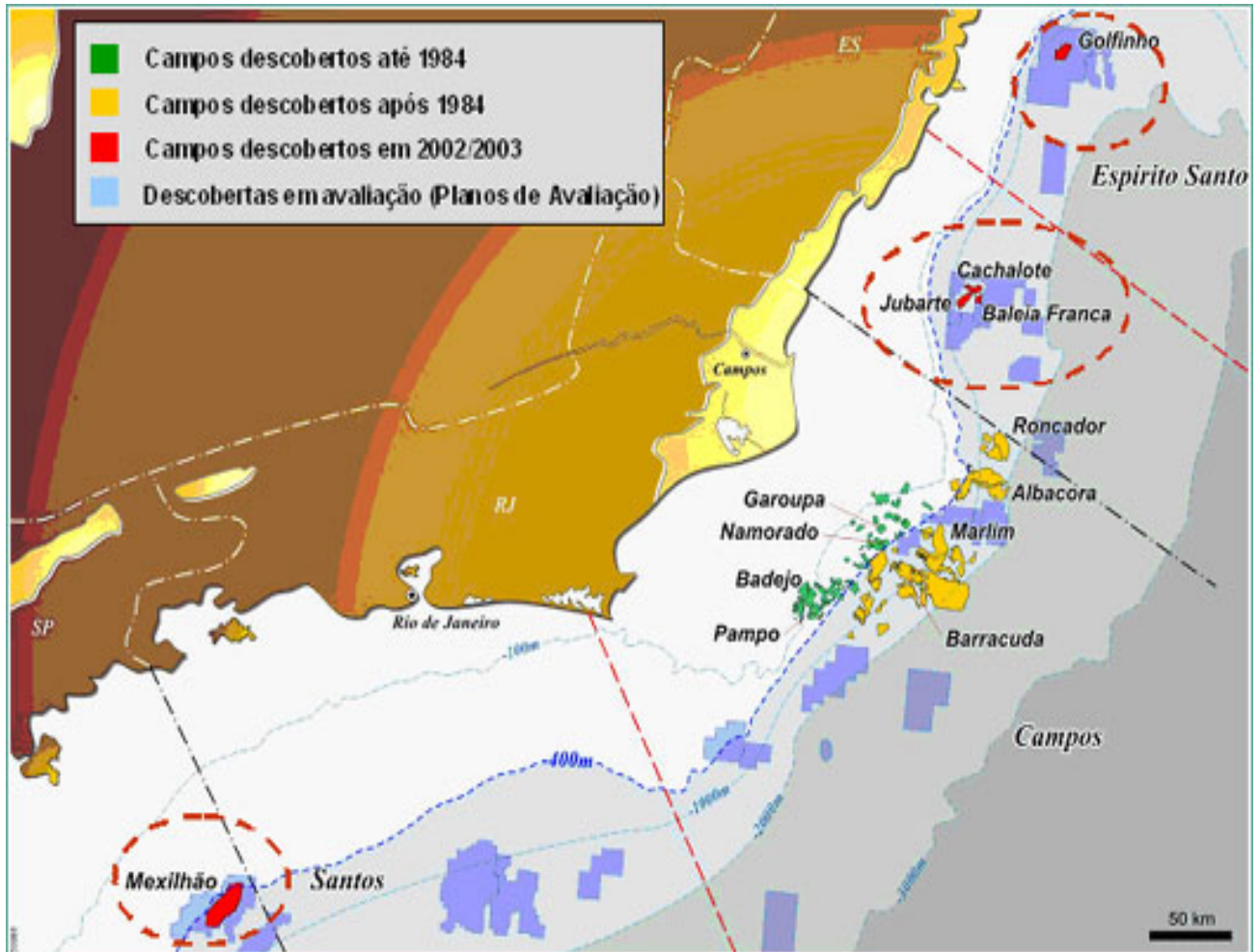


Figura 3- Mapa dos campos de petróleo do Norte da Bacia de Santos, Bacia de Campos e Sul da Bacia do Espírito Santos, porção marinha ,htt : //www2.petrobras.com.br/Petrobras/portugues/plataforma/pla_bacia_Campos. htm 8/11/2005)

levantamentos sísmicos 2D, exceto em áreas localizadas. Os poços exploratórios são dispersos e na maior parte dessa área da bacia os poços distam cerca de 10 km entre si.

A área de estudo (Figura 1) está situada na região limítrofe da Bacia de Campos e Santos, e o seu estudo é importante na compreensão dos estágios evolutivos destas bacias. Esta região é marcada por mudanças nos estilos estratigráficos e estruturais, que apresentam características distintas daquelas observadas em outras bacias da margem continental brasileira (Mohriak *et al.*, 1995).

II-OBJETIVOS E RELEVÂNCIA

A pesquisa aqui desenvolvida tem como objetivo identificar, correlacionar e determinar as idades relativas das seqüências sísmicas ou estratigráficas da área de estudo através da identificação dos principais refletores, superfícies de descontinuidades ou suas conformidades relativas marcadas pelas terminações dos refletores, limites de seqüências; e analisar regionalmente as variações relativas do nível do mar e sua relação com a distribuição de sedimentos desde Cretáceo Inferior até Terciário.

O estudo objetiva elaborar um quadro conciso acerca do conhecimento geológico deste setor da margem continental Brasileira (plataforma continental a quebra da plataforma), considerado uma área chave para compreensão dos processos finais de abertura do oceano Atlântico Sul.

O desenvolvimento do trabalho se dará nas seguintes etapas:

A primeira etapa consiste em:

- Caracterizar as principais seqüências, com base na análise da sísmica de reflexão;
- Identificar os principais aspectos estruturais e estratigráficos destas seqüências;

A segunda etapa consiste em:

- Identificar as fácies sísmicas e sedimentares dentro das seqüências (por exemplo, através dos parâmetros de fácies sísmicas tais como: configurações, continuidades, amplitude e frequência das reflexões);

A terceira e a última etapa consiste em:

- Caracterizar os tratos de sistemas nas seqüências através das variações regional do nível do mar;
- Interpretar a evolução geológico-sedimentar desta área, a partir desta análise.

III - CONTEXTO GEOLOGICO

III. 1- Geologia Regional

A parte submersa da Bacia de Campos localiza-se ao longo do estado do Rio de Janeiro em uma área de 100.000 km² até a isóbata de 3400 m (Castro 1992). Seus limites são: a Norte o Alto de Vitória, a Sul o Alto de Cabo Frio, a Oeste a área do embasamento raso sobreposto por sedimentos terciários e a Leste o limite externo do Platô de São Paulo (Figura 1).

Klemme (1970, *apud* Raja Gabaglia, 1990) classifica a Bacia de Campos como do tipo V(*pull apart*), que pode corresponder à fase final das bacias do tipo III (*rifte*). A sua gênese está ligada à presença de um estágio inicial *rifte*. A subsidência deste tipo de bacia é causada pelo resfriamento térmico do material mais denso injetado na crosta e pelo próprio peso de sedimentos fornecidos pela massa continental adjacente. As Bacias de Campos e Cabinda-Angola são exemplos típicos dessa classe (Klemme, 1970, *apud* Raja Gabaglia 1990). Dentro deste quadro Asmus & Porto (1972), inserem a Bacia de Campos no subtipo paralelo de bacias, nas quais ocorre extensa deposição de sal durante os estágios intermediários de desenvolvimento.

A Bacia de Campos, na área de maior interesse para exploração de petróleo, vem sendo exaustivamente estudada, principalmente pelos técnicos da Petrobrás. O registro sobre a sua existência data já da década 30, e também através dos trabalhos de A.R. Lamego em 1944 (*in* Rangel, 1987). Contudo, os primeiros estudos importantes acerca de sua estratigrafia foram desenvolvidos a partir de um poço estratigráfico realizado em terra, próximo ao Cabo de São Tomé e sua primeira coluna estratigráfica (Figura 4) foi estabelecida por Schaller (1973). Desde então, diversificados estudos vem sendo realizados por vários autores (e.g.: Pontes & Asmus, 1976; Brito, 1982 e 1986; Gamboa *et al.*, 1986; Dias *et al.*, 1987; Azevedo *et al.*, 1987; Shimabukuro, 1987; Chang *et al.*, 1988; Rangel *et al.*, 1990).

As grandes feições geotectônicas do embasamento da região Sudeste do Brasil são derivadas da orogenia Brasileira/Pan-Africana, que ocorreu no intervalo Eo-

Precambriano-Neo-Paleozóico (700-450 Ma), associada à convergência litosférica e colisão entre a África e América do Sul (Hasui *et al.*, 1975). Segundo Sperle *et al.* (1997), a Serra da Mantiqueira pode ser a atual topografia do flanco do *rifte* Mesozóico, que foi preservada pela regressão da escarpa marginal e do equilíbrio isostático a partir do início do Cretáceo. A Serra do Mar se inclui dentro do processo regressivo que pode representar a mesma topografia da margem do *rifte* e que foi abandonada durante os processos de regressão da escarpa marginal (Almeida & Carneiro 1998).

O final do Jurássico foi um período de intensa atividade tectônica, com o início da ruptura do supercontinente Gondwana. Com a separação e deriva dos continentes Sul Americano e Africano, este momento é assinalado por intensa tectogenia, com forte atuação de tectônica vertical e a formação extensa do sistema de *riftes* intracontinentais (Rabinowitz & Labreque, 1979). Segundo Hawkesworth *et al.* (2000), a maior província vulcânica do Fanerozóico, a província de Paraná-Etendeka foi formada a partir do fluxo de lavas basálticas proveniente da crosta litosférica, quando foi seccionada em toda sua extensão vertical até a sua superfície. Segundo estes autores o ápice do vulcanismo teve lugar entre 133 e 135 Ma.

A extrusão dos basaltos ocorreu durante as primeiras fases do rifteamento, com a quebra do supercontinente Gondwana entre o Jurássico Superior e Neocomiano, e a separação das placas Sul-Americana e Africana, com implantação do Proto-oceano Atlântico (Souza Cruz, 1995). Dias *et al.* (1988) e Guardado *et al.* (1989) reconhecem as seguintes depósitos para a Megasseqüência Continental na Bacia de Campos: leques aluviais e deltaicos; margas e folhelhos lacustres e calcarenitos do tipo coquinas.

Na Bacia de Campos, a Megasseqüência continental é constituída por uma seqüência vulcano-sedimentar (Fm. Cabiúnas, Dias *et al.*, 1987) do Neocomiano com idade entre 120 a 130 Ma (Mizusaki, 1986; Ponte & Asmus, 1976). No Neocomiano, os esforços distensivos promoveram a separação Sudeste-Sul da margem continental no estágio principal da fase *rifte* (Dias *et al.*, 1988). A seqüência clástica basal foi depositada sobre as rochas vulcânicas da Fm Cabiúnas (ver carta estratigráfica na Figura 4), ficando restrita aos baixos estruturais, ela é constituída por conglomerados, arenitos e folhelhos vermelhos em sistemas de leques aluviais. Posteriormente, a sedimentação subaquática cobriu gradativamente os altos estruturais, depositando-se arenitos, siltitos e folhelhos

escuras. A unidade de coquinas (Andar Jiquiá Superior, Barremiano) é composta por pacotes carbonáticos de altos sin-deposicionais; nas outras porções, predominaram margas e folhelhos escuros (Dias *et al.*, 1988).

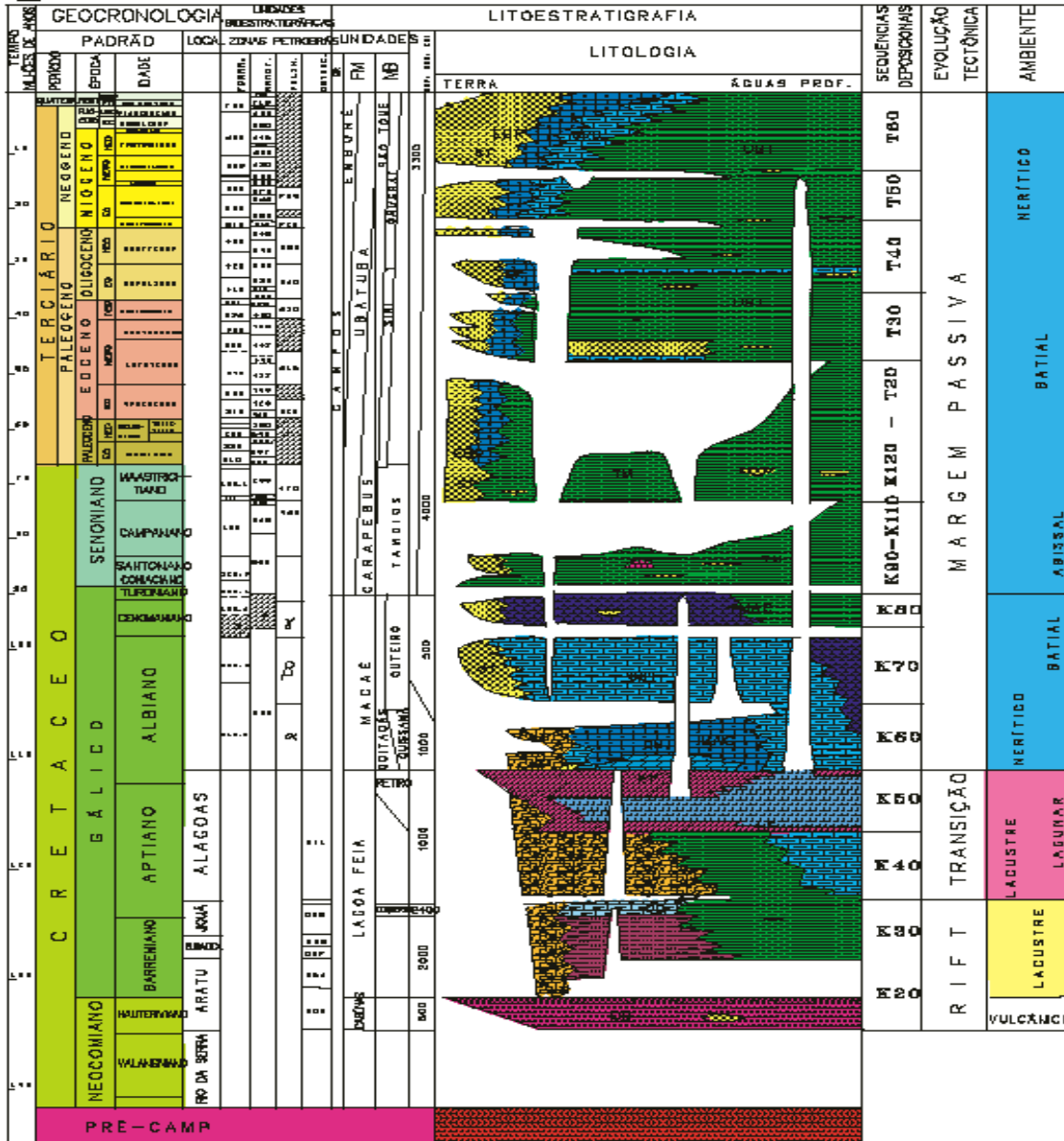
A ruptura dos continentes produziu como resultado um sistema de *rift valley*, que se estende na direção SO-NE, limitados por falhas sintéticas e antitéticas com traços na mesma direção e rejeitos que variam de dezenas até 2.500m (Figura 5). O Alto Regional de Badejo, por exemplo, é um dos *horsts* da fase *rifte* iniciados através da ruptura. Os baixos Norte de Albacora e Marlim e o Alto Externo (Situados em áreas maior que 500m—Figura 5) Dias *et al.* (1987) fazem parte também das feições importantes deste sistema. As atividades mais importantes das falhas acima citadas estão restritas à seção a baixo da discordância Pré-Alagoas, razão pela qual este horizonte é considerado como o limite da fase *rifte* na Bacia de Campos (Dias *et al.*, 1987).

As Bacias de Campos e Santos foram formadas simultaneamente (Macedo, 1989), sendo que a propagação do *rifte* em Santos foi transferida para o *rifte* de Campos pela zona de transferência do Rio de Janeiro localizada ao Sul de Cabo Frio. Segundo Pereira (1994), tal zona de transferência é apenas especulativa, não sendo ainda identificada como verdadeira falha transcorrente dentro da bacia. A ocorrência de um evento erosivo regional (Discordância Pré-Alagoas) na transição Barremiano/Aptiano, ocasionou a peneplanização e o nivelamento do relevo da Bacia de Campos (Castro 1992).

A fase seguinte é a Megasseqüência transicional (fase golfo) (Dias *et al.*, 1990). Antecedendo esta fase, o relevo formado na fase *rifte* foi nivelado por um importante evento erosivo de caráter regional, com posterior deposição dos sedimentos da fase de subsidência térmica, que sucedeu o ápice extensional, formando uma bacia do tipo “sag” onde se depositaram as rochas geradoras de hidrocarbonetos (Dias *et al.*, 1990). A reativação dos falhamentos da fase *rifte* ocorreu apenas localmente (Dias *et al.*, 1990).

Durante a fase transicional, houve a formação de uma grande bacia evaporítica no Aptiano (aproximadamente 115 Ma), constituída por um golfo alongado que se estendeu da bacia de Santos a Sergipe-Alagoas (Asmus & Ponte, 1973). O limite Oeste dessa bacia, na região de Campos coincide com a chamada Linha de Charneira Pré-Aptiana.

CARTA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DE CAMPOS CAMPOS BASIN STRATIGRAPHIC CHART



H.D. RANGEL, 1993

Figura 4- Carta estratigráfica da Bacia de Campos (Rangel, 1993)

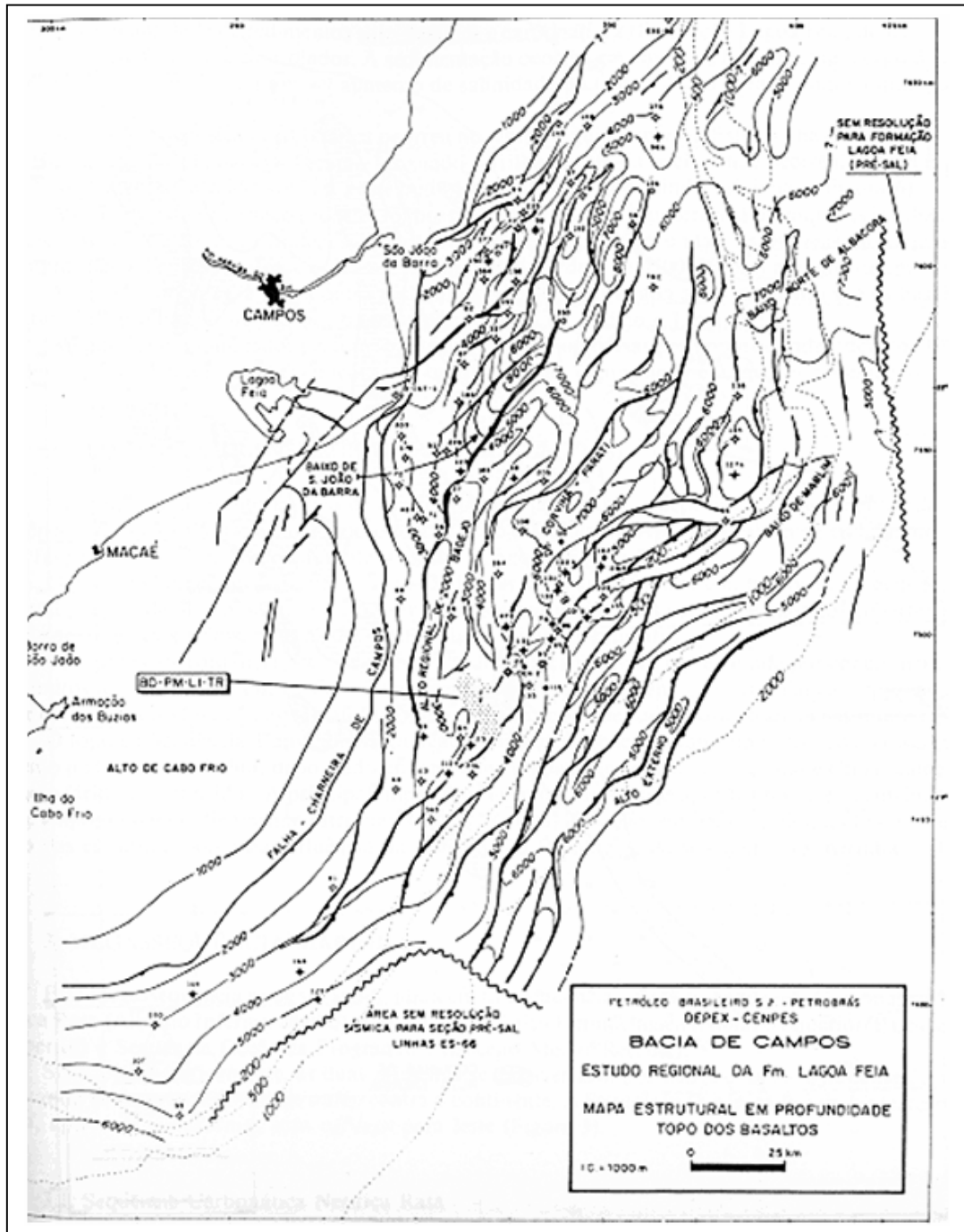


Figura 5 Mapa estrutural do topo dos basaltos (Fm. Cabiunas) da Bacia de Campos, mostrando o predomínio absoluto dos falhamentos de direção NE (Dias *et al.*, 1990).

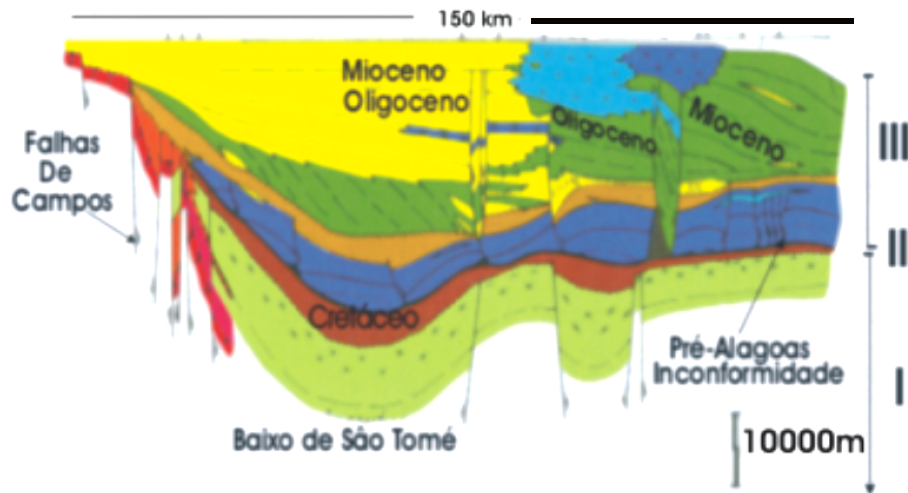
O limite em direção ao oceano da bacia evaporítica mostra uma coincidência aproximada com provável interface entre as crostas continental e oceânica (e.g: Leyden, 1978; Dias *et al.*, 1990).

A porção inferior desta Megasseqüência é caracterizada pela deposição de clásticos e argilitos avermelhados depositados por sistema de leque aluviais, que passam lateralmente para depósitos carbonáticos de ambiente lacustre /lagunar muito raso (Rangel *et al.*, 1987) (Figura 7). O pacote evaporítico associado à fase transicional é composto de anidrita e halita, tendo sido depositado em ambiente lagunar sob relativa quiescência tectônica. Entretanto, sua movimentação posterior foi de grande importância na formação de estruturas e na distribuição faciológica dos sedimentos marinhos sobrepostos a ele.

O aumento progressivo da salinidade da água, o clima quente e árido e as restrições fisiográficas à circulação oceânica (dorsal de São Paulo, Cadeia de Walvis), produziram condições adequadas à deposição da bacia evaporítica (anidrita e halita). Leyden *et al.*, (1976), sugere ainda que fontes de águas alcalinas, provenientes das emanações vulcânicas, forneceram boa quantidade dos elementos químicos presentes nestes depósitos.

A Megasseqüência de plataforma rasa carbonática é constituída por calcarenitos e calcilitos (Fm. Macaé do Albiano inferior). Devido à instalação de um ambiente marinho raso, provocado pelo basculamento e subsidência progressiva da bacia, desenvolveu-se uma espessa plataforma carbonática de alta energia (Figura 7). Estes sedimentos depositaram-se diretamente sobre os evaporitos proximais na forma de rampa carbonática (Spadini *et al.*, 1988), sob condições áridas e neríticas rasas (Brito, 1982 e 1987). Sua estruturação é associada ao início da tectônica salífera que se instala na transição entre o Albiano Inferior e o Albiano Médio. Na porção proximal, principalmente a Norte, estão presentes sedimentos areno-conglomeráticos na forma de leques aluviais, cuja origem é atribuída à retomada do fluxo de clásticos (Rangel *et al.*, 1987).

A Megasseqüência transgressiva marinha, que se desenvolve a partir do Albiano Superior ocorreu devido a uma acentuada elevação do nível do mar, correlacionável às variações globais de primeira ordem (Vail *et al.*, 1977) e também a uma nova fase de



Símbolo	Litologia	Sistema Depositional	Megassequência	
	Arenito+Argilito	<i>Fan Delta</i>	Marinho	III
	Arenito+Carbonatos	Plataforma		
	Carbonatos	Plataforma		
	Folhelhos	Talude		
	Marga+Folhelhos	Talude		
	Carbonatos	Plataforma	Transicional	II
	Evaporitos + Conglomerados+Arenito+ Folhelhos	Evaporítico <i>Fan Delta</i> +Lacustre		
	Conglomerados+ Arenito+Argilito+ Carbonatos	<i>Fan Delta</i> Lacustre	Não Marinho	I
	Gnaise			

Figura 6: Seção geológica da Bacia de Campos, mostrando os principais limites de megassequência e camadas sedimentares da bacia (mod. Dias *et al.*, 1990)

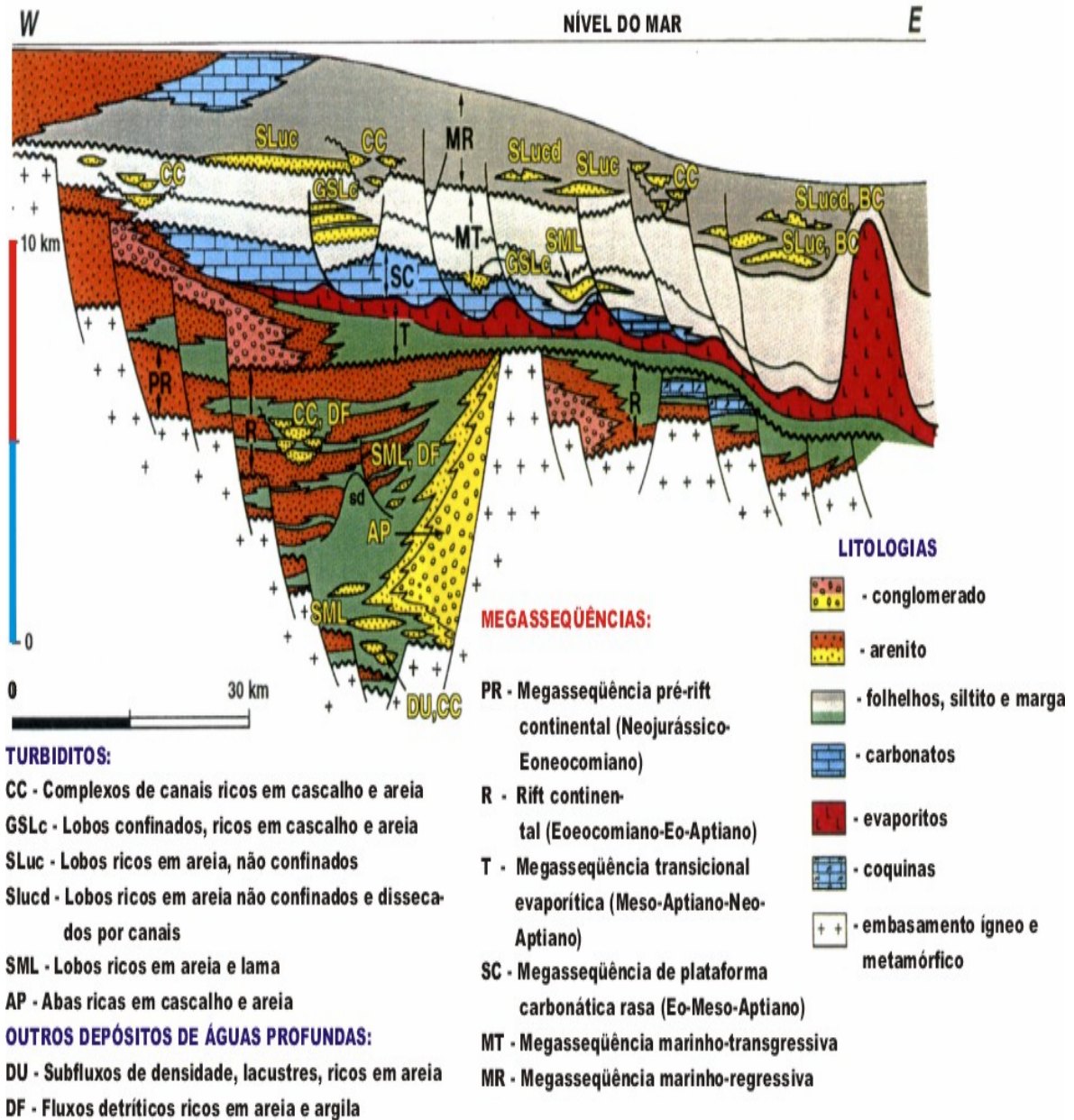


Figura 7- Seção geológica da Bacia de Campos, representando as principais megasseqüências da bacia (Dellafavera, 2000, mod de Bruhn,1998)

movimentação halocinética, associada à subsidência da bacia e sobrecarga sedimentar (Figuras 4 e 7). O sistema marinho tornou-se menos salino devido ao aumento do intercâmbio entre as diferentes porções das águas do oceano Atlântico. Sob estas condições, desenvolveram-se os calcilutitos intercalados por margas e folhelhos em ambiente nerítico profundo à batial (Koutsoukos & Brito, 1987); os primeiros depósitos siliciclásticos grossos de água profunda nesta seção ocorreu no final Albiano e início Cenomaniano.

No Cenomaniano, as drásticas mudanças oceanográficas e climáticas, passando de seco para úmido (Brito, 1986), causaram o fim da deposição carbonática (Spadini *et al.*, 1988). A instalação das condições oceânicas da bacia (300 a 400m) marca a transição da deposição dos calcilutitos para margas e folhelhos. Episódios anóxicos e de correntes de turbidez foram reconhecidos neste intervalo (Rangel *et al.*, 1987).

A partir do Turoniano depositaram-se folhelhos e margas (Membro Ubatuba) e arenitos turbidíticos (Membro Carapebus) da Fm Campos. Estudos paleobatimétricos e paleogeográficos (Koutsoukos, 1984, Azevedo *et al.*, 1987) indicam ambiente batial com clima quente e úmido. No Maastrichiano, predominaram os folhelhos, com presença de arenitos turbidíticos possivelmente associados a rebaixamentos do nível do mar (Rangel *et al.*, 1987).

O Cretáceo Superior é caracterizado como uma época de relativa estabilidade tectônica, tanto no interior quanto nos limites da placa Sul-Americana. Alguns reservatórios são encontrados principalmente em sucessões do Albiano-Cenomaniano, Coniaciano-Santoniano e do Maastrichiano. Estes reservatórios aparecem em fossas no talude, definidas por efeitos combinados de subsidência provocada por falhamento contemporâneo (falhas listricas) condicionadas pelo fluxo de evaporitos subjacentes (Dias *et al.*, 1990).

Bruhn (1998, *apud* Della Fávera, 2000) observa que, embora haja uma grande coincidência entre os rebaixamentos de nível do mar no Cretáceo Superior e a ocorrência destes turbiditos, há um excesso desses corpos em relação aos rebaixamentos do nível do mar no Neocretáceo. Indicando que, provavelmente, o controle das areias não se dava só por quedas do nível do mar, mas também por reativações episódicas da Serra do Mar.

Trabalhos anteriores (e.g.: Azevedo, 1991; Chang *et al.*, 1992) indicam que o relevo dissecado da atual Serra do Mar originou-se pelo avanço da erosão, no Senoniano, em montanhas previamente formadas nas margens do rifte Sul-Atlântico.

Na Bacia de Campo, por exemplo, em resposta a este evento, verifica-se que a Seção Terciária é tipicamente progradante com padrão de *offlap* em direção às águas profundas e ocorre importante contribuição de sedimentos siliciclásticos provenientes do continente (Serra do Mar) (Guardado *et al.*, 1989); esporadicamente, verifica-se sedimentação carbonática em épocas de elevação relativa do nível do mar. A Bacia de Campos comportava-se como uma bacia faminta, com a deposição de uma sucessão de margas e folhelhos do Grupo Campos (Viviers & Azevedo, 1988) (Figura 6).

A Megasseqüência Regressiva Marinha se instala depois da deposição da limitada seção de folhelhos paleocênico em ambiente de mar profundo. Houve uma mudança no estilo deposicional na Bacia de Campos, desenvolvendo-se uma cunha de sedimentos marinhos rasos progradantes. Esta modificação foi influenciada pelas variações globais dos níveis do mar e tectônica adiastrófica salífera, controlada ou não pela tectônica profunda. Assim, a Leste, em direção a águas profundas, os folhelhos depositaram-se em ambiente de baixa energia (Guardado *et al.*, 1989).

Na parte Oeste, foram depositadas areias derivadas da plataforma, em ambiente de alta energia. Durante períodos de elevação do nível do mar, os carbonatos foram depositados próximos à quebra de plataforma e os sedimentos pelágicos, em águas profundas (Figura 7). Desta forma, folhelhos, arenitos e carbonatos acumularam-se sob um regime em que a taxa de sedimentação superou a taxa de basculamento/subsidência da bacia (Figueiredo *et al.*, 1983 *in* Raja Gabaglia, 1990).

Durante o Paleoceno Superior e Eoceno ocorreram períodos relativos de queda do nível do mar, com conseqüente deposição de turbiditos. Estes turbiditos são muitas vezes associados a “*debris flows*” intercalados em níveis de folhelhos e margas Rangel *et al.*, (1987).

No Eoceno Superior/Oligoceno Inferior, ocorrem períodos relativos de subida do nível do mar. Sob estas condições depositaram-se sedimentos finos (pelágicos) em

posição distal. Ciclos subseqüentes de queda e subida relativa do nível do mar foram observados por (Rangel *et al.*, 1987).

No Oligoceno Superior, a elevação das áreas fontes e a relativa queda do nível do mar propiciaram, como conseqüência, a deposição de espesso pacote turbidítico. Além desse fator, o contínuo movimento de sal representou um elemento auxiliar para a deposição desses turbiditos (Guardado *et al.*, 1989). Desse modo, houve a exposição de amplas áreas da plataforma continental durante esta queda relativa do nível de mar no Oligoceno, que foi responsável por vários eventos erosivos, com a conseqüente escavação de vales, e, posteriormente, cânions e canais submarinos. Estes vales serviram como vias de transporte das areias da plataforma para as regiões do talude e sopé formando extensos depósitos turbidíticos intercalados aos folhelhos de ambiente profundo (Rangel *et al.* 1987).

A seção Miocênica na bacia é bastante espessa, com indicações de várias discordâncias, como, por exemplo, a discordância erosiva no Mioceno Superior. A acumulação da megasseqüência oceânica regressiva continua até o Holoceno (Rangel *et al.*, 1987) (Figura 7).

III. 2- Caracterização Geomorfológica da Área de Estudo

A área de estudo se encontra localizado na porção Sudeste da Bacia de Campos entre a plataforma continental e o talude continental superior. No início da década de 60 foram realizados trabalhos de reconhecimentos dos sedimentos de fundo, da batimetria e da análise da fisiografia dessas províncias (Barretos e Milliman, 1969). Também Zemruski, (1979) no seu trabalho assinala que a plataforma continental é a província mais próxima do continente e é considerado como sendo sua porção submersa. Nela observa-se intensa progradação sedimentar desde o Terciário. O seu relevo é suave e relativamente plano, com declividade em torno de 1/1000 (0,057°) na área entre Cabo de São Tomé e Cabo Frio (Figura 8).

Em relação ao litoral, as escarpas apresentam uma acentuada concavidade que delimita o centro do relevo da plataforma, ao mesmo tempo definem os lobos de sedimentação. No prolongamento do Cabo de São Tomé, entre as isóbatas de 10 metros na plataforma interna, foi observada a presença de um banco submarino em forma de cúspide com a direção Leste-Oeste (Kowsmann & Costa, 1979 & Alves *et al.*, 1980) e Brehme, (1984). Os canais encontrados na área são bastante estreitos (200 metros de largura), as profundidades relativas de suas bordas variam entre 10 a 30 metros e, provavelmente, foram erodidos na época em que a plataforma continental se encontrava emersa.

O limite externo da plataforma continental é estabelecido aproximadamente pela isóbata de 100m, que marca a mudança de gradiente do fundo marinho e define a quebra da plataforma, que separa a plataforma do talude continental. O relevo atual reflete sobretudo os processos desenvolvidos durante o Pleistoceno Superior e Holoceno. A atual linha de costa é fruto da sedimentação desenvolvida ao longo dos últimos 6000 anos AP, quando o nível do mar assumiu a posição em que hoje se encontra (Kowsmann *et al.*, 1978).

O talude superior é estreito com sua base situada a uma profundidade em torno de 2000 a 2200 metros (Figura 8) e é afetado por vários cânions bem distanciados entre si. Segundo Brehme (1984), os cânions dividem-se em dois grupos: o *Grupo Nordeste*, onde se

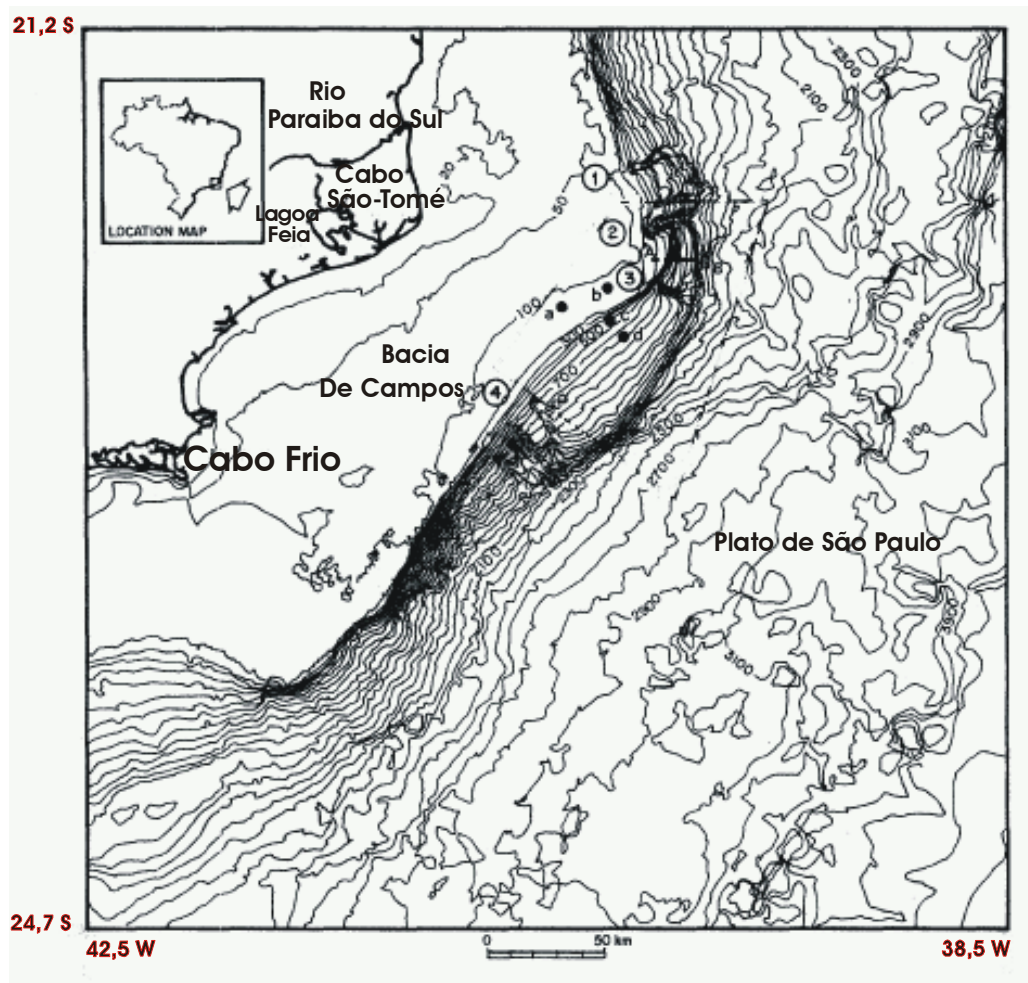


Figura 8- Fisiografia geral e batimetria da margem continental Sudeste Brasileira. Os cânions submarinos são assinalados por numerações: 1=Almirante Câmara; 2= Itapemirim; 3 =São Tomé 4 = Grupo Sudeste (a batimetria foi modificado por Viana 1998).

encontram os cânions São Tomé, Itapemirim e Almirante Câmara e o Grupo Sudeste de cânions subdividido em “Grupo A de cânions” (composto por 4 cânions mais proeminentes com largura em torno de 3,5 km, forma de vale em “U”, gradiente em torno de 3,5° e relevo relativo entre 225 a 375 m na porção média do talude; um quinto cânion é menor, com cerca de 2 km de largura e relevo 70 m) e do “Grupo B de cânions” (composto por 4 cânions, três deles estão distanciados entre si por aproximadamente 3 km, apresentam largura em torno de 4 km, vale “U” e relevo de até 250 m; um quarto cânion, situado a cerca de 6 km a Sul dos outros, tem largura média de 5 km e relevo máximo de 35 m, próximo à porção superior do talude. Nesta porção, o gradiente está em torno de 3,5°, para todos cânions deste grupo, segundo Castro, 1992).

Durante o Pleisto-Holoceno, a linha de quebra de plataforma parece manter-se relativamente estável, indicando arrefecimento, nos processos que propiciaram acreção pliocênica ou ainda, maior frequência de ciclos construtivos e destrutivos junto ao topo do talude (Silva, 1992).

O talude é separado em dois setores (Norte e Sul), pelo cânion submarino São Tomé. Devido às características morfológicas distintas resultantes dos processos erosivos (escorregamento de massa e erosão regressiva em cada setor). As declividades do talude acompanham as variações da largura ao Sul na região do Cabo Frio, com uma inclinação mais suave de 1,24°, medida observada entre as duas regiões é de 2,5°.

O talude superior apresenta um relevo acidentado, com uma declividade média de 1,4° representado por vales, ravinas, escarpamentos e relevos isolados, distribuídos desde o escarpamento na borda da plataforma continental (150m) até mais de 350m de profundidade entre 250m e 450m.

Ao longo do rio Doce é observado o cânion do rio Doce, o maior dessa região. Apresenta 20 m de relevo máximo e 2 km de largura, podendo ser identificado desde a quebra da plataforma onde apresenta configuração de um canal proeminente, até o talude inferior (Brehme, 1984). Esse cânion pode ser responsável por parte da contribuição de material para o Sistema Profundo Colúmbia.

No talude Sul, compreendido entre o cânion São Tomé e o Cabo Frio, o escarpamento da borda do Platô se atenua ao nível da cabeça do cânion de São Tomé e se acentua imediatamente ao Sul, onde se verifica uma inclinação de 10% entre 200 m e 250

m de profundidade. Um terraço estreito se desenvolve ao pé do escarpamento da borda do Platô que se prolonga até 20 km a partir do flanco Sul do cânion de São Tomé. As ravinas atravessam localmente a borda do platô e o terraço, criando ligações diretas entre a plataforma e o talude superior.

O talude superior é ligeiramente côncavo, enquanto que o talude médio é marcado por um relevo suave e convexo com um gradiente médio de 2,5°. A suavização do relevo do talude médio é devida ao empilhamento dos sedimentos provenientes dos escorregamentos de massa desde o Mioceno Superior (Kowsmann *et al.*, 1994). Esse relevo é marcado por patamares topográficos inferiores a 15m de altura ligados aos depósitos de escorregamento de massas pleistocênicos ou as acumulações por correntes de fundo (Viana, 1994).

Uma cicatriz remanescente de escorregamentos é cortada por dois escarpamento transversais às isóbatas, com 35m de altura, que avançam de 350m até 1300m de profundidade. E que estão ligadas à parte superior do talude por um escarpamento de amplitude baixa em forma de circo de erosão, Viana *et al.* (1991 *apud* Viana, 1998). Este autor denomina essa cicatriz de corredor de instabilidade, porque ela define o caminho que os escorregamentos sucessivos percorrem durante o período Pleistoceno e que estão acumulados no sopé e talude.

Mais ao Sul, o talude é mais desenvolvido, atingindo uma largura de 70 km. Adjacente ao Alto de Cabo Frio desenvolve-se um terraço situado a cerca de 1500m de profundidade e que se prolonga até 70 km ao longo das isóbatas. O terraço marca a queda do gradiente do talude nesse setor de 3,5° para 0,3°, a partir de 1600m, o talude retoma sua inclinação normal.

O aporte sedimentar continental é mais concentrado ao Norte e proporciona a diferença de profundidade da base do talude (1500m ao Norte e 2200m ao Sul), representado pelo leque submarino do Paraíba do Sul (Brehme, 1984 e Ponzi, 1984). Este leque é construído na desembocadura do cânion Almirante Câmara. O setor Sul é marcado pelos aportes de sedimentos escorregados de estilo "Slope Apron", identificados através de sonar na varredura lateral e perfilador de 3,5 kHz (Miller *et al.*, 1996).

III. 3 Variação Eustática

A variação relativa do nível do mar é a subida ou queda aparente do nível do mar em relação à superfície terrestre. Pode ser de escala local, regional, ou global (Figura 9). Há uma série de mecanismos que influenciam na variação de nível de mar, como, por exemplo, a tectono-eustasia, sedimento-eustasia, glácio-isostasia, etc. Dentre esses mecanismos destaca-se a glácio-isostasia e os outros são comparativamente raros através do tempo geológico (Kennett, 1982).

As variações glácio-eustáticas do nível do mar são geradas a partir da contração e expansão das calotas polares do hemisfério Norte e Sul. Durante os períodos interglaciais, o aquecimento global leva ao degelo das calotas polares provocando uma elevação do nível do mar e nos períodos glaciais, a formação de gelo, a partir da água marinha, provoca um rebaixamento de nível do mar (Kennett, 1982).

Posamentier *et al.* (1988) sugerem que os tratos de sistemas que compõem uma seqüência sejam depositados dentro de um ciclo de variação eustática. As seqüências Terciárias da Bacia de Campos se depositaram durante ciclos de variação eustática, com intervalos de tempo compatíveis com a ciclicidade de segunda ordem de Vail, (1987) (Figura 9). Adicionalmente, admite-se que tais seqüências sejam correlacionáveis na bacia (e.g: Silva, 1992; Viana, 1998).

Além de condicionar os limites e a duração de cada seqüência, o controle exercido pelas variações eustáticas torna-se evidente quando os sistemas deposicionais, associados a diferentes tratos de sistemas e representados por litofácies específicas, são abruptamente justapostos. As variações eustáticas, extraídas de curvas de primeira e segunda ordem, frequentemente têm sido utilizadas por técnicos da Petrobras para dar um significado geológico a algumas feições deposicionais verificadas nas bacias marginais. Podem-se citar exemplos relacionados à variação do nível do mar na Bacia de Campos tal como: As seqüências marinhas do Neo-Albiano apresentam arenitos confinadas a depressões no talude, que possuem suaves gradientes de fundo relacionados ao deslizamento de evaporitos Aptianos subjacentes. Na Bacia de Campos, ocorrem no Campo de Albacora, onde formam parte de um trato de sistemas de nível de mar baixo

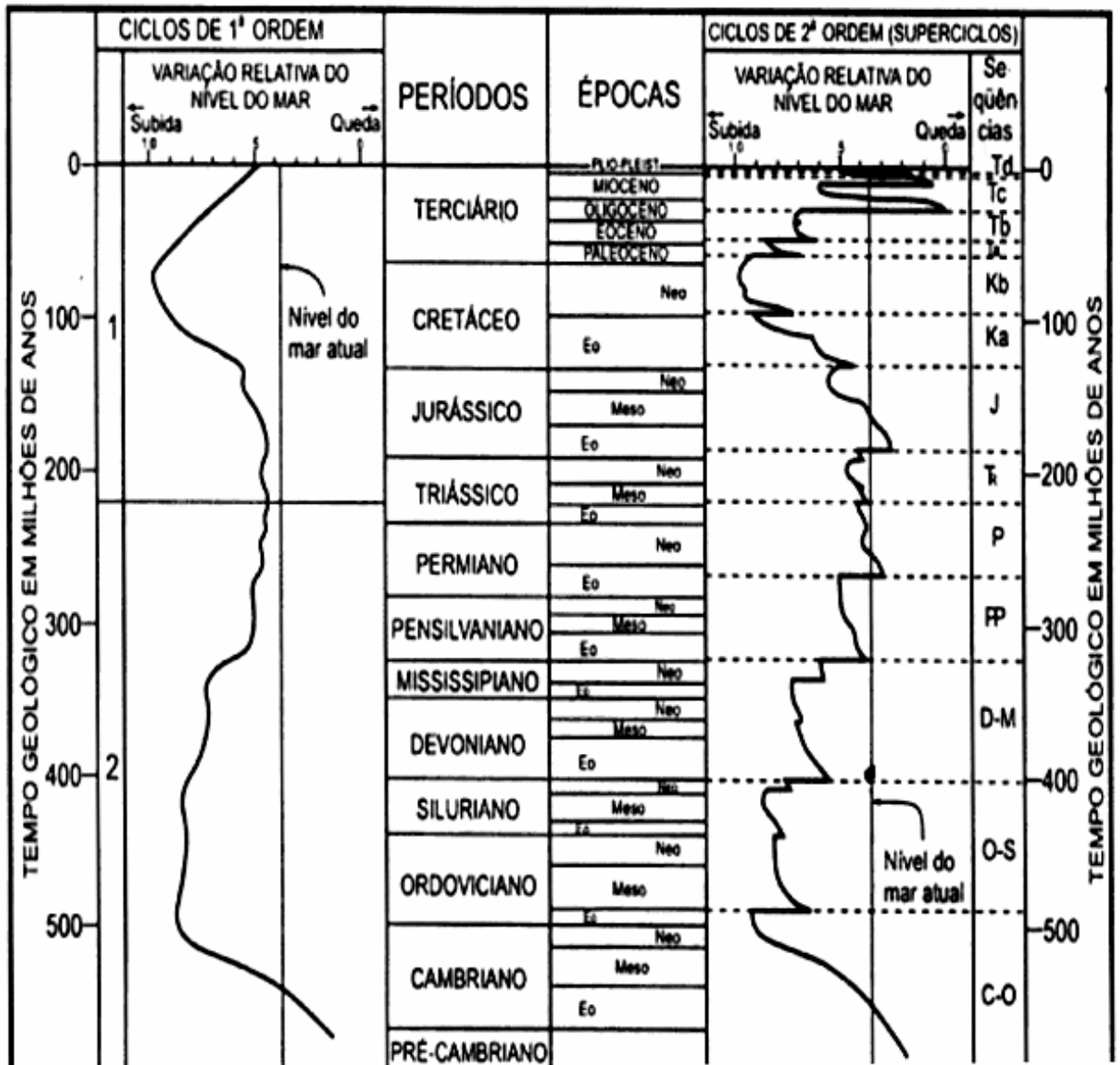


Figura 9- Curvas da variação do nível do mar durante Fanerozoico, onde podem ser observados os ciclos de 1ª e 2ª ordens (Vail 1977 *apud* Severiano Ribeiro,2001)

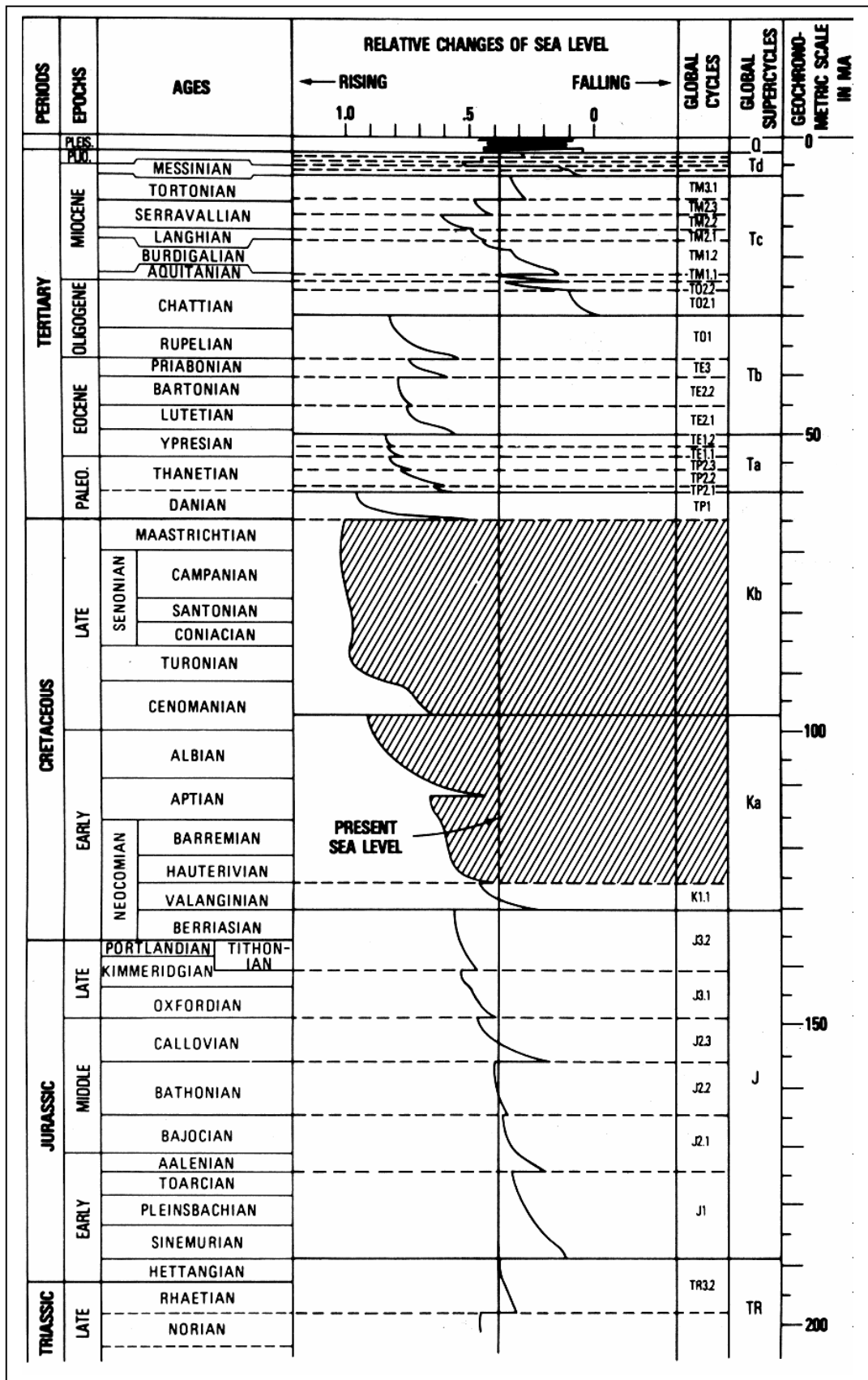


Figura 10- Ciclos globais relativos da variação do nível do mar durante Jurrásico-Terciário (Vail *et al.*, 1977, *apud* Severiano Ribeiro, 2001)

de 3ª Ordem, o qual pode ser correlacionado com uma queda eustática de 98 Ma (Della Fávera, 2000). Um outro exemplo é a deposição de uma camada de calcilutitos de água profunda equivalente aos calcários de plataforma do Membro Siri da Formação Campos, durante a parte inferior do Neo-Oligoceno (Gamboa *et al.*, 1986). Tais sedimentos do Neo-Oligoceno foram responsáveis pela formação de um marco estratigráfico de caráter regional, denominado por Gamboa *et al.* (1986) de Marco Azul, tendo sido depositados, segundo estes autores, no pico de maior elevação do nível do mar durante o Terciário, como indicado pela curva de Vail *et al.*(1977) (Figuras 9 e 10).

A curva eustática de Vail *et al.*(1987) (Figuras 9 e 10) mostra que esta culminância do nível do mar no Neo-Oligoceno foi seguida por uma rápida queda, que foi responsável pela deposição de uma cunha progradante sobre o Marco Azul, em cuja base assentam-se amplos leques turbidíticos, (Gamboa *et al.*, 1986).

IV. DADOS UTILIZADOS E METODOLOGIA

Os dados utilizados neste trabalho consistem em dados sísmicos, cedidos pela empresa Gaia e de poços pela Agência Nacional de Petróleo (ANP); ambos fazem parte do acervo de dados do Lagemar. Os dados sísmicos são compostos por nove linhas sísmicas 2D (0203-0079, 0228-1491, 0231-1230, 0231-1243, 0231-1251, 0231-1266, 0239-0363, 0239-03651) em formato SEGY. Os dados de poços são compostos por sete poços entre os quais dois deles interceptam as linhas sísmicas e cinco poços estão nas proximidades destas (Figura 11).

Neste trabalho foi gerado um mapa base com as seções sísmicas e seus respectivos poços e cotas batimétricas (Figura 11). As etapas anteriormente citadas foram realizadas a partir da malha sísmica 2D de caráter regional combinada com análise de dados de poços. Foram analisados 225 km de linhas “Dip” e 970 km de linhas “Strike”, totalizando 1195 km de dados sísmicos, com espaçamento médio de 14 km.

Foram carregadas as linhas sísmicas no Petrel, suíte de interpretação sísmica de Schlumberger e obtidas cópias impressas que foram interpretadas, traçando as principais discordâncias (D1, D2, D3, D4, D5, D6 e D7). Foram definidas seqüências estratigráficas no intervalo entre duas discordâncias (S1, S2, S3, S4, S5 e S6) e assinalando todos os aspectos estruturais e estratigráficos nelas contidas. A interpretação foi, posteriormente, para o Petrel.

Foram feitas as interpretações sismoestratigráficas no Petrel, detalhando-se a interpretação anterior em cópia impressa. No Petrel, foram utilizadas diversas técnicas de visualização e interpretação de dados sísmicos e obtiveram-se resultados como a identificação da feição vulcânica a Sul e de superfícies erosivas provocadas pelas correntes de turbidez e quedas eustáticas do nível do mar.

Nesta dissertação, foram definidas as sismofácies, a partir da interpretação sismoestratigráfica através da análise dos parâmetros de reflexão sísmica usados comumente em sismoestratigrafia, tais como: configuração, continuidade e amplitude das reflexões. Foi estabelecido um quadro-modelo com características dos parâmetros das reflexões sísmicas encontradas nas seis seqüências estratigráficas e, por fim, considerado

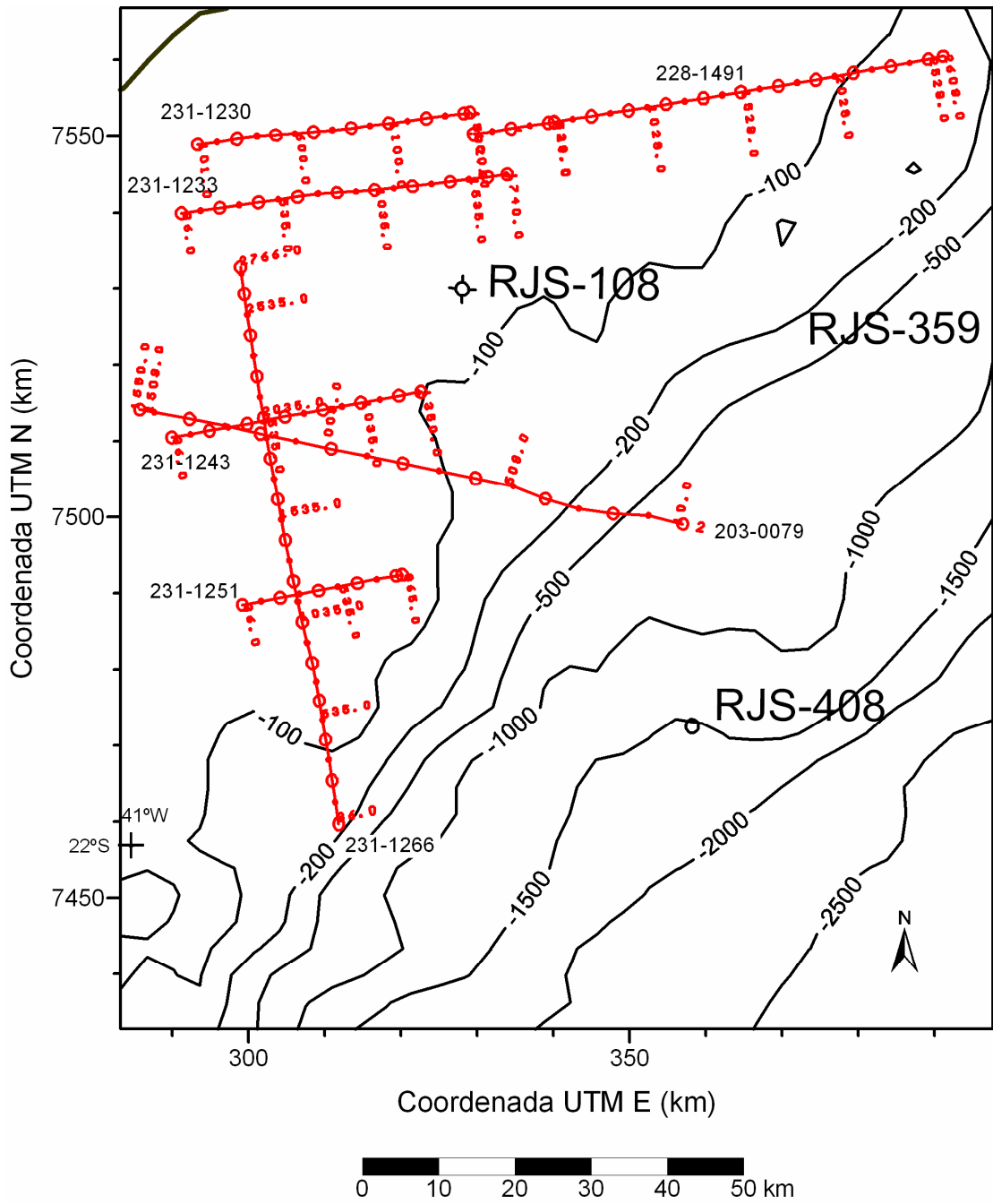


Figura 11- Mapa base de localização da margem sudeste brasileira, em vermelho, estão as seções sísmicas utilizadas e cotas batimétricas, mostrando os poços usados e que se encontram próximos às linhas sísmicas

como modelo de sismofácies da área de estudo. Foram definidas 7 sismofácies distintas: Sf1, Sf2, Sf3, Sf4, Sf5, Sf6 e Sf7.

IV. 1 Interpretação Sísmica

O método de reflexão sísmica é a ferramenta mais eficaz para aplicação dos conceitos de sismoestratigrafia, e permite estudar o registro sedimentar dentro de uma estrutura cronoestratigráfica dos eventos deposicionais, erosivos e estruturais (Vail *et al.*, 1977).

Uma seqüência é constituída por uma sucessão de tratos de sistemas deposicionais, interpretados como depositados entre dois pontos de inflexão da curva eustática (Posamentier & Vail, 1988). Os limites de seqüências são delimitados por discordâncias que podem ser erosivas, representadas pelo truncamento das seções num hiato erosivo, ou não deposição quando as camadas terminam contra um limite discordantemente num hiato não deposicional.

A interpretação sísmica é normalmente utilizada com intuito de se construir um modelo geológico que inclua uma representação geométrica das diversas camadas e as propriedades mais importantes de cada uma delas (Rosa, 1999 *apud* Oreiro, 2001). No caso específico da plataforma e talude superior deste estudo onde ocorrem seqüências Mesozóicas transgressivas (passando de terrígenos continentais para seqüências de lago, golfo e marinho representado por calcários, vazas, argilitos, evaporitos, carbonatos e siliciclásticos), a interpretação foi conduzido com o objetivo de:

- a) Identificar os limites de seqüências principais e suas respectivas idades, pois a interpretação de uma discordância é o principal critério usado na determinação dos limites de uma seqüência. Para interpretar as discordâncias nas seções sísmicas, devem-se observar as angularidades nas terminações dos refletores ao longo das superfícies, assim como as amplitudes do mais forte no registro sísmico;
- b) Caracterizar as principais seqüências, com base na análise da sísmica de reflexão; os critérios utilizados na caracterização dessas seqüências referem-se à uniformidade de suas características sísmicas internas e as terminações de refletores, tendo como padrões

principais no limite da unidade, às terminações laterais dos refletores *onlaps* e o truncamento erosivo. Também foram determinados os tratos de sistemas e fácies sedimentares em cada unidade de seqüências, correlacionado-as com os dados de poços disponíveis. Idealmente, os poços escolhidos como referência devem atravessar ou passar próximo às camadas que apresentem resolução em escala sísmica. Finalmente, caracterizaram-se as falhas e fraturas que afetam as respectivas seqüências;

c) Identificar as fácies sísmicas, através do reconhecimento dos padrões de reflexão e suas inter-relações dentro das unidades sísmicas ou seqüências, interpretando e dando-lhes seus significados geológicos,

Na interpretação das fácies sísmicas descreveu-se os parâmetros dos padrões de reflexão observados numa unidade sísmica ou numa seqüência, tais como: configuração, continuidade, amplitude, freqüência e geometria.

Na interpretação, o reconhecimento dos limites de seqüências deposicionais nem sempre é fácil, porque tais limites têm atributos diferentes dependendo da posição paleogeográfica da seção analisada. Os limites de seqüências deposicionais nas plataformas marinhas são caracterizados, assim, pela superposição de diferentes sistemas dependendo da geometria da plataforma.

Os limites das seqüências foram rastreados sobre todas as seções. Cada seqüência representa unidades deposicionais com particular distribuição regional, geometria das camadas, espessuras e história geológica.

V. CONCEITOS DA ESTRATIGRAFIA

A Estratigrafia é a ciência que descreve as relações verticais e horizontais das rochas (Schoch, 1989 *apud* Oliveira 1996). Estas relações podem ser definidas através da análise do conteúdo fossilífero (bioestratigrafia), tipo de rocha (litoestratigrafia), propriedades magnéticas (magnetoestratigrafia), idade (cronoestratigrafia) etc. (Schoch, 1989 *apud* Oliveira 1996).

O surgimento da sísmica multicanal propiciou o aparecimento de uma nova ciência que é a Sismoestratigrafia (Posamentier & Allen 1994). Os novos conceitos produzidos pela “Escola da Exxon” a partir de 1977 deram início à revolução científica que hoje conhecemos como Estratigrafia de Seqüências; estes avanços tecnológicos beneficiaram o setor de exploração e produção petrolífera (Souza Cruz 1995). A Estratigrafia sísmica ou Sismoestratigrafia é o estudo da estratigrafia e das fácies deposicionais a partir da análise de dados sísmicos (Mitchum *et al.*, 1977 a).

A Estratigrafia de seqüências apesar de ter se beneficiado dos procedimentos de sismoestratigrafia não se restringe a este campo que tem por objetivos primordiais a predição de fácies e a correlação dos eventos globais e é considerada como ferramenta para explicar a formação das seqüências e de seus limites através da compreensão dos fatores que controlam a deposição (Posamentier & James, 1992; Posamentier & Allen, 1994; Shanley & McCabe, 1994 *apud* Severiano Ribeiro, 2001).

A Estratigrafia de seqüências é vista como uma estratigrafia por eventos, por exemplo, na definição dos tratos de sistemas (Della Fávera, 2001). No contexto da evolução científica, os conceitos da estratigrafia de seqüências vêm sendo modificados, mas sem alterações dos princípios básicos (Della Fávera, 2001). Uma das aplicações da Estratigrafia de Seqüências para indústria petrolífera reside na predição e distribuição de locais propícios à geração e armazenamento de óleo (rochas geradoras, reservatórios e selantes, Haq, 1991). Outra aplicação se dá na implantação de plataformas e oleodutos, pois se precisa de uma avaliação severa da estabilidade de talude e do subfundo marinho (Trabant, 1993).

Também os conceitos de Estratigrafia de Sequências podem ser muito úteis para o desenvolvimento de novos conceitos de *plays*, como depósitos de vales incisos (Van Wagoner *et al.*, 1990) e linhas de praias de mar baixo (*lowstand shorelines*) (Plint, 1988; Posamentier *et al.*, 1992) e muito úteis em áreas de fronteiras, onde desenvolve um papel essencial ao estabelecer modelos geológicos plausíveis.

V.1 Sismoestratigrafia

A Estratigrafia Sísmica ou Sismoestratigrafia é o método estratigráfico de interpretação de dados sísmicos, que permite a melhor compreensão da evolução tectono-sedimentar de uma bacia, mesmo que estes não estejam registrados em afloramentos (Severiano Ribeiro, 2001).

Um dos princípios básicos da Sismoestratigrafia é considerar que as reflexões sísmicas são resultados de contrastes geológicos de caráter temporal (uma superfície síncrona – como linhas de tempo), isto é, com conotação cronoestratigráfica (Payton, 1977). Esta linha não necessariamente representa um contato litológico (que podem ser de caráter diacrônico). Segundo Vail *et al.*(1977) as interfaces de reflexão sísmica correspondem às superfícies estratais ou às discordâncias. Sendo assim, uma seção sísmica é uma representação de uma seção geológica do local, todavia deformada, uma vez que está sujeita a fatores como a variações de velocidade entre as camadas e o amortecimento de altas frequências com a profundidade (Vail *et al.*, 1977).

Vail *et al.*(1977) e Payton,(1977) consideram que as superfícies estratais correspondem aos níveis de acamamento, constituindo paleo-superfícies de deposição, praticamente síncronas em sua extensão (podendo haver apenas pequenas variações temporais). As discordâncias são denominadas como superfícies de erosão ou não deposição e implicam em um intervalo cronoestratigráfico significativo, todavia fisicamente ausente. As discordâncias são importantes marcos cronoestratigráficos, apesar de não representarem superfícies síncronas. Existem reflexões que cortam as linhas de tempo, e podem não apresentar conotações geológicas (múltiplas e difrações) ou marcarem contatos entre fluidos (água e óleo, por exemplo). O conceito de sequência

sísmica (ou sismossequência) segue um consenso na literatura como uma subdivisão em pacotes de reflexões concordantes em uma seção sísmica, sendo separados por superfícies de descontinuidade, interpretados segundo o conceito de sequência deposicional (Vail & Mitchum Jr., 1977).

A sequência deposicional pode ser definida como uma unidade estratigráfica composta por uma sucessão de estratos geneticamente relacionados relativamente concordantes, limitados no topo e na base por uma discordância ou por seus equivalentes concordantes (Mitchum Jr., *et al.*, 1977). Todavia na moderna Estratigrafia de Sequências, um padrão de terminação de refletores não necessariamente indica uma sequência deposicional, mas sim unidades interpretadas como tratos de sistemas (Severiano Ribeiro, 2001).

Deste modo, a sismossequência é considerada como uma unidade básica da sismoestratigrafia. Os limites destas sismossequências foram delineados a partir da relação de terminação de refletores, sendo estes concordantes ou discordantes em relação às sismossequências. Segundo Payton (1977), os principais padrões de terminação de refletores (Figuras 12 e 13) são os chamados *lapout* (*onlap*, *downlap* e *toplap*), truncamento e concordância (ou conformidade).

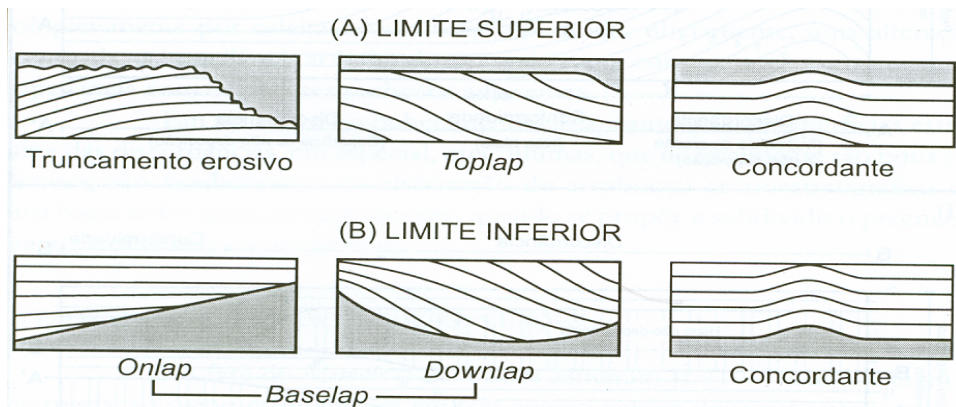


Figura 12- Padrões de terminações de reflexões: (A) Limites Superiores. (B) Limites Inferiores (mod. De Mitchum Jr. *et al.*, 1977)

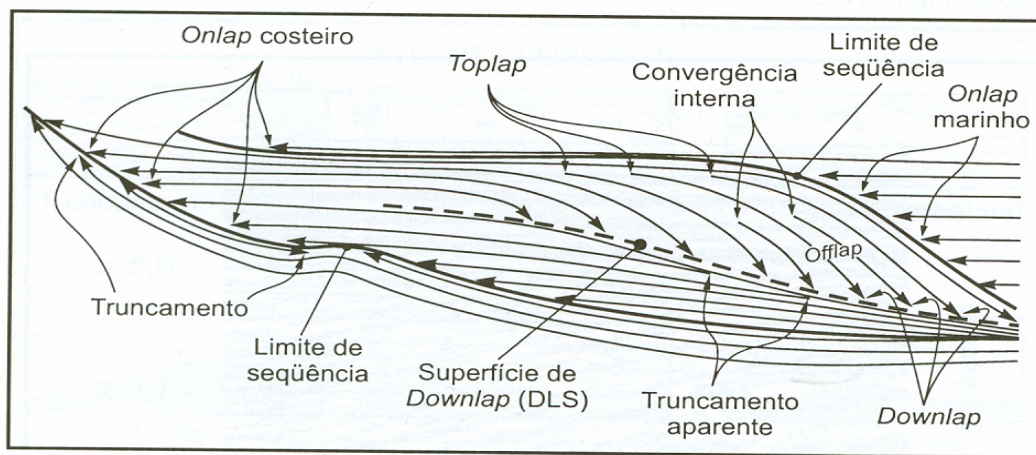


Figura 13- Padrão de terminação de refletores em uma seqüência símica idealizada por Vail, (1987)

V.2 Faciologia Sísmica

A análise de fácies sísmicas permite o reconhecimento dos padrões de reflexões e suas inter-relações dentro das unidades sísmicas ou seqüências, e a interpretação de seu significado geológico (Mitchum *et al.*, 1977a).

Fácies sísmica é uma unidade tridimensional, com uma área definida, constituída por reflexões sísmicas cujos parâmetros inerentes diferem das fácies adjacentes (Brown & Fisher, 1980 *apud* Severiano 2001). Uma fácies sísmica é o registro nas reflexões sísmicas dos fatores geológicos que as geram, tais como: litologia, estratificação, feições deposicionais, etc.

Na interpretação das fácies sísmicas são descritos os parâmetros dos padrões de reflexão observados numa unidade sísmica ou numa seqüência, tais como configuração, continuidade, amplitude, freqüência, velocidade intervalar, geometria, etc., interpretando-os geologicamente (Tabela 1).

A continuidade das reflexões, por exemplo, associa-se estreitamente com a continuidade e espessura dos estratos, sugerindo depósitos amplamente distribuídos e uniformemente estratificados. A freqüência pode relacionar-se com vários fatores geológicos, tais como o espaçamento das interfaces refletoras, variação lateral na velocidade intervalar e também pode associar-se a ocorrências de gás (Severiano Ribeiro, 2001).

Os atributos das fácies sísmicas mais utilizados serão a configuração interna de refletores e suas formas externas, por serem aqueles que melhor as caracterizam. As configurações internas (Tabela 1) mais comumente observadas nas literaturas são as configurações paralelas/subparalelas, divergentes, progradantes, caóticas, transparentes e *hummocky* (Severiano Ribeiro, 2001).

Tabela 1- Tabela dos parâmetros de reflexão sísmica usada em sismoestratigrafia e seus significados geológicos (modificado de Mictum *et al.*, 1979 a)

Parâmetros de fácies Sísmicos	Interpretação geológica
Configurações das reflexões	. Padrão de estratificação .Processo deposicional .Erosão e paleotopografia .Contato de fluidos
Continuidade das reflexões	.Continuidade dos estratos .Processo deposicional
Amplitude das reflexões	. Contraste de Impedância Acústica =V. D. .Espaçamento dos estratos .Conteúdo fluido
Frequência das reflexões	.Espessura dos estratos
Velocidade intervalar	.Estimativa de litologia . Estimativa de porosidade .Conteúdo fluido
Forma externa e associação em área das fácies sísmicas	. Ambiente deposicional .Fonte sedimentar .Sitio geológico

As configurações paralelas ou subparalelos indicam uma taxa de sedimentação uniforme entre os estratos, sobre uma superfície estável ou com uma subsidência uniforme. As divergentes indicam uma variação em área da taxa de sedimentação e/ou uma progressiva inclinação do substrato e as progradantes podem ser divididas em oblíquas, que indicam uma combinação de condições de elevado suprimento sedimentar, pouca ou nenhuma subsidência e nível de mar estável, ocorrendo em águas rasas com alta energia durante a deposição. O sigmoidal indica baixo suprimento sedimentar, uma subsidência contínua ou subida relativa do nível do mar (Mitchum Jr. *et al.*, 1977 a) (Figura 14).

Uma única fácies sísmica pode apresentar características de progradante oblíqua a sigmoidal, indicando um ambiente de alta energia onde ocorre a alternância entre processos construtivos e de *bypass* de sedimentos; a esta se dá o nome de sigmoidal-oblíqua. Uma quarta configuração progradante, chamada *shingled*, é caracterizada por sua pequena espessura e limites superior e inferior paralelos, sendo associada à deposição em águas rasas.

A configuração *hummocky*, caracterizada por refletores descontínuos e ondulados, é interpretada como lobos de sedimentos interdigitados. As caóticas consistem em reflexões descontínuas em arranjos desordenados e as transparentes que mostram intervalos com ausência de reflexão. Podem indicar um ambiente de alta energia, onde os sedimentos sofrem deformações durante (e/ou após sua deposição) ou litologia homogêneas demais para a resolução sísmica. São ainda as principais características do embasamento sísmico, onde, abaixo dele, não é possível nenhuma interpretação (Mitchum Jr. *et al.*, 1977 a) (Figura 14).

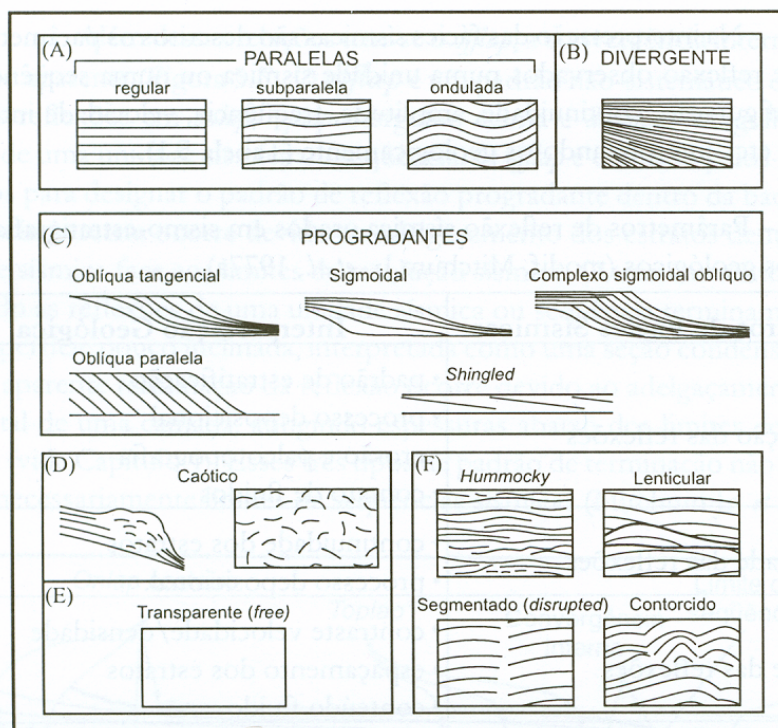


Figura 14- Padrões de configurações de fácies sísmicas (modificado de Mitchum Jr. *et al.*, 1977 a)

V.3 Estratigrafia de Seqüências

Na definição de Della Fávera (2001), “Estratigrafia de Seqüências é o estudo de relações de rochas sedimentares dentro de um arcabouço cronoestratigráfico de estratos relacionados geneticamente” e sua “unidade fundamental (...) é a seqüência, que é a unidade delimitada por discordâncias ou concordâncias relativas.” Para Haq (1991), é o ramo da estratigrafia que permite as correlações local, regional e inter-regional através da subdivisão do registro das rochas em uma sucessão de seqüências deposicionais compostas por estratos geneticamente relacionados. Segundo Posamentier *et al.* (1990) e Posamentier & Weimer (1993), os conceitos da Estratigrafia de Seqüências não dependem da escala, do tempo e espaço. Os fatores que intervêm no desenvolvimento das seqüências são as variações relativas do nível do mar e o aporte sedimentar.

Uma Seqüência Estratigráfica é o produto sedimentar de um episódio deposicional (Galloway, 1989). Cada seqüência consiste de fácies progracionais, agradacionais e retrogradacionais ou transgressivas, depositadas durante um período de estabilidade paleogeográfica regional. Por exemplo, modelo de deposição dos sistemas siliciclásticos em águas profundas, dentro da conceituação da Estratigrafia de Seqüências, é controlado pelas variações relativas do nível do mar, principalmente os ciclos de terceira ordem, e a deposição dos turbiditos está restrita aos períodos de rebaixamento do nível do mar (Vail *et al.*, 1991; Mitchum & Van Wagoner, 1991).

A seqüência pode ser subdividida em tratos de sistemas, que são definidos pela sua posição dentro de seqüência, em paraseqüências, unidades de menor ordem, limitadas por superfícies de inundação marinha. As seqüências e suas componentes internas são interpretadas como resultado de uma interação entre as taxas de eustasia, subsidência e aporte sedimentar.

Os trabalhos desenvolvidos pela chamada “Escola da EXXON” (e.g., Vail *et al.*, 1977a e 1977b) foram fundamentais no estabelecimento da conceituação atual e revolucionária da Estratigrafia de Seqüências. Como observa Della Fávera (2001), esta revolução beneficiou-se de “uma aquisição de nova tecnologia: o desenvolvimento da sísmica de reflexão por registro digital, multicanal”.

A Sismoestratigrafia e a Estratigrafia de Seqüências podem ser consideradas como as mais revolucionárias e importantes contribuições para Estratigrafia moderna. Esta revolução ocorreu graças aos melhoramentos tecnológicos do método sísmico de reflexão a partir da década de 70, com a introdução da técnica de sísmica digital, aperfeiçoamento das técnicas de aquisição e processamento de dados, permitindo interpretações geológicas detalhadas sobre seções sísmicas de alta qualidade (Souza Cruz 1995).

A Sismoestratigrafia baseia-se na análise dos refletores sísmicos, entendidos como horizontes com caráter cronoestratigráfico, podendo ser tratados como linhas de tempo. Os tratos de sistemas (*system tracts*) são unidades limitadas por refletores regionais que formam a chamada unidade sismoestratigráfica (*seismic-stratigraphic unit*) que, por sua vez, constitui o elemento principal do arcabouço sismoestratigráfico de uma bacia.

A subdivisão do preenchimento das bacias sedimentares em pacotes cronoestratigráficos, com uso de limites de seqüências, é considerada como base na análise da Estratigrafia de Seqüências (Posamentier *et al.*, 1990; Posamentier & Weimer, 1993). Os limites de seqüências são identificados através da integração de dados sísmicos, perfis de poços, afloramentos e bioestratigrafia. Sismicamente, os limites de seqüências são geralmente representados como superfícies de *onlap* e/ou truncamento erosivo (Figura 15). Estas superfícies marcam o auge dos eventos transgressivos e são importantes para indústria petrolífera para identificar selantes potenciais de caráter regional.

De modo especial, os estudos de prospecção petrolífera baseiam-se nas informações sísmicas, bioestratigráficas e de perfis de poços. Portanto, as correlações, mapeamentos e rastreamento das seções (cronozonas) em subsuperfície são feitos a partir da integração dessas informações, o que reduz a margem de erros (Antunes, 1994). Várias técnicas dentre as citadas fornecem subsídio na análise de seqüências quando há impossibilidade de interpretação adequada das seções sísmicas

V.4- Seqüências e Tratos de Sistemas

Seqüência é uma unidade fundamental da estratigrafia de seqüências e limitada por discordâncias ou concordâncias relativas (Della Fávera, 2001). A seqüência é constituída por uma sucessão de tratos de sistemas deposicionais depositados entre dois pontos de inflexão de queda eustática (Posamentier & Vail, 1988). O sistema deposicional compreende depósitos inter-relacionados de um ambiente deposicional (Fischer & McGowen, 1967 *apud* Della Fávera, 2001).

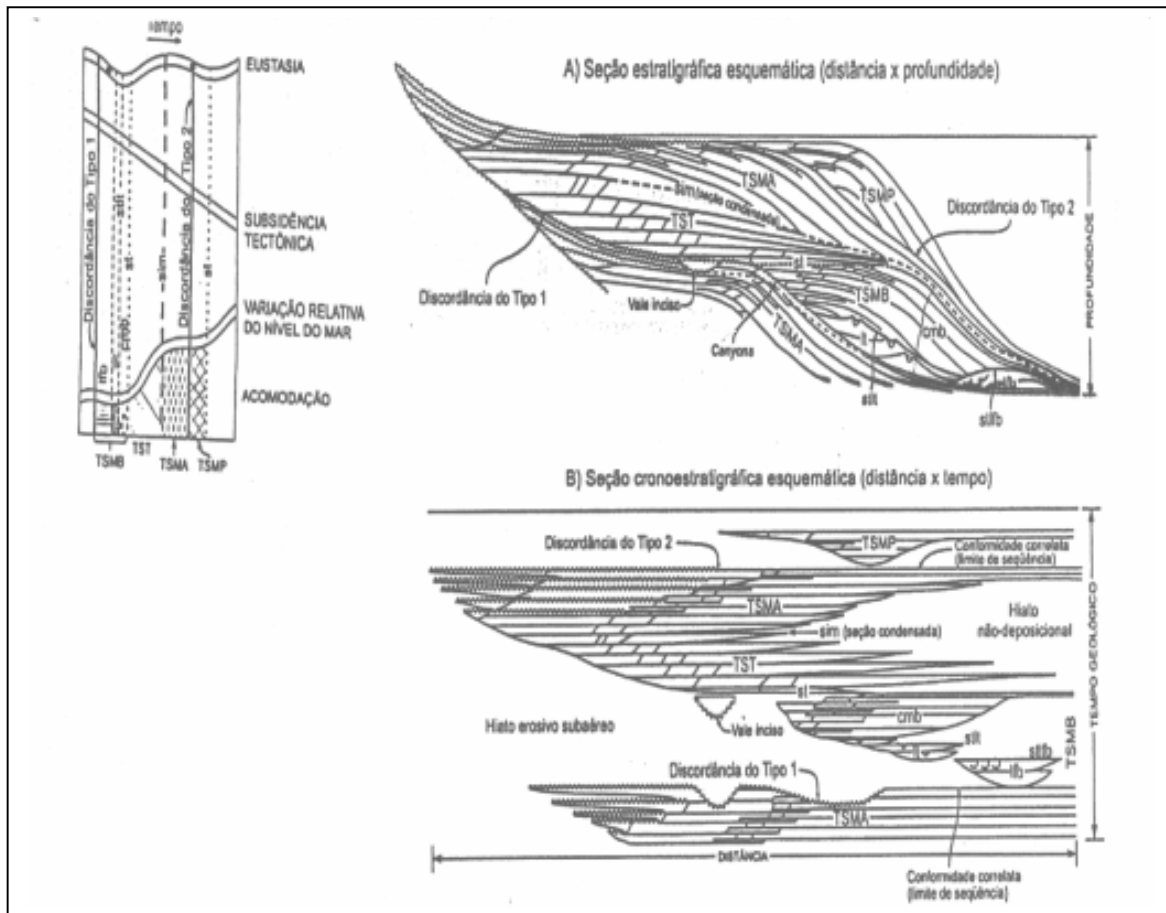
Na conceituação atual da estratigrafia são propostos dois tipos de discordâncias ou limites de seqüências: Tipo 1 e 2 (Vail & Todd, 1981 e Vail *et al.*, 1984 *apud* Severiano Ribeiro, 2001). As seqüências do tipo 1 são compostas pelos tratos de sistemas de mar baixo, transgressivo e alto. As seqüências do tipo 2 apresentam tratos de sistemas de margem da plataforma, transgressivo e de mar alto.

As discordâncias ou limites de seqüências do tipo 1 caracterizam-se por exposição subaérea e concomitante erosão subaérea associada a rejuvenescimento de correntes, que escavam vales e canais na plataforma. Além disso, ocorre o deslocamento para baixo do *onlap* costeiro e *toplap* dos estratos subjacentes (Van Wagoner *et al.*, 1988). A discordância do tipo 1 ocorre quando a taxa de queda eustática excede a taxa de subsidência no limite deposicional da linha de costa (próximo à antepraia superior) e a quebra da plataforma, resultando numa queda relativa do nível do mar nessa posição. Uma das características marcantes da discordância do tipo 1 são os leques submarinos de sopé de talude depositados acima dela, durante o período de nível de mar baixo.

As discordâncias ou limites de seqüências do tipo 2 são mais sutis e não apresentam rejuvenescimento de correntes (sem vales incisos) (Posamentier & Vail, 1988). Essas discordâncias são caracterizadas pelos deslocamentos do *onlap* costeiro no sentido da bacia. E ocorre uma lenta e ampla erosão subaérea, provocando uma gradual degradação da paisagem (Van Wagoner *et al.*, 1988). As discordâncias do tipo 2 formam-se quando a taxa de queda eustática é menor do que a taxa de subsidência no limite deposicional de costa.

As seqüências deposicionais se classificam em função do tipo de discordâncias que as limitam (Figura 15). Brown & Fischer (1977) definem tratos de sistemas como associações de sistemas deposicionais contemporâneos; Posamentier *et al.* (1988) atribuíram ao conceito um novo elemento: o tempo. Portanto os tratos de sistemas compreenderiam sistemas deposicionais associados através do tempo e limitados por discordâncias e superfícies de máxima inundação, ou seja, os tratos de sistemas são associações de sistemas deposicionais relacionáveis a segmentos distintos da curva eustática.

Cada trato de sistemas pertence a um segmento da curva eustática, portanto o tempo exato de cada trato de sistemas numa bacia depende da sua subsidência e do preenchimento sedimentar locais (Vail, 1987). Os tratos de sistemas podem ser divididos em quatro grupos de acordo com a posição relativa do mar e a época de deposição: 1) mar baixo (TSMB), em nível do mar relativamente baixo; 2) transgressivo (TST), quando o nível do mar começa a se elevar, 3) margem de plataforma (TSMP) quando ocorre uma



LEGENDA:

Superfícies

LS: LIMITES DE SEQÜÊNCIAS

(Ls1): Tipo 1

(Ls2): Tipo 2

SUPERFICIE DE DOWNLAP

smi: Superfície de máxima inundação

stl : Superfície do topo de leque

stlc: Superfície de topo de levas de canal

TS: Superfície transgressiva

(1^a superfície de inundação sobre o maximo regressivo)

TRATO DE SISTEMAS

TSMA: Trato de sistemas de mar alto

TST: Trato de sistemas transgressivo

TSCMB: Trato de sistemas de cunha de mar baixo

pci: Preenchimento de canais incisos

Cpr: Complexo progradante

clc: complexo levas de canal

TSLMB: Trato de sistemas de leque de mar baixo

cl: Canais do leque

ll: Lobos do leque

TSMP: Trato de sistemas de margem de plataforma

Figura 15: Modelo conceitual mostrando os tratos de sistemas durante o desenvolvimento de seqüências do tipo 1 e 2, que ocorrem após discordância tipo 1 e 2, respectivamente (A). Os tratos de sistemas em rela o ao tempo geológico (diagrama cronoestratigráfico) (modificado de Vail *et al.*, 1987)

lenta queda eustática, após o trato de mar alto e 4) mar alto (TSMA), em nível do mar relativamente alto. Fatores locais podem influir não só na expressão estratigráfica das seqüências deposicionais e dos tratos de sistemas, mas também na expressão litológica e temporal das seqüências deposicionais e nos limites dos tratos de sistemas (Posamentier & Weimer, 1993). Os tratos de sistemas apresentam uma distribuição de fácies e de padrões de estratos característicos, que estão estreitamente relacionados com a quantidade de espaço disponível para a deposição dos sedimentos e a variação com que o novo espaço é criado.

As geometrias dos estratos são reconhecidas por desenvolverem-se em resposta às variações no fluxo sedimentar e a fisiografia local (Posamentier & Weimer, 1993). Na arquitetura estratigráfica, cada trato de sistemas pode ser caracterizado em função do padrão de empilhamento (Figura 16). A relação entre a taxa do suprimento sedimentar e a taxa de variação do nível do mar controla a arquitetura do preenchimento do espaço de acomodação.

Os tratos de sistemas de mar alto representam inicialmente uma sucessão de empilhamento vertical da proporção alta da curva eustática. O padrão de empilhamento tende a ser predominantemente agradacional ou caracteriza-se pela degradação sedimentar (Figura 16c). Após o momento que se atinge o ápice da curva eustática, a taxa de acomodação decresce gradualmente, apresentando um padrão progradacional (Figura 16d) (Posamentier & Vail, 1988).

O trato de sistemas de mar baixo representa o rebaixamento do nível de base, que causa a quebra do equilíbrio sedimentar. Há intensa erosão das áreas emersas com queda do nível do mar e ocorre a migração da linha de costa, em direção à bacia. Observa-se o recobrimento de depósitos mais rasos e verifica-se a intensa progradação (Figura 16d) (Antunes *et al.*, 1988 *apud* Severiano Ribeiro 2001).

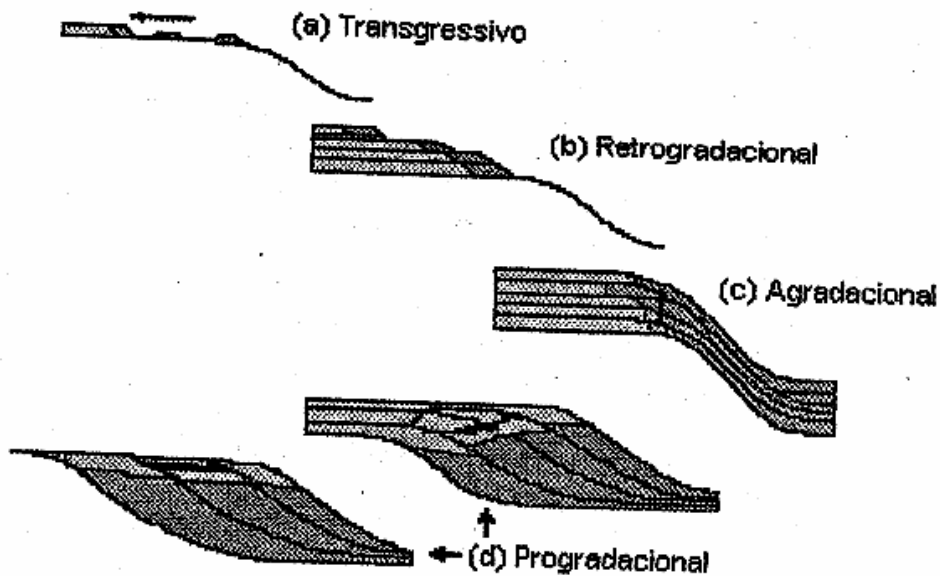


Figura 16: Arquitetura estratigráfica costeira de progradação, agradação, retrogradação e transgressão (mod. Vail *et al.*, 1977a).

No trato de sistemas transgressivo, o padrão da sedimentação tem estilo retrogradacional (Figura 16b) a agradacional (Figura 16c) que se fundem nas porções mais distais da bacia, onde as camadas tornam-se gradativamente menos espessas e de maior abrangência em área (Figura 16a) (Antunes *et al.*, 1988, *apud* Severiano Ribeiro, 2001).

O trato de sistemas de margem de plataforma é caracterizado por uma cunha clástica que cobre um limite de seqüência do tipo 2. O seu empilhamento é levemente progradante na base e agradacional no topo (Assine *et al.*, 1996 *apud* Severiano Ribeiro 2001). Observa-se que, durante uma subida do nível do mar, novo espaço é criado na plataforma continental favorecendo a retenção dos sedimentos junto ao continente (Figura 16a) e, conseqüentemente, tornando os estratos gradativamente mais espessos junto à costa. Observa-se também a migração dos estratos em direção ao continente (retrogradação) de modo que a distribuição espacial dos mesmos na plataforma continental é reduzida (Figura 16b) (Oliveira, 1996).

Quando o nível do mar atinge o nível máximo transgressivo, ocorre a geração de espaço de acomodação na plataforma para a deposição de sedimentos. No caso de queda eustática rápida, é gerado um trato de mar baixo (*lowstand fans*) e cunha de mar baixo (*lowstand wedge*). Portanto são características fisiográficas com acentuadas plataformas/taludes e caracterizam a deposição durante o ponto de equilíbrio de uma rápida queda eustática (Severiano Ribeiro, 2001). Os depósitos sedimentares característicos desta área são leques de assoalhos da bacia (*basin floor fan*); outro, individualizado por Van Wagoner *et al.* (1987), dentro de cunha de mar baixo, é denominado *slope fan* (leques de talude) e corresponde a depósitos turbidíticos e de fluxos de detritos (Assine *et al.*, 1986 *apud* Severiano Ribeiro 2001).

Mitchum & Van Wagoner (1991) observam que é bastante difícil, porém não impossível, reconhecer o empilhamento dos refletores nos tratos de sistemas de mar baixo. Esta afirmação baseia-se no fato de que as fácies de águas profundas não são suficientemente sensíveis a pequenas variações do nível do mar (Mitchum & Van Wagoner, 1991).

VI ANÁLISE DAS SEQÜÊNCIAS ESTRATIGRÁFICAS

VI. 1 Caracterização Sísmica dos Limites de Seqüências

Os refletores rastreados nos mapeamentos regionais constituem limites de seqüências e foram referenciados às unidades cronoestratigráficas. Segue abaixo a relação de tais refletores e de suas características:

1. Topo de Embasamento Vulcânico (Fm. Cabiúnas) D1: A identificação deste refletor é razoavelmente boa nas porções rasas, próximas à Falha de Charneira de Campos, nas regiões de batimetria superior pode ser apenas inferido, sendo que seu caráter e continuidade tornam-se progressivamente mais tênue à medida que se caminha para águas profundas. É de se realçar que os contatos de rochas magmáticas básicas não apresentam contraste de impedância acústica que possam originar reflexões com boa continuidade lateral. O fraco contraste de impedância acústica acima evocada justifica as características negativas e de má visualização do refletor (ver Figura 17).

2. Base dos evaporitos D2: Trata-se de um horizonte com maior continuidade e seu correto posicionamento é de grande importância uma vez que separa dois grandes domínios distintos de deformação tectônica: o domínio inferior, caracterizado pelos falhamentos normais da fase *rifte*, e o domínio superior, caracterizado pela tectônica halocinética inerente à fase *drift*. Embora o modelo clássico de evolução estrutural da Bacia de Campos pressuponha independência entre esses dois regimes tectônicos (Guardado *et al.*, 1997), há fortes evidências de reativações de falhas normais planares da fase *rifte* deslocando os refletores. O refletor apresenta característica negativa, irregular, com fraco contraste de impedância acústica; o refletor é bem identificado em quase todas as seções e com baixa frequência aparente (ver as Figuras 17 e 18).

3. Topo dos evaporitos D3: A identificação deste horizonte é um tanto prejudicada por sua geometria irregular e pela presença da seção carbonática sobreposta a ele, causando absorção e dispersão do sinal sísmico, que é causa da sua não continuidade e a negatividade do refletor. O refletor apresenta fortes contrastes na maioria das seções sísmicas, com irregularidades devido à atuação do sistema de falhas que lhe afeta atingindo a base evaporítica (ver figuras 17 e 18).

Como um refletor interno importante, temos o Topo da Fm. Macaé que se constitui num bom refletor em quase toda Bacia de Campos. Na área de estudo, é facilmente rastreado no domínio menos deformado por halocinese, perdendo um pouco a definição na parte mais distal, onde há presença de eventos magmáticos e halocinese intensa e torna-se muito difícil sua identificação e rastreamento (ver Figura 19).

4. Topo do Cretáceo D4: É uma discordância erosiva e apresenta caráter sísmico com inversões de polaridade de fraco contraste de impedância acústica. As discordâncias regionais do Paleoceno e do Eoceno foram responsáveis pela erosão das seções mais novas do Cretáceo superior, colocando por vezes rochas antigas em contato com as rochas depositadas no Eoceno inferior (Souza Cruz 1995). É um refletor de caráter positivo e apresenta irregularidade na sua continuidade, não é bem notório nas seções sísmicas (ver a Figura 19).

5. Topo do Eoceno D5: Constitui um excelente refletor (bem visível), a seção corresponde ao Eoceno superior, a sua continuidade é limitada por falhas, com erosão (na região próxima a falha de charneira de Campos). É um refletor positivo com forte contraste de impedância acústica, mais sim a sua irregularidade reside nos itens acima assinalados como falhas e erosões (ver a Figura 20).

6. Topo do Oligoceno D6: Este horizonte registra a exposição de várias áreas da plataforma continental, durante uma época em que ocorreram vários eventos erosivos com a conseqüente escavação de cânions e canais submarinos. Estes vales serviram como vias de transporte de areias da plataforma para regiões do talude e sopé, formando extensos depósitos turbidíticos intercalados aos folhelhos de ambiente profundo. O refletor apresenta irregularidades devido às erosões e canais tendo características positivas devido ao seu forte contraste de impedância acústica e sendo bem visível a sua continuidade em todas as seções sísmicas (ver a Figura 21).

7. Topo de Mioceno D7: É um refletor de características erosivas, na base de uma seqüência bastante espessa na bacia, indicativa de alta taxa de sedimentação. É um refletor que apresenta caráter positivo por seu forte contraste de impedância acústica. Mesmo sendo afetado pelas erosões, a sua continuidade é bem visível nas seções sísmicas analisadas (ver Figura 22).

Os resultados dos mapeamentos acima descritos foram utilizados na interpretação das seções sísmicas disponíveis para o presente estudo e as idades relativas das discordâncias foram obtidas através das bibliografias e dos poços em apoio.

VI. 2. Descrição das Características Sismoestratigráficas

Nas linhas sísmicas interpretadas da Bacia de Campos, de plataforma a talude superior, na área Sul, foram rastreados sete refletores principais. Os sete refletores observados nas linhas sísmicas consistem em sete discordâncias e alguns deles não são possíveis de rastrear à medida que se avança na parte distal. Tais discordâncias separam o pacote sedimentar em seis seqüências.

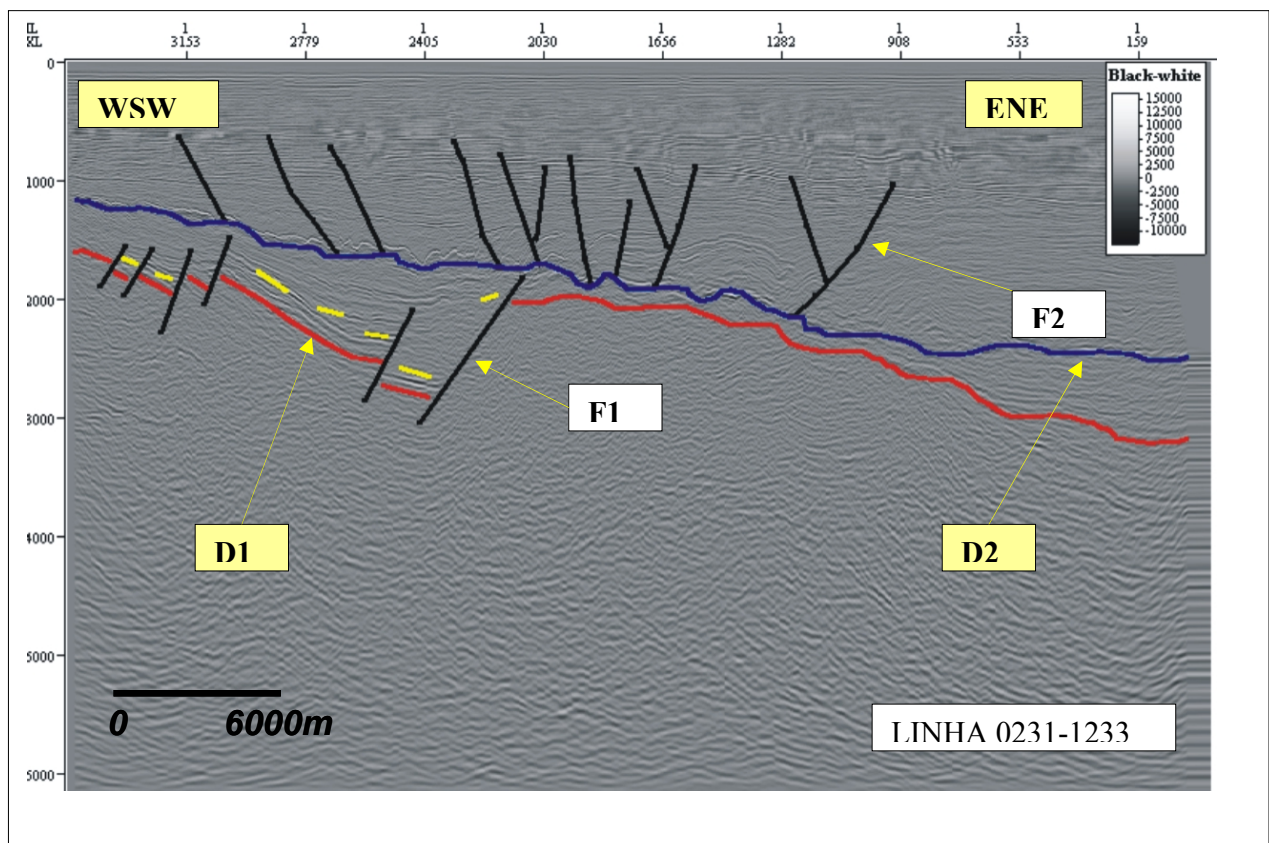
A interpretação dos dados sísmicos multicanal permitiu a identificação de seis seqüências estratigráficas: S1, S2, S3, S4, S5 e S6. As seis seqüências mapeadas podem ser agrupadas em duas Megasseqüências que se diferenciam por um grande contraste no caráter dos pacotes sedimentares.

Foram elaborados quadros das sismo fácies da plataforma continental da Bacia de Campos na área de estudo, com as informações sobre a posição fisiográfica e tipos litológicos obtidos através de pesquisa bibliográfica e a tabela com informações a partir do estudo sismoestratigráfico da plataforma continental ao talude superior na área de estudo (Tabela 3).

A distribuição em área das seqüências estratigráfica ao longo da plataforma continental é distinta. As seqüências S1, S3 e S4 encontram-se restritas à parte central da plataforma, e as S2, S5 e S6 encontram-se junto à quebra da plataforma. A S5 está associada aos depósitos de preenchimento dos vales incisos.

VI. 3.a Seqüência estratiográfica 1 (S1) entre os refletores D1 e D2

A seqüência S1, constitui a fase *rifte*, como é observado na Figura 17 que apresenta uma seção oeste- sudoeste (WSW) a este-nordeste (ENE) na parte distal. Sua idade vai de Barremiano Superior a Aptiano Superior. Foi mapeado o horizonte D1 que é o topo do embasamento vulcânico e limite inferior da seqüência S1; este limite apresenta uma configuração côncava ou até mesmo uma rampa. Provavelmente, se desenvolveu em sistema *Rift-Valley*. Também se mapeou o refletor D2 considerado como limite superior



- | | | | |
|-----------|------------------------|-----------|---------------------------------|
| D1 | Embassamento vulcânico | F1 | Falhas do sistemas rift |
| D2 | Base evaporítica | F2 | Falhas sintéticas e antitéticas |

Figura 17 -Terminações em downlap na parte interna da bacia, associado a trato de sistema de mar baixo, com as configurações concordantes. Para localização ver Figura 24

desta seqüência que é a base dos evaporitos, ele é irregular, com truncamentos erosivos na maior parte da sua extensão, e afetado pelas falhas sintéticas e antitéticas visíveis na Figura 17.

A seqüência S1 tem como características diagnósticas de *rifte*, a ocorrência de refletores internos na porção proximal oeste-sudoeste (WSW), refletores contorcidos e conturbados, relacionadas à faciologia sísmica típica do embasamento vulcânico; ainda, o sistema de falhas que a afeta é composto por falhas normais associadas à fase *rifte*. Na porção mediana, observa-se uma feição importante interpretada aqui como a Falha de Charneira de Campos.

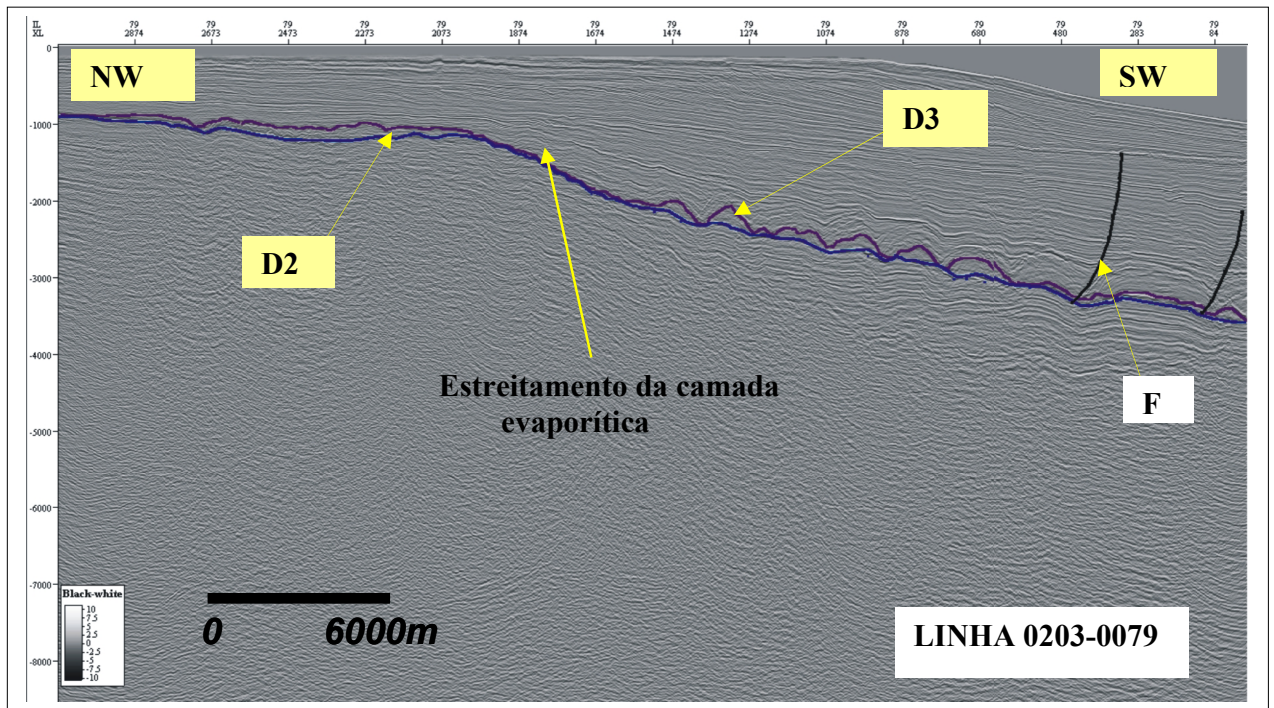
A seqüência S1 apresenta terminações em *downlap* nas calhas tectônicas, e, na parte distal este-nordeste, os refletores internos apresentam-se paralelos a subparalelos, pouco contínuos e num meio caótico com terminações em *downlap* contra a Falha de Charneira de Campos. As fácies sedimentares predominantes nesta seqüência são principalmente de ambiente lacustre, com carbonatos sindeposicionais e arenitos clásticos basais; na figura 17, os traços amarelos próximos à Falha de Charneira (F1) indicam corpos arenosos.

VI. 3.b Seqüência estratigráfica 2 (S2) entre os refletores D2 e D3

O limite inferior desta seqüência S2 marca a passagem da seqüência basal para os evaporitos. A Figura 18 apresenta uma seção noroeste (NW) na plataforma continental a sudoeste (SW) no talude superior. A idade desta seqüência vai de Aptiano Superior a Albiano Inferior.

Foi mapeado o limite da seqüência D2, considerado como limite de seqüência inferior, ele separa dois domínios tectônicos distintos: um domínio inferior, caracterizado pela tectônica halocinética inerente à fase *rifte* e um domínio superior caracterizado pela tectônica halocinética inerente a fase *drift*. O limite inferior desta seqüência (base dos evaporitos) está bem evidenciado também na seqüência anterior (S1), seu caráter erosivo coincide a deslocamento do sal.

Também se mapeou o limite de seqüência D3 que marca a transição da fase evaporítica para a carbonática. A morfologia da bacia é típica de uma plataforma em plano inclinado, apresentando maior declividade por vezes; esta seqüência apresenta menor espessura (por exemplo, Figuras 17 e 18) com maior desenvolvimento de seqüência adjacente. Na Bacia de Campos, esta seqüência abrange uma das fases importantes da sua evolução, pois o seu caráter erosivo regional antecedeu à deposição dos sedimentos da seqüência transicional, nivelando o relevo formado no estágio *rifte*. O topo da seqüência transicional foi marcado por espesso pacote evaporítico, composto essencialmente por anidrita e halita, depositados em ambiente lagunar, tectonicamente



- | | | | |
|-----------|---------------------|----------|--------------------|
| D2 | Base dos evaporitos | F | Falhas antitéticas |
| D3 | Topo dos evaporitos | | |

Figura 18- Terminações em downlap na parte interna da bacia, associado a trato de sistema de mar baixo, com as configurações concordantes. Para localização ver Figura 24.

calmo e sob clima severo (árido e semi-árido).

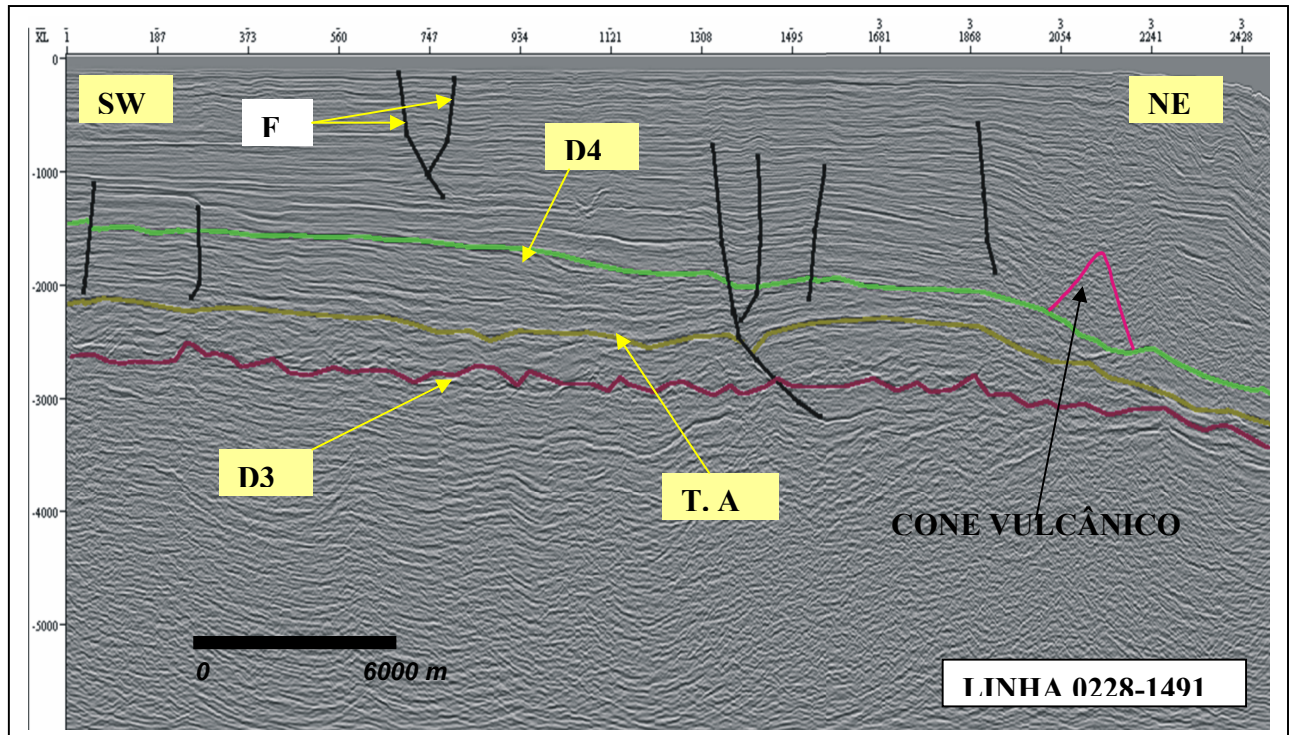
A geometria interna desta seqüência apresenta refletores ondulados quase em toda seção, salvo na parte proximal sudoeste (SW), que é semi-ondulada, associada a um *offlap* de nível de mar baixo.

A fácies sedimentar predominante nesta seqüência é representada por evaporitos (anidrita e halita) depositados em ambiente de mar restrito.

VI. 3. c Seqüência estratigráfica 3 (S3) entre os refletores D3 e D4

Esta seqüência abrange a área entre a plataforma continental e uma pequena parte da quebra de plataforma, e tem a idade entre o Albiano Inferior/ Topo do Albiano a Cretáceo Superior, como se observa na Figura 19 que apresenta uma seção sudeste (SE), na parte proximal, a nordeste (NE), no talude superior. Foi mapeado a discordância ou limite de seqüência D3 que delimita a base de seqüência S3; também se mapeou uma discordância interna; o Topo de Albiano, um importante marco sismoestratigráfico da bacia e a discordância D4, que é o limite superior da seqüência.

O limite de seqüência D3 (Albiano Inferior) apresenta configuração irregular e está associado a um importante período de alargamento do Atlântico Sul devido à aceleração do espalhamento do piso oceânico e reorganização de placas e a implantação de ampla plataforma clástico carbonática (Rabinowitz et Labreque, 1979). A discordância interna, o topo do Albiano (Fm. Macaé Superior), apresenta degradação do sinal devido a truncamentos localizados contra a discordância que a superpõe, provavelmente resultado do progressivo basculamento da bacia e do efeito de sobrecarga sedimentar. O limite superior, a discordância D4, é afetado por falhas sintéticas e antitéticas em grande parte da sua extensão. A seqüência S3 apresenta maior espessura e maior taxa de sedimentação em relação às seqüências anteriores. Sua geometria interna apresenta uma ampla superfície de erosão subaérea que originou a degradação do sinal, como, por exemplo, na região em torno de 3 segundos entre os pontos 1225 a 1685 da Figura 20, sugerindo que seja uma discordância do tipo 2.



D3	Topo dos evaporitos	D4	Topo Cretáceo
T.A	Topo Albiano	F	Falhas sintéticas e antitéticas

Figura 19-As reflexões da S3 são discordantes e descontinua truncando com a feição na quebra da plataforma. Reflexões caóticas, estratos com dobramentos, boa nitidez baixa amplitude (energia variável. Para melhor localização Figura 26).

Na quebra da plataforma, observa-se uma modificação no comportamento dos refletores, diversa da visualizada na parte proximal sudoeste, que está associada a uma intrusão magmática (Figura 19). As terminações dos refletores da S3 têm aspecto condensado, marcando suave *onlap* contra o edifício vulcânico.

As fácies sedimentares compõem-se de clásticos e carbonatos de ambiente nerítico raso, típico da Fm. Macaé inferior, calcilutitos e margas que refletem a deposição periplateformal em condições menos restritas (Fm Macaé Superior). Estes carbonatos foram depositados em resposta à elevação relativa do nível do mar, que afogou os

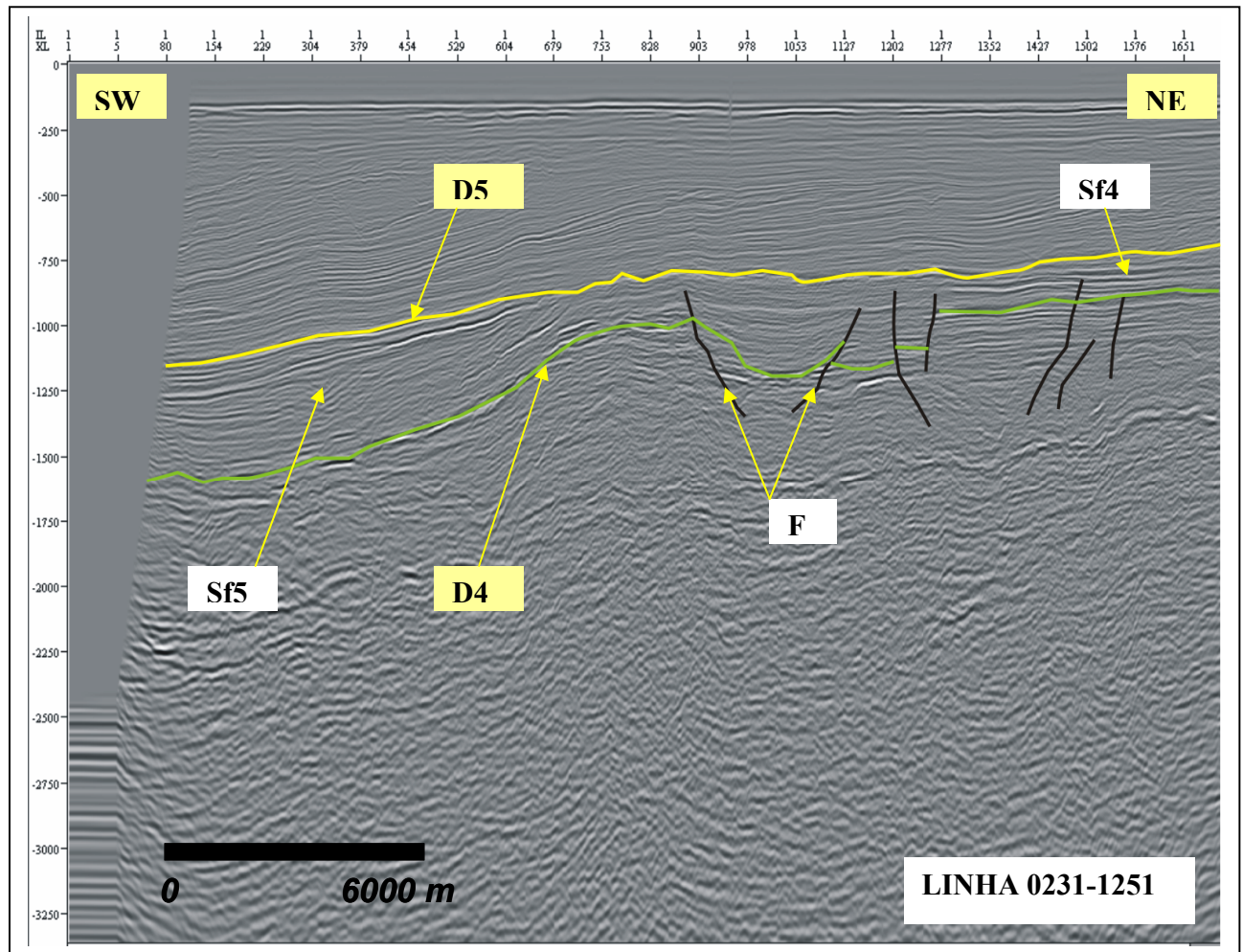
carbonatos de águas rasas da Fm. Macaé Inferior. Esta variação eustática pode ser correlacionada aquela do Albiano Inferior proposta por Vail *et al.* (1977) e atualizado por Haq *et al.* (1987). Os folhelhos e margas depositados nesta seqüência marcam definitivamente a implantação da fase oceânica, com estabelecimento de ambiente marinho profundo a batial.

VI. 3.d Seqüência estratigráfica 4 (S4) entre os refletores D4 e D5

A seqüência estratigráfica S4 localiza-se na porção da plataforma continental, a Figura 20 apresenta uma seção sudoeste (SW) a nordeste (NE), a sua idade corresponde ao intervalo do Topo do Cretáceo Superior até Eoceno Superior. Foi mapeada a discordância ou o limite de seqüência D4 na parte nordeste, que se caracteriza como um alto morfológico não associado a falhas. Também são observadas feições com maior espessura de sedimentos (mini-bacias), que estão relacionadas aos sistemas de falhas observadas na Figura 20. Também se mapeou a discordância ou limite de seqüência o topo (D5), é uma discordância bem nítida, também sujeita ao soerguimento acima referido e menos afetada pelas falhas.

A seqüência S4 caracteriza-se internamente por uma diversidade de reflexões sísmicas, lenticulares (Sf5) e plano-paralelas a subparalelas (Sf4) descontínuas de amplitude moderada, que progradam na porção distal sudoeste. A S4 apresenta a geometria externa na forma de uma cunha menos extensa planar.

O trato de sistemas de nível de mar baixo da S4 apresenta terminações em *onlap* no nordeste e terminações *toplap* na porção sudoeste, como podem ser visualizadas sobre a seção na (Figura 20). Os dados litológicos dos poços RJS-108 e RJS-409 permitiram inferir que a seqüência S4 é constituída por clásticos grossos vermelhos e carbonatos de



D4	Topo do Cretáceo	Sf4	Reflexões ou sismofácies plano-paralelas
D5	Topo do Eoceno	Sf5	Reflexões ou sismofácies lenticulares
		F	Falhas sintéticas e antitéticas

Figura 20 - Terminações em *onlap* associadas aos sistemas de mar baixo da S4. Para localização, ver Figura 27. Apresenta reflexões lenticulares na parte sudoeste com a continuidade variável, de boa nitidez, de alta amplitude (baixa energia). Notar a geometria plano-paralelas a subparalelas das reflexões na parte externa da plataforma nordeste (NE).

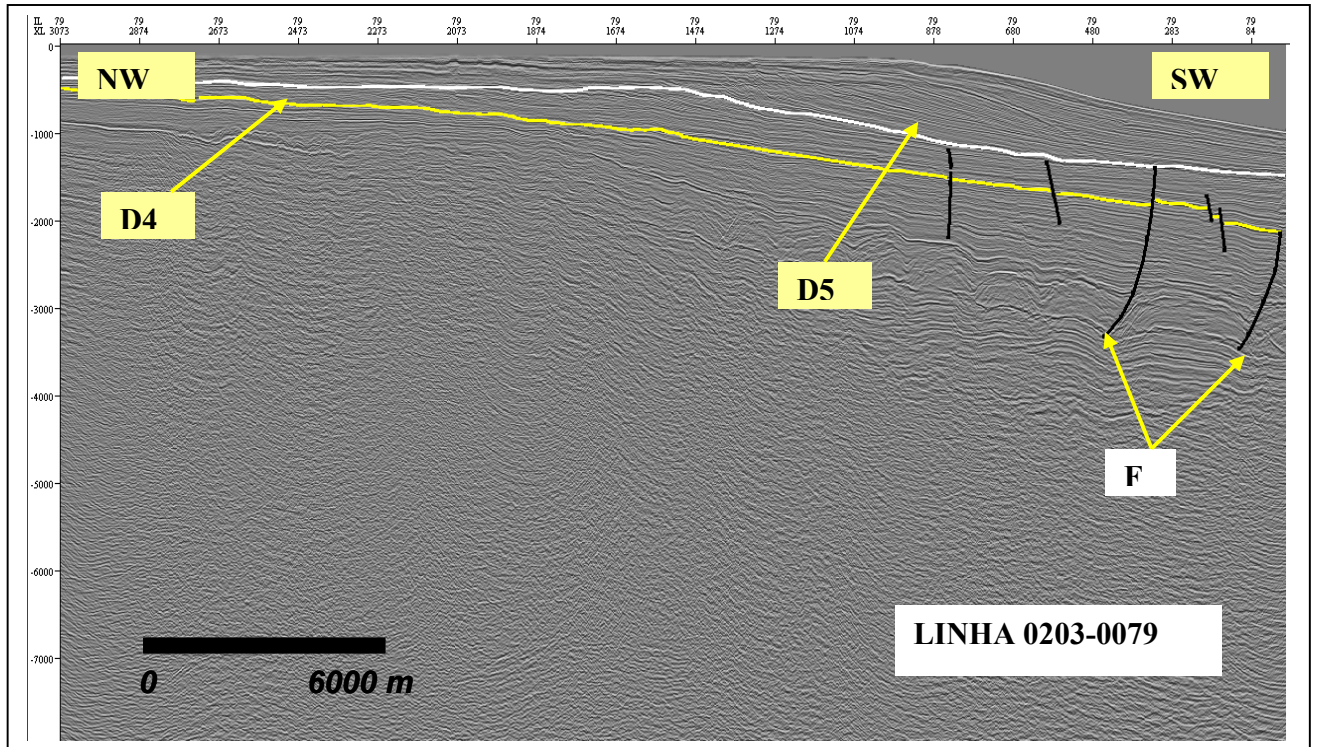
plataforma típicos da Fm Emboré e arenitos finos a conglomeráticos da Fm. Carapebus. Estes arenitos são resultantes da atuação de correntes de turbidez em ambiente de talude a bacia profunda, com o desenvolvimento das fácies sísmicas Sf4 e Sf5. De acordo com Chang *et al.* (1988), o Eoceno da Bacia de Campos se caracteriza por sistemas deposicionais de “fan delta”, deltaico fluvial, carbonatos de plataforma e de talude, com predomínio dos sistemas siliciclásticos.

VI. 3.e Seqüência estratigráfica 5 (S5) entre os refletores D5 e D6

A seqüência S5 se desenvolve desde a plataforma continental até o talude superior, como se observa na Figura 21 que apresenta uma seção sudoeste (SW) na parte proximal a nordeste (NE) no talude superior; a sua idade relativa vai do Eoceno Superior até Oligoceno Superior.

A S5 apresenta refletores com terminações em *onlap* na área da plataforma (Figura 21) e é limitada na base pela discordância ou limite de seqüência D5, que apresenta truncamentos erosivos leves, nítidos na parte mediana da plataforma, relacionados a rebaixamentos relativos do nível do mar. No topo, a S5 é limitada pela discordância D6 que representa hiatos erosivos característicos do Oligoceno da Bacia de Campos, influenciados pelas intensas atividades erosivas na plataforma e no talude. Em várias partes desta bacia, esta discordância (oligocênica) é marcada pela presença de cânions desta idade, como por exemplo, o cânion de Enchova e Vermelho (Antunes *et al.*, 1994; Fugita *et al.*, 1991 *apud* Souza Cruz 1995).

As fácies sísmicas da porção proximal sudoeste mostram refletores plano-paralelos contínuos de baixa amplitude relacionados a um trato de sistemas de mar baixo e na parte distal, junto ao talude superior (nordeste), observa-se uma cunha progradante



- | | | | |
|-----------|--------------------------|----------|---------------------------|
| D4 | Topo do Eoceno | F | Falhas antitéticas |
| D5 | Topo do Oligoceno | | |

Figura 21 - Terminações de *toplap* e progradações contínuas da S6 truncadas até ao topo D6 na quebra da plataforma e na plataforma continental observa-se a presença de vales incisos e refletores plano-paralelos. Para localização ver Figura 25.

típica, com clinofórmias oblíquas- paralelas que superpõem lateralmente em direção à bacia, num trato de sistemas de mar alto.

As fácies sedimentares da S5 correspondem a depósitos carbonáticos de nível de mar alto (*highstands*), associados aos rebaixamentos que deram origem aos pacotes turbidíticos oligocênicos; na área mediana da plataforma observa-se que durante as

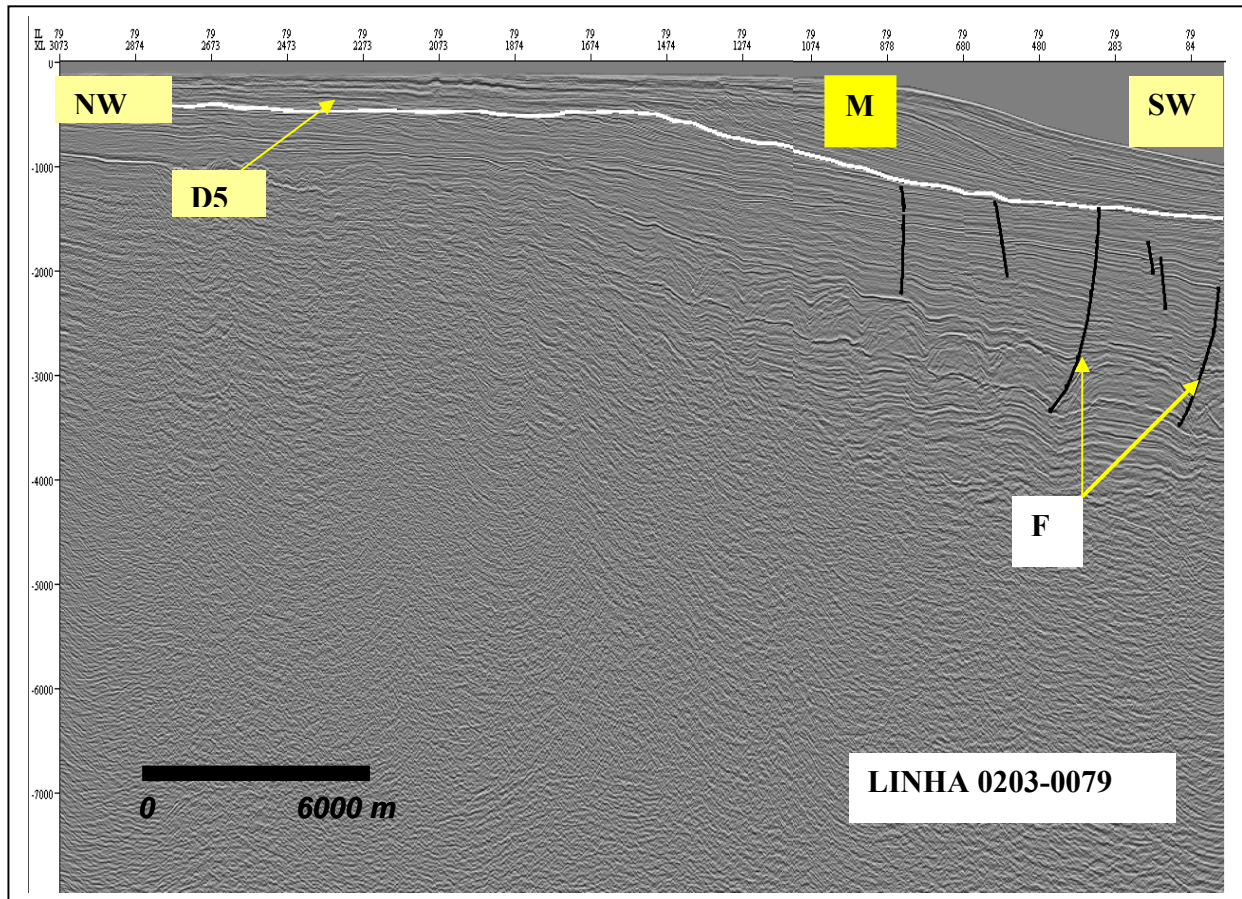
exposições da plataforma rasa por rebaixamentos relativos do nível do mar, formaram-se superfícies denudadas, com incisões e escavações localizadas (Figura 21). Estes elementos morfológicos, provavelmente, serviram como canais de passagem de sedimentos até o mar profundo e, quando o nível do mar voltava a subir, tornaram-se locais de deposições de turbiditos. Também há a presença de calcarenitos bioclásticos e detriticos característicos do Membro Grussaí e folhelhos cinza-escuro e esverdeado, argila e marga cinza-clara, calcilito cinza e creme, diamictito cinzento intercalados a estes sedimentos de baixa energia e arenitos turbidíticos tipicamente da Fm. Carapebus.

VI. 3.f Seqüência estratigráfica 6 (S6) entre os refletores D6 e D7

A seqüência S6 abrange as zonas de plataforma continental até talude superior, a Figura 22 apresenta uma seção sudoeste (SW) na plataforma a nordeste no talude superior e com idade que vai de Oligoceno Superior/ Mioceno Inferior a Recente.

A seção sísmica 0203-0079 compreende três seqüências, entre as quais a S5 e S6; a S6 só é bem identificada nesta seção sísmica, sendo que é limitada na base pela discordância D6 já descrita na S5 é o D7 na Figura 22 representa o Mioceno (M) até recente. O Mioceno da Bacia de Campos apresenta alguns hiatos não deposicionais, detalhados em vários trabalhos desenvolvidos na região (e.g. Bruhn, 1992, Dias *et al.*, 1988).

As fácies sísmicas desta seqüência caracterizam-se por refletores plano-paralelos contínuos na parte mediana da plataforma (sudoeste), com terminações em *onlap* associada a um trato de sistemas de mar alto. Os refletores internos da S6 na área do talude superior apresentam uma cunha progradante com clinofomas sigmoidal-oblíqua de amplitude e energia alta, sugerindo um trato de sistemas de margem de plataforma, provavelmente com nível de base rebaixado por uma queda leve do nível de mar. Tais características podem ser bem observadas na Figura 29.



- D5** Topo do Oligoceno
- M** Mioceno a Recente
- F** Falhas antitéticas

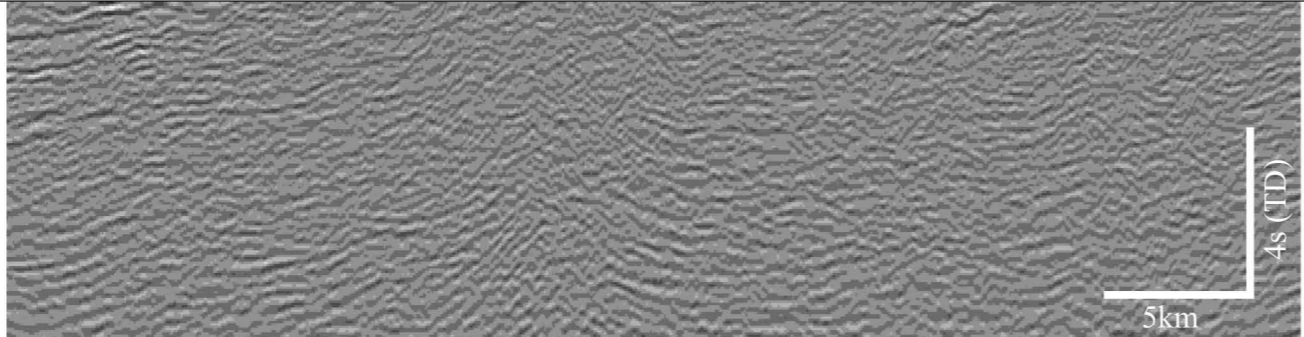
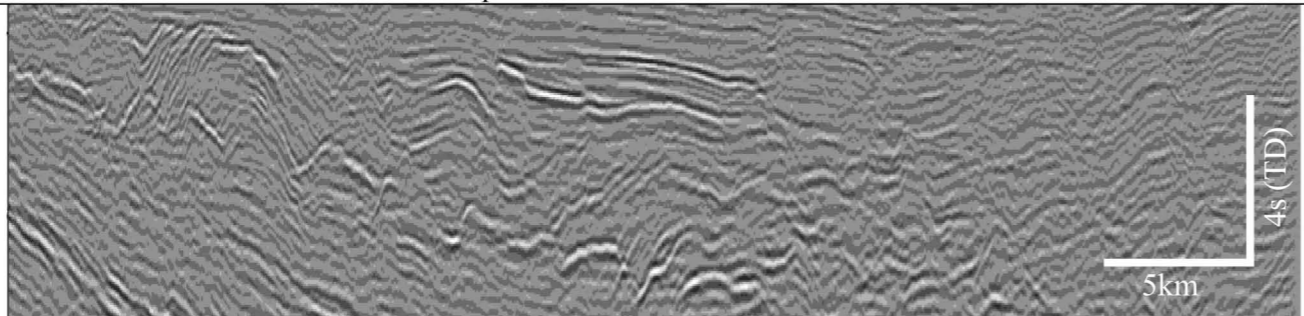
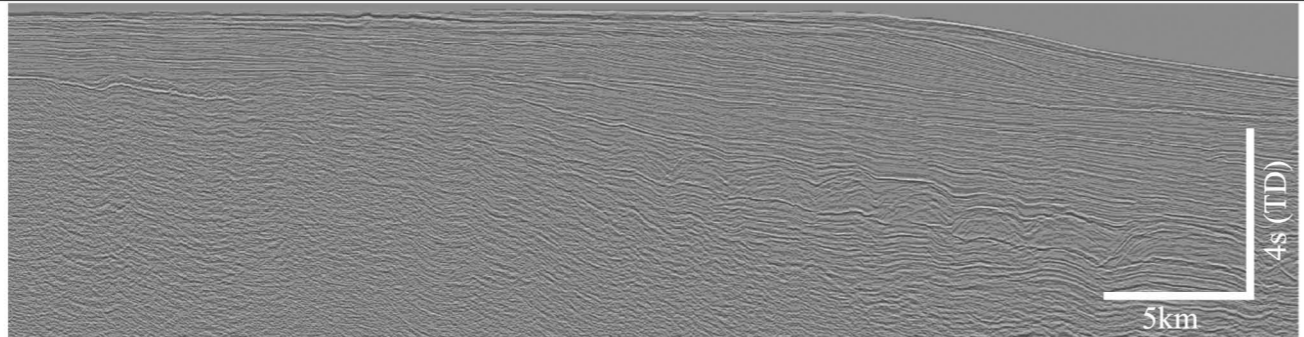
Figura 22 - Terminações em *toplap*; observam-se progradações oblíquas sigmoidais contínua junto à quebra da plataforma e com terminações plano-paralelas na plataforma continental que vai até Mioceno recente. Para localização, ver Figura 29.

De acordo com registro de poços RJS-108 e RJS-409, as fácies sedimentares desta seqüência correspondem a folhelhos e margas, calcilitito intercalados de baixa energia e arenitos turbidíticos tipicamente da Fm. Carapebus. Com calcarenitos bioclásticos característicos do Membro Grussaí; clásticos da Fm. Emboré e calcarenitos bioclásticos, folhelhos e calcilitito da Fm. Ubatuba.

VI. 4 Faciologia Sísmica da Área de Estudo

O estudo de sismofácies foi realizado através da análise dos padrões de reflexão sísmica como: configuração, continuidade e amplitude dos refletores, como focados nos itens anteriores. Foram definidas sete sismofácies distintas: Sf1, Sf2, Sf3, Sf4, Sf5, Sf6 e Sf7. Constatou-se uma particularidade entre as sismofácies Sf4 e Sf5, basicamente iguais, sendo que o parâmetro considerado para diferenciá-las foi a geometria das reflexões: Sf4 apresenta reflexões plano-paralelas similares às da Sf6, exceto as reflexões conturbadas que se verificam no meio da Sf6. As sismofácies estabelecidas foram correlacionadas com padrões de configuração de reflexões de Mitchum Jr. *et al.* (1977a, *apud* Severiano 1977a p.82,87 e 88). Esta configuração forneceu indícios das litologias e dos prováveis ambientes deposicionais que poderiam ser associados às sismofácies observadas na plataforma e talude superior na área sudeste da Bacia de Campos.

A Figura 23 fornece um quadro resumido das principais características das sismofácies identificadas neste trabalho.

Sismofácies	Posição fisiográficas e litologias predominantes
Sf1-Reflexões caóticas, de boa nitidez, baixa amplitude (energia uniforme)	Plataforma continental (embasamento vulcânico), com rochas carbonáticas e arenosos
Exemplo Sísmico	
	
Sf2 - Reflexões contorcidas, de boa nitidez e baixa amplitude (energia variável)	Plataforma continental, com rochas Carbonáticas e arenosos
Exemplo Sísmico	
	
Sf3 - Reflexões Cliniformas progradantes Obliqua a sigmóides (energia variável)	Quebra da plataforma, subsidência passando de lenta a rápida. Sigmóides: subida de nível do mar, com rochas arenosos e carbonáticos
Exemplo Sísmico	
	

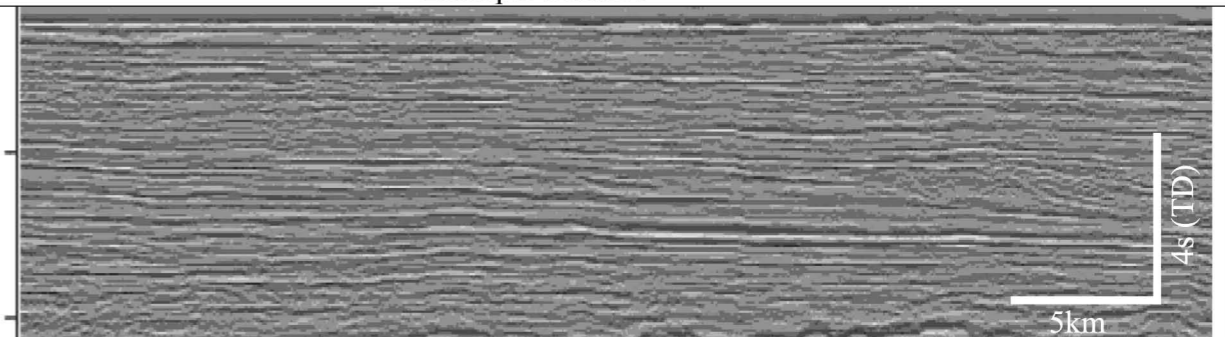
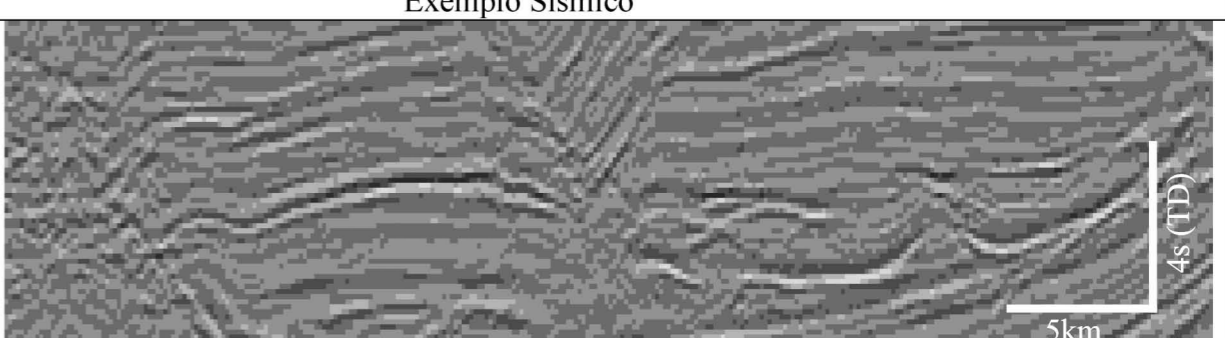
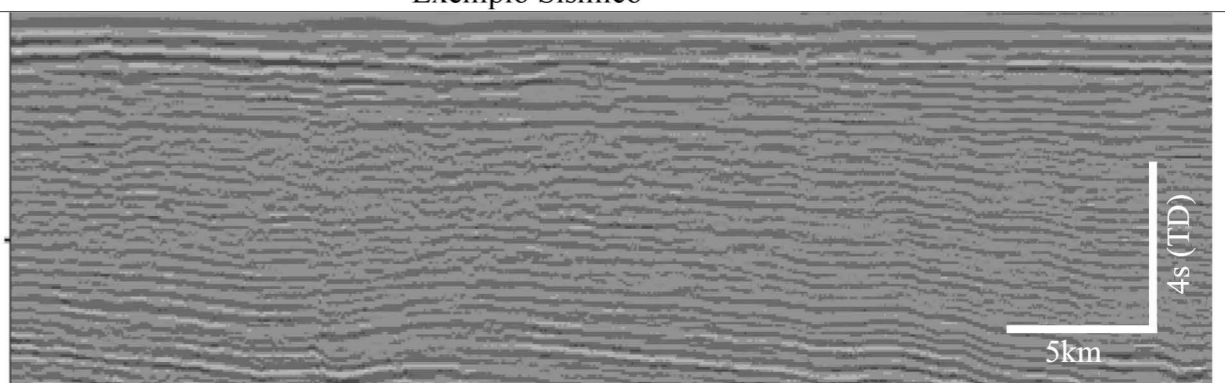
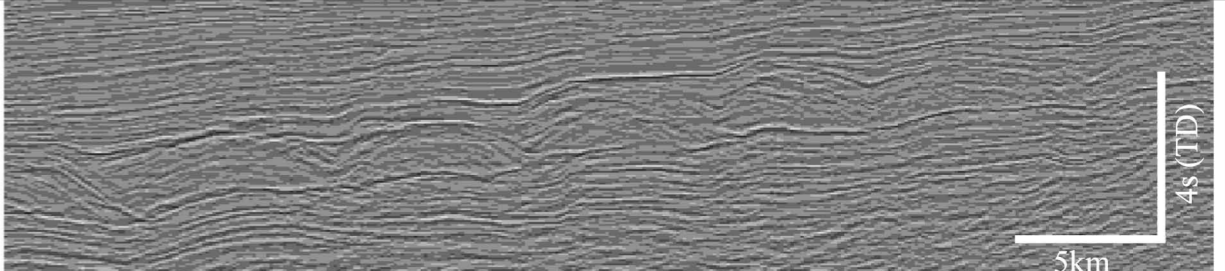
Sismofácies	Posição fisiográfica e litologias predominantes
Sf4-Reflexões plano-paralelas, boa nitidez, alta amplitude e continuidade (alta energia).	Plataforma rasa com predomínio de rochas argilosos e arenosos
Exemplo Sísmico	
	
Sf5-Reflexões lenticulares, continuidade variável, de boa nitidez, alta amplitude (baixa energia)	Plataforma rasa com rochas carbonáticas e folhelhos (Siliciclásticos)
Exemplo Sísmico	
	
Sf6 - Reflexões Plano-paralelas de boa a variável continuidade e boa nitidez, alta amplitude (alternância de alta a baixa energia)	Plataforma externa, com rochas carbonáticas e siliciclásticos.
Exemplo Sísmico	
	
Sf7 - Reflexões onduladas, boa nitidez, amplitude variável (energia variável)	Plataforma/talude, com deposição carbonática, arenosa (lobos turbidíticos)
Exemplo Sísmico	
	

Figura 23: Quadro das sismofácies da plataforma continental da Bacia de Campos na área de estudo. As informações com relação a ambiente deposicional e constituição litológica foram obtidas na literatura.

No quadro resumo a seguir (Tabela 2) são definidas as seis seqüências interpretadas na porção Sul da Bacia de Campos na área de estudo, é apresentado o sumário destas seqüências em termos de suas idades, características sísmicas e ambiente deposicional interpretado além das suas discordâncias limitantes.

Tabela 2. Seqüências sísmicas definidas na área de estudo

Seqüência Sísmica	Idade	Discordância	Características Sísmicas das reflexões	Litologias predominantes
S6	Oligoceno Superior/ Mioceno Inferior /Recente	D6 e D7	Reflexões, Clinofomas progradantes Obliqua a sigmóides	Depósitos de calcarenitos, calcilitos e arenitos
S5	Eoceno Superior/ Oligoceno Superior	D5	Reflexões Plano-paralelas	Depósitos de conglomerados e leques turbidíticos
S4	Cretáceo Superior /Eoceno Superior	D4	Lenticular, Plano-paralela a Subparalela	Deposição de calcilitos e folhelhos. Com a progradação deltaica
S3	Albiano Inferior/ Albiano Superior /Cretáceo Superior	D3	Plano-paralelos a Subparalelos	Deposição de folhelhos, calcilitos e calcarenitos. Margas e turbiditos distais
S2	Aptiano Superior /Albiano Inferior	D2	Onduladas	Sedimentação evaporítico (Anidrita, halita)
S1	Neocomiano / Aptiano Superior	D1	Refletores Paralelos/ Subparalelo, Contorcido e caótico	Deposição de carbonatos e arenitos.

VI. 5 Seqüências e Tratos de Sistemas

O estudo da geometria das seqüências, na plataforma continental a talude superior da Bacia de Campos na área de estudo, permite dizer que no período entre Cretáceo/Terciário, foram depositadas seis seqüências (Tabela 3).

A seqüência S1 esta relacionada com a fase *rifte*, nesta época havia ausência do mar, somente lagos com a sedimentação tipicamente continental. A seqüência S2

(evaporítica) é a que se apresenta mais completa em todas as seções sísmicas da região de plataforma continental a talude superior com trato de sistemas de mar baixo. As seqüências S3, S4 e S5 são representadas basicamente por seus tratos de sistemas de mar baixo. A seqüência S5 corresponde à fase de preenchimento de vales incisos em D6.

Os tratos de sistemas de mar baixo das seqüências S2 a S5 apresentam diferenças entre si. Os tratos de sistemas de mar baixo da S2, S3 e S5 são os que apresentam nitidamente as feições progradacionais, tanto na plataforma como no talude superior na área de estudo. Os tratos de sistemas de mar baixo das seqüências S4 e S5 apresentam reflexões plano-paralelas. A litologia dos tratos de sistemas de mar baixo é predominantemente de carbonatos e arenitos.

O trato de sistemas de mar baixo da S2 tem composição litológica homogênea (evaporítica) inferida pelo padrão de sismofácies Sf2 e Sf7. Os tratos de sistemas de mar baixo da área de estudo apresentam as sismofácies Sf1, Sf2, Sf3, Sf4, Sf6 e Sf7.

Os tratos de sistemas de mar baixo da S5 apresentam reflexões oblíquas e são constituídos provavelmente por sedimentos finos; a seqüência S5 corresponde à fase de preenchimento dos vales incisos em D6 e em alguns trechos da plataforma continental mediana são observados vales incisos que podem corresponder ao final da deposição do trato de sistemas de mar baixo com sedimentos carbonáticos e arenosos e sismofácies Sf3 e Sf4, assumindo os padrões de configuração de reflexões de Mitchum Jr. *et al.* (1977 *apud* Severiano, 2001, p.82,87 e 88).

Tabela 3: Informações obtidas a partir do estudo sismoestratigráfico da plataforma ao talude superior da Bacia de Campos, na área de estudo-Cretáceo a Terciário. As idades foram obtidas entre dados de poços e literaturas.

	Trato de sistemas	Sedimentação	Sismofácies
S6	Trato de sistemas de mar alto (fase final) e trato de sistemas de margem da plataforma (fase inicial)	Sedimentos carbonáticos e arenoso	Sf3 e Sf4
S5	Trato de sistemas de mar baixo	Sedimentos conglomerados e arenosos	Sf3 e Sf4
S4	Trato de sistemas de mar baixo	Sedimentos carbonáticos e argilosos	Sf4, Sf5 e Sf7
S3	Trato de sistemas de mar baixo	Sedimentos argilosos, carbonáticos e arenosos.	Sf2 e Sf6
S2	Trato de Sistemas de mar baixo	Sedimentos evaporíticos	Sf2 e Sf7
S1	Formação de lagoas	Sedimentos carbonáticos e arenosos	Sf1 e sf2

Os tratos de sistemas de mar alto e/ou de margem de plataforma da S6 apresentam a progradação caracterizada com refletores em forma sigmoidal-oblíqua e representam uma mistura de sedimentos carbonáticos e arenosos, indicadas pelas sismofácies Sf3 e Sf4.

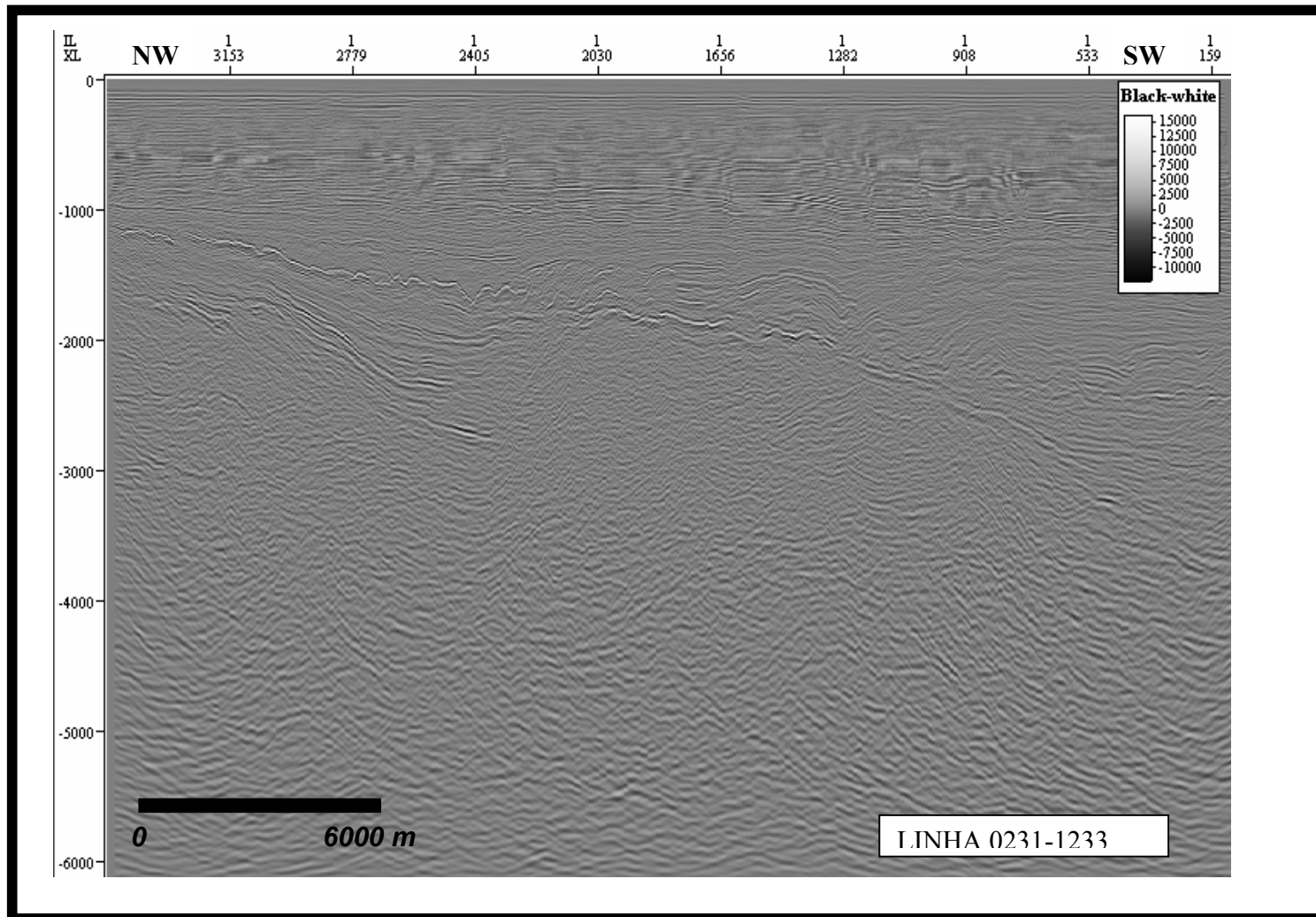


Figura 24 - Seção sísmica **NW-SW** não interpretada, Mostrando a porção do embasamento vulcânico. Notar que os pacotes Sedimentares apresentam reflexão plano-paralela a subparalelos de alta amplitude na porção Sudoeste (**SW**). Observa-se que o embasamento é bem afetado pelas falhas do *rifts* e a porção inferior apresenta forma côncava.

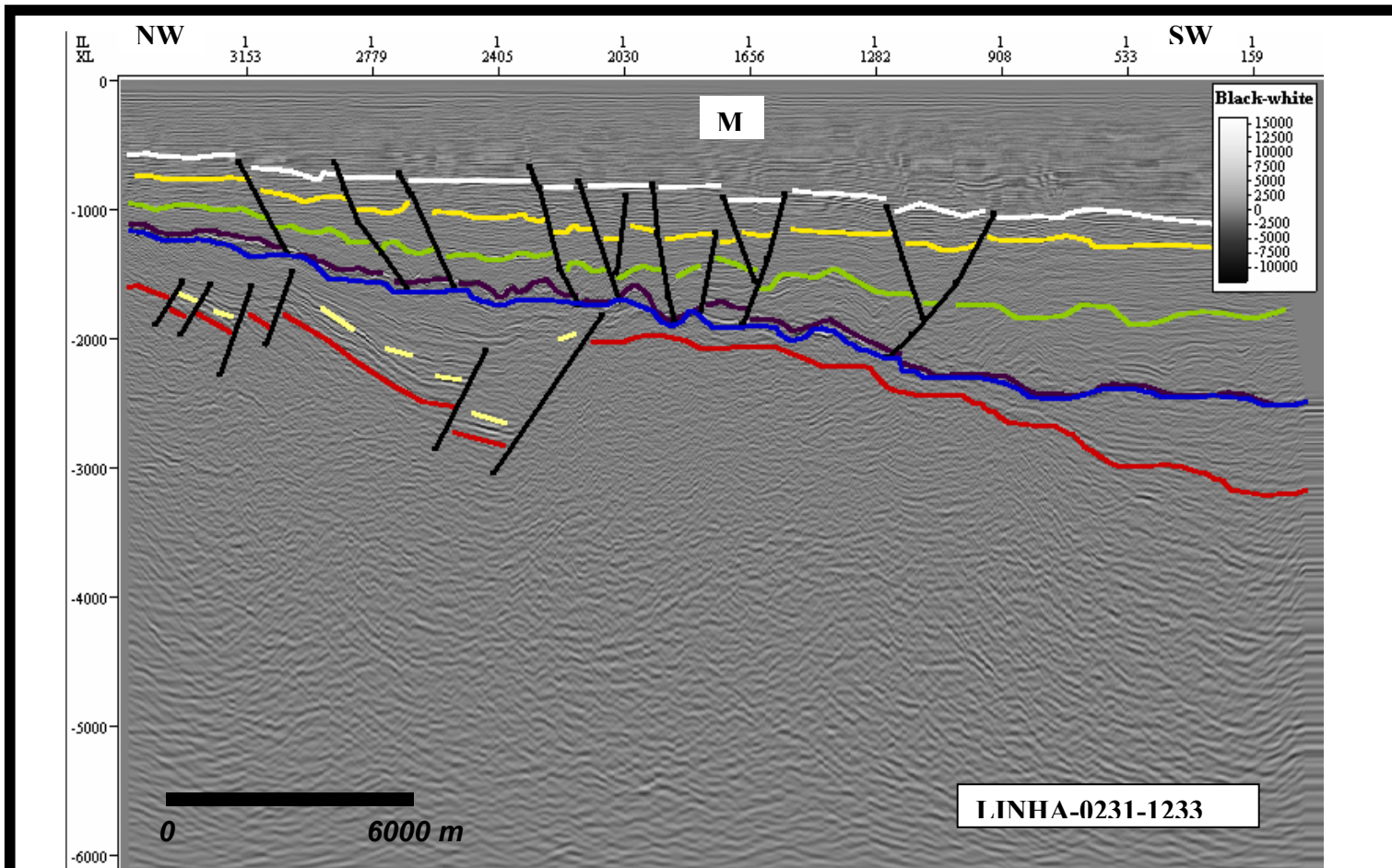


Figura 24 A - Seção sísmica NW-SW interpretada,

	D1. Topo do Embasamento
	D2. Base dos Evaporitos
	D3. Topo dos Evaporitos
	D4. Topo do Cretáceo
	D5. Topo do Eoceno
	D6. Topo de Oligoceno
	M. Mioceno até Recente

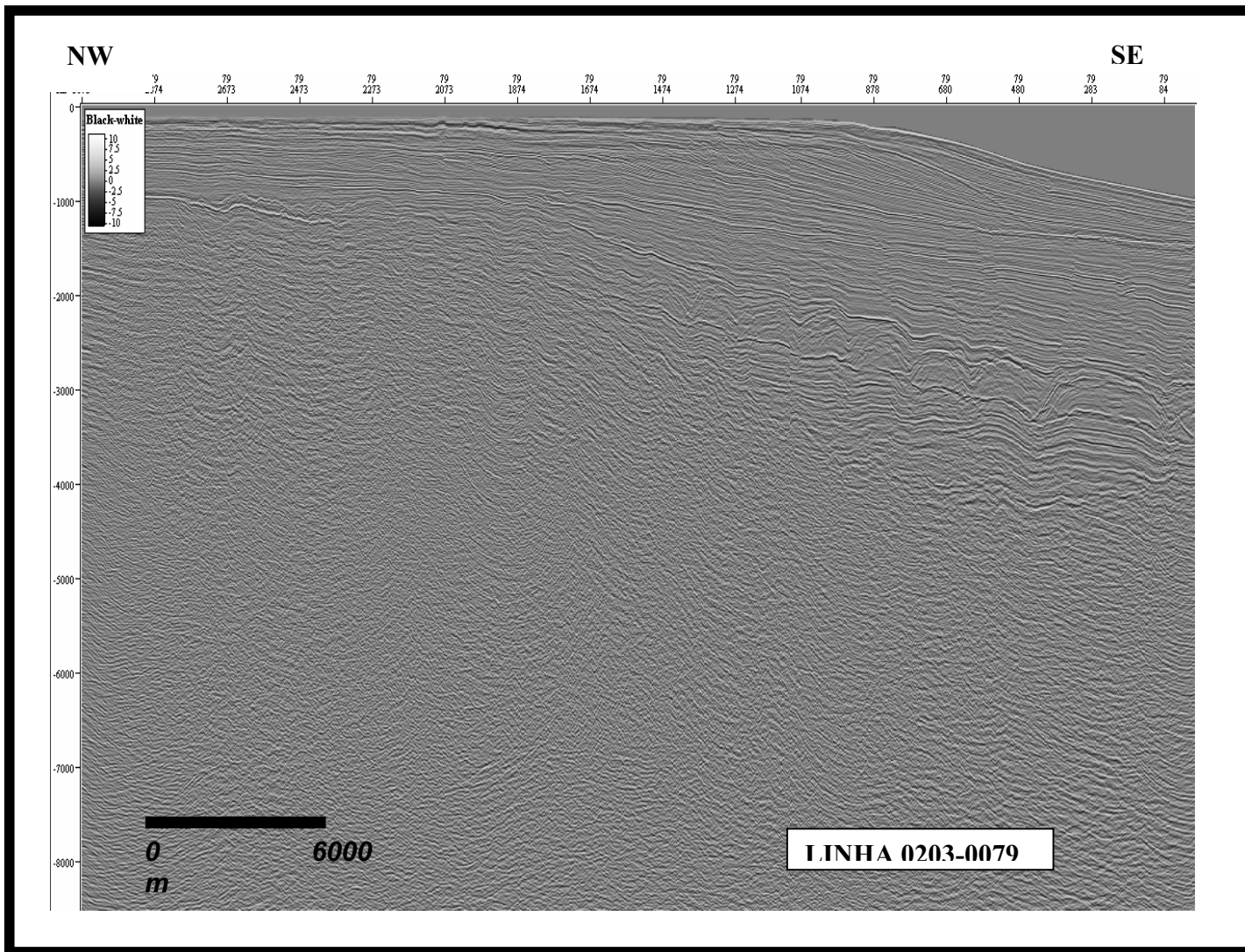


Figura 25 - Seção sísmica NW-SE não interpretada, localizado na quebra da plataforma continental. Observa-se que na seqüência superior na linha interpretada (D2 e D3) o padrão de reflexões são onduladas, com boa nitidez com uma amplitude e energia variável. A seção representa a região compreendida pela porção superior do talude, próximo à quebra da plataforma.

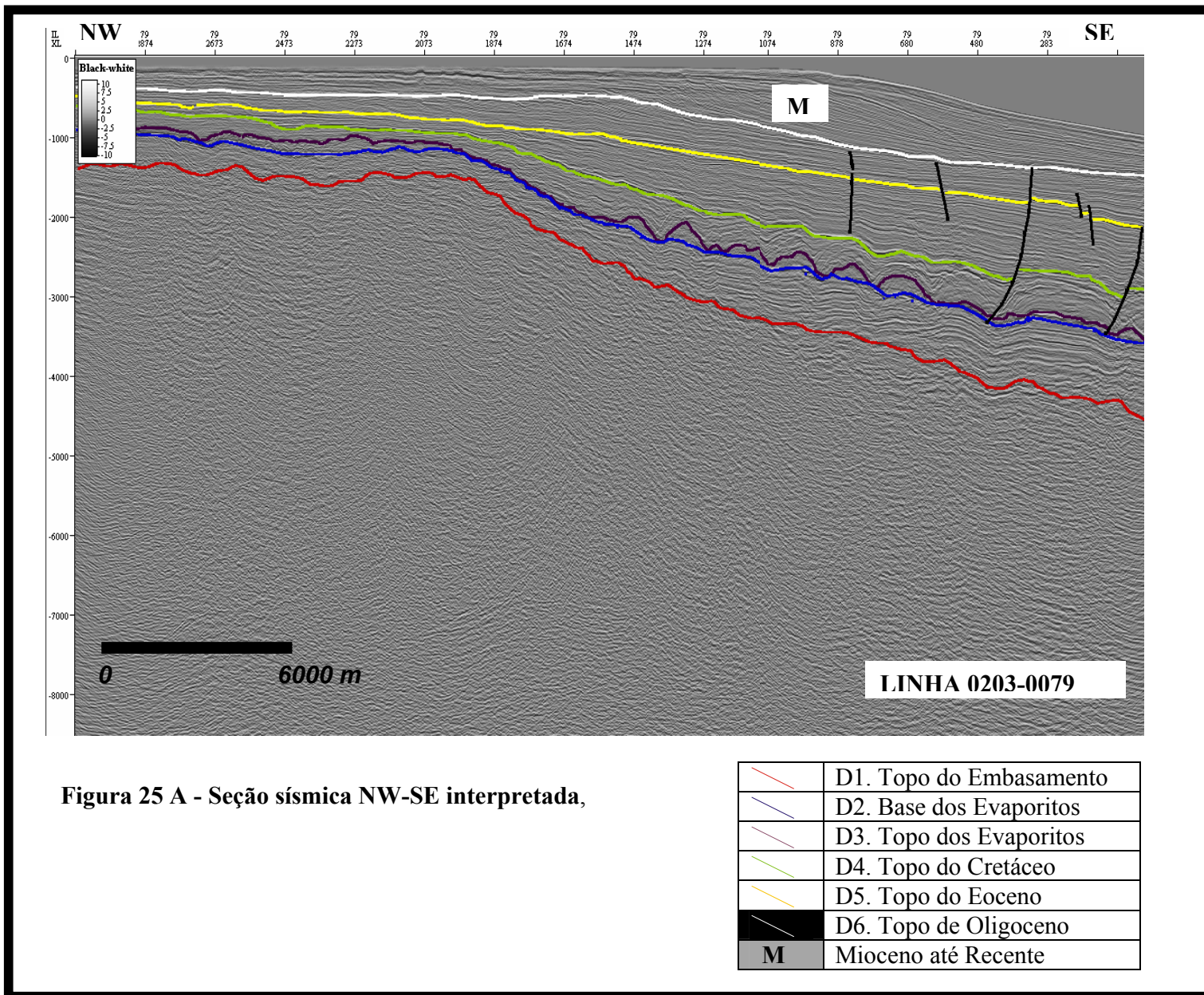


Figura 25 A - Seção sísmica NW-SE interpretada,

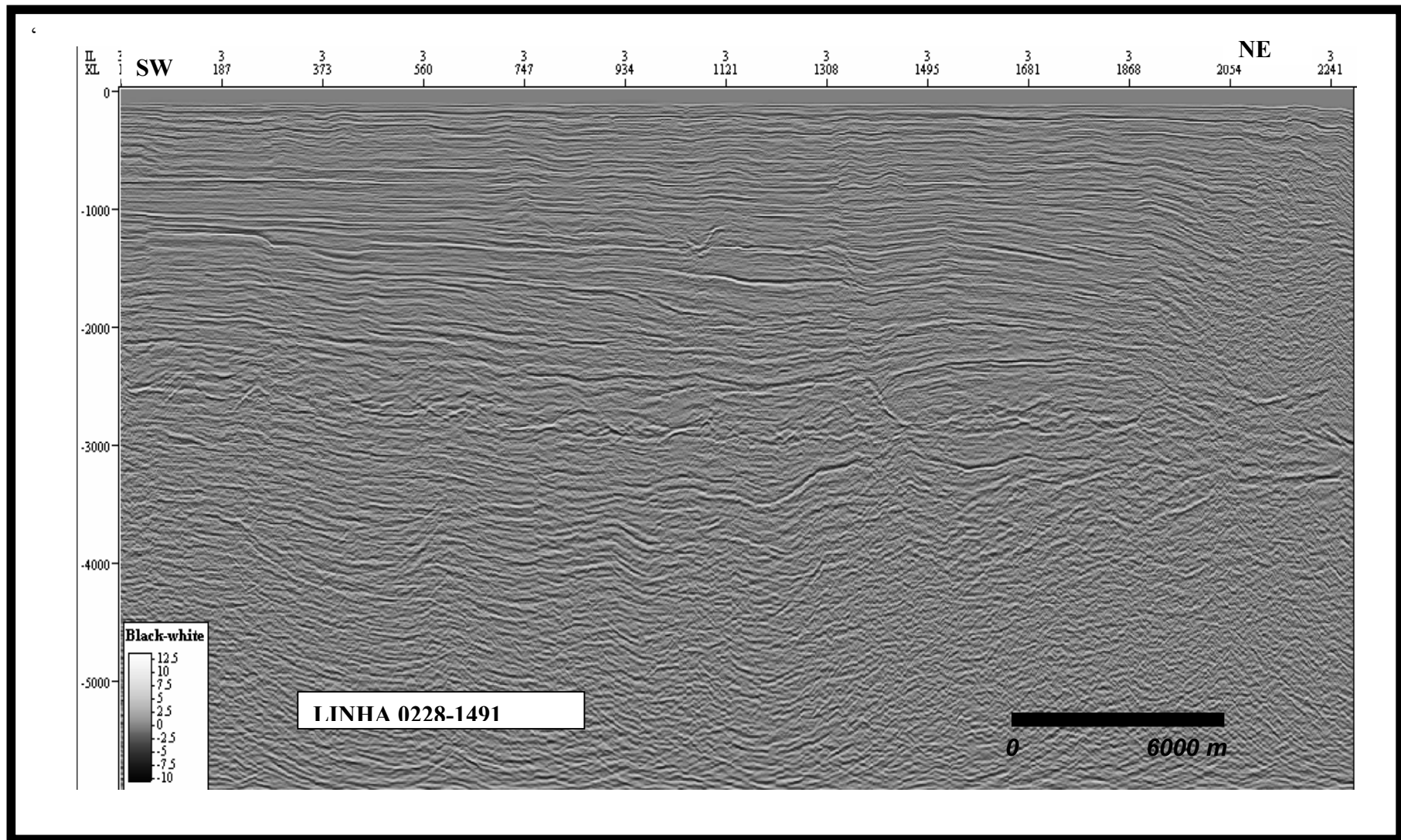


Figura 26-Seção sísmica SW-NE não interpretada, localizado no talude superior da Bacia de Campos. Mostra as principais características internas dos refletores correspondentes à seqüência mapeada. Notar sobre tudo a mudança de caráter sísmico dos refletores nos pacotes da porção de plataforma que passam de plano-paralelos a subparalelos e de caótica, nos pacotes da quebra de plataforma. A continuidade lateral das reflexões vai truncando com a feição.

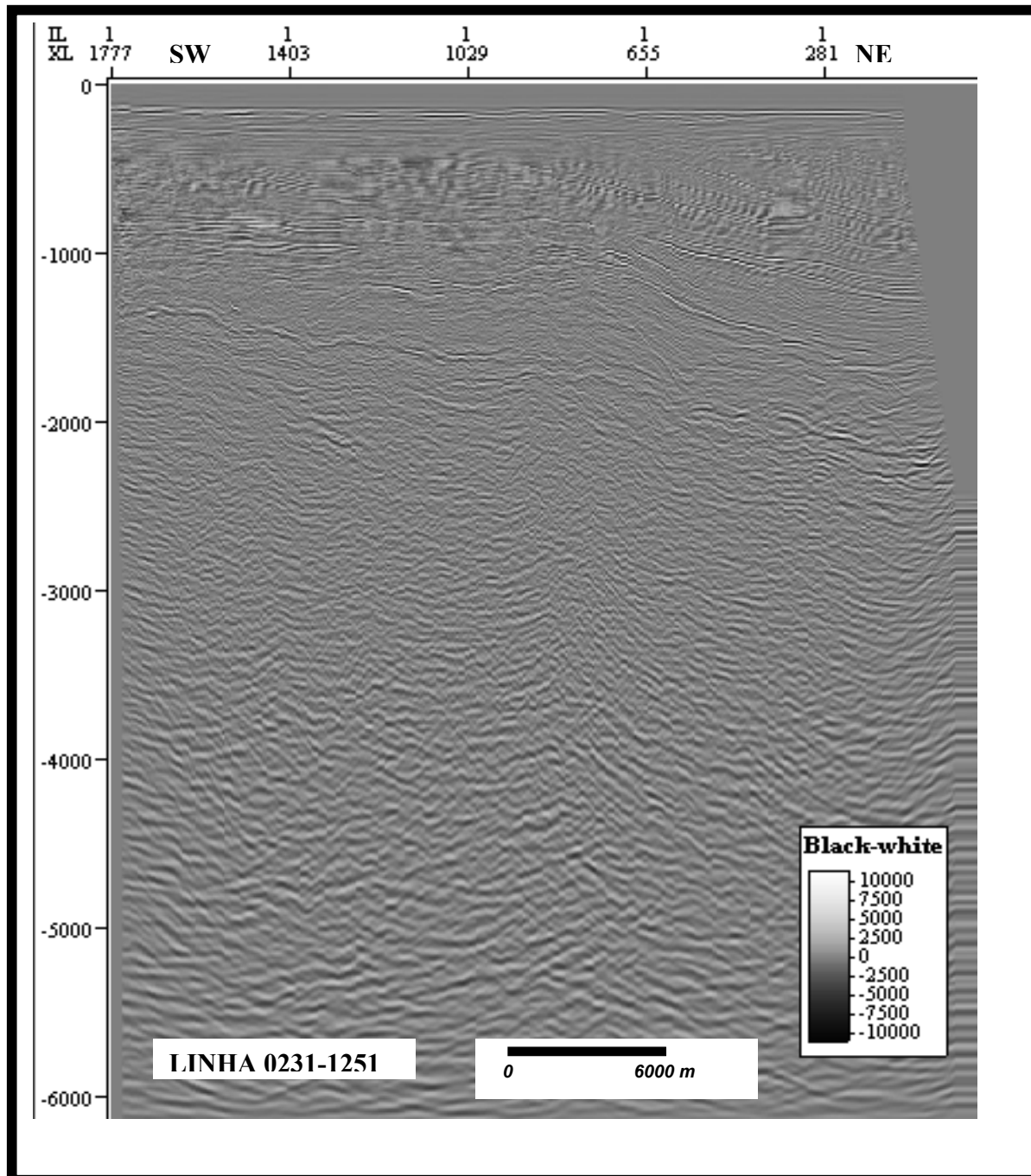


Figura 27 - Seção sísmica SW-NE não interpretada, localizada na plataforma continental da Bacia de Campos. Notam-se diferentes caracteres sísmicos dos refletores que passam de plano-paralelos para lenticulares e um soerguimento característico na parte NE

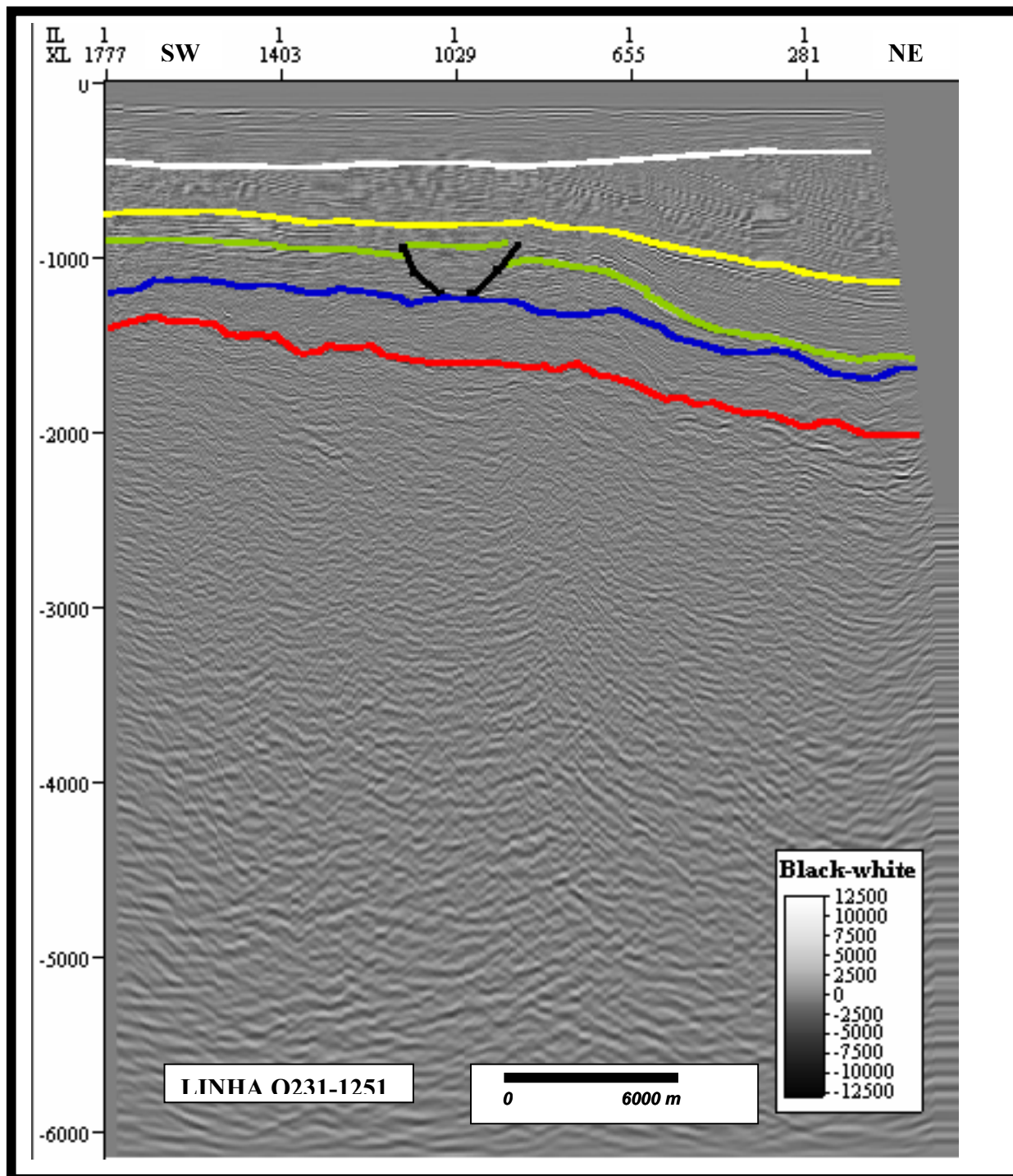


Figura 27 A- Seção sísmica SW-NE interpretada,

	D1. Topo do Embasamento
	D2. Base dos Evaporitos
	D3. Topo dos Evaporitos
	D4. Topo do Cretáceo
	D5. Topo do Eoceno
	D6. Topo de Oligoceno
	M Mioceno até Recente

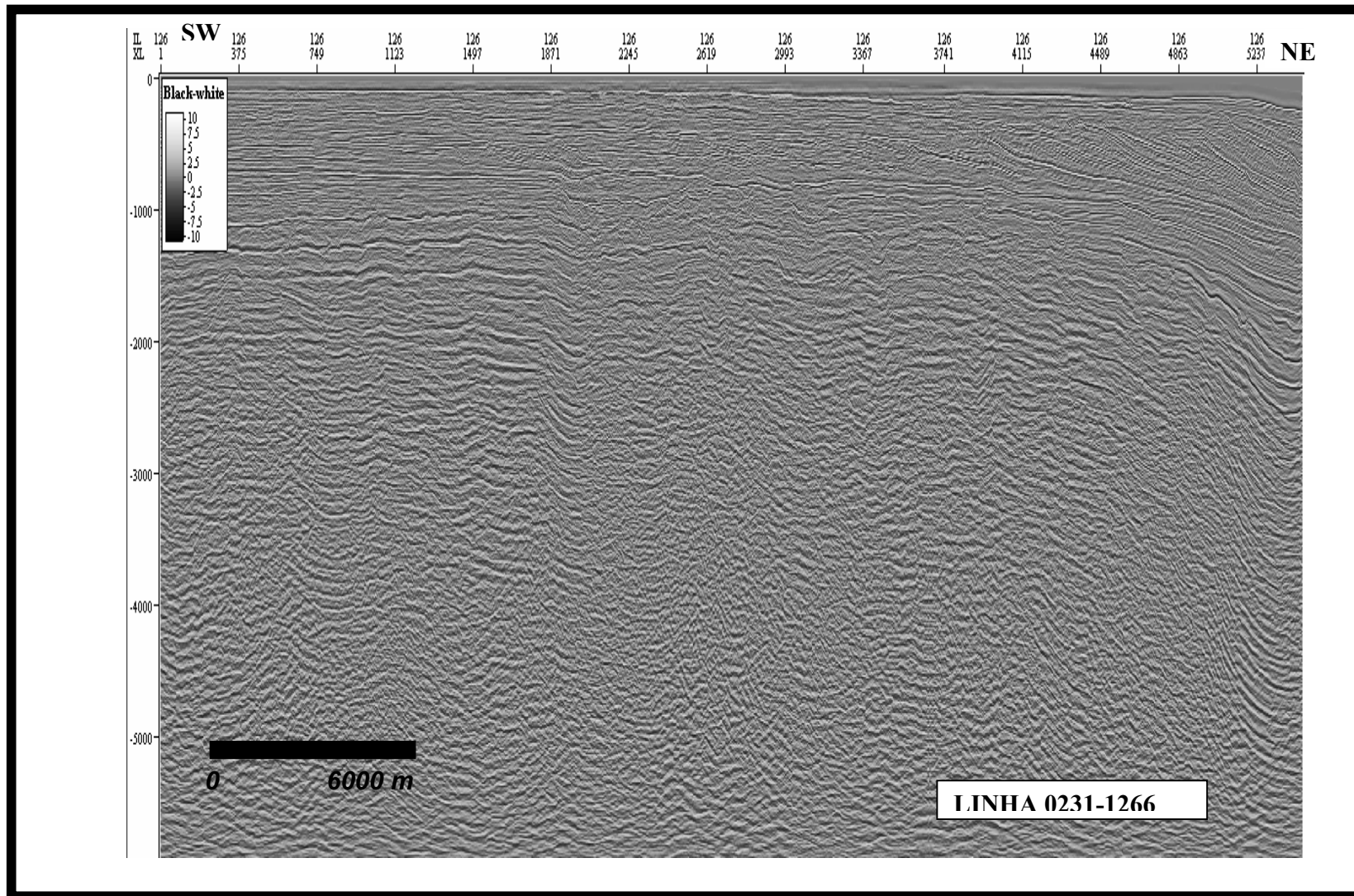


Figura 28 - Seção sísmica SW-NE não interpretada, localizada na quebra da plataforma da Bacia de Campos. Observa-se progradações contínuas dos refletores até o topo D7. Observam-se refletores plano-paralelos na porção Sudoeste (SW), mini-bacias, erosões provocadas pelas correntes de turbidez e fluxos gravitacionais.

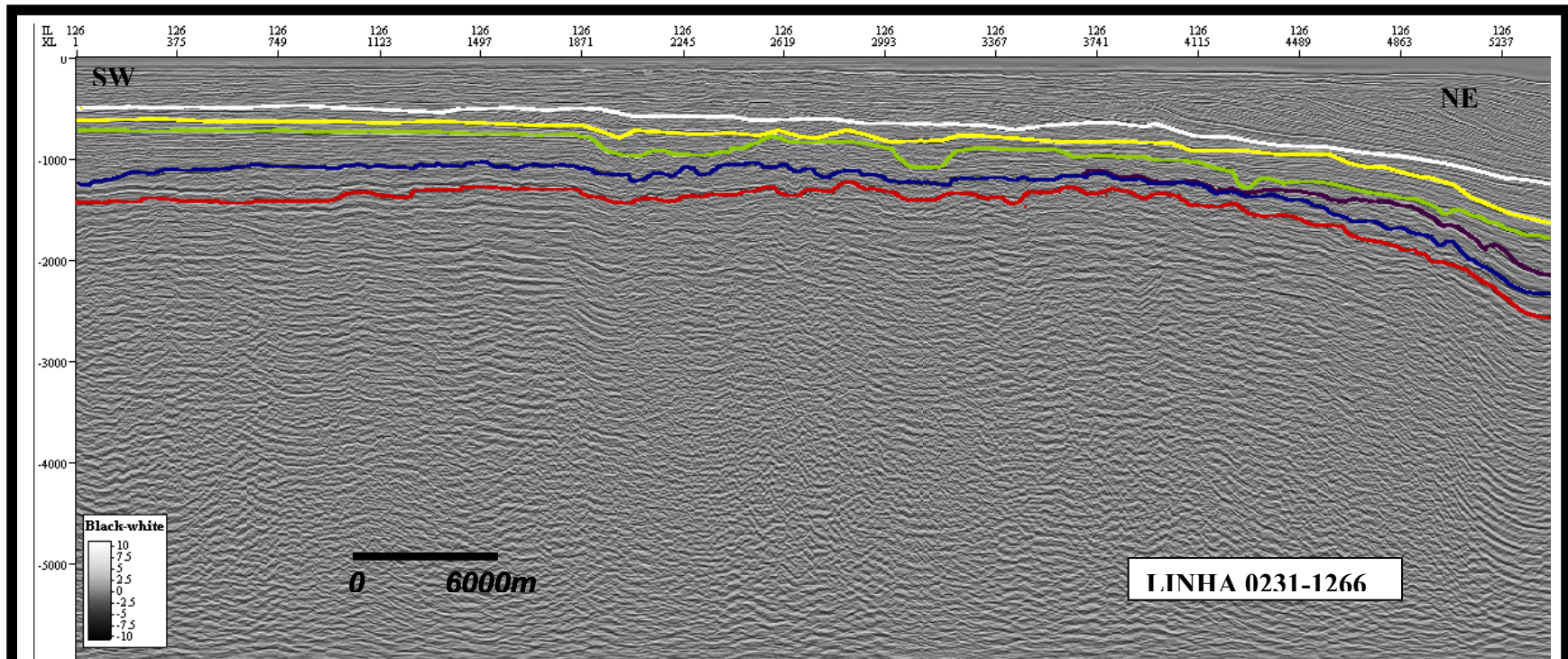


Figura 28 A-Seção sísmica SW-NE interpretada

	D1. Topo do Embasamento
	D2. Base dos Evaporitos
	D3. Topo dos Evaporitos
	D4. Topo do Cretáceo
	D5. Topo do Eoceno
	D6. Topo de Oligoceno
	M. Mioceno até Recente

VII. INTEGRAÇÃO DE RESULTADOS

Como apontamos anteriormente, foram observadas sete discordâncias ou limites de seqüências no pacote sedimentar da plataforma continental a talude superior da Bacia de Campos na área de estudo, as discordâncias foram denominadas D1, D2, D3, D4, D5, D6 e D7. A maioria das discordâncias é considerada como discordâncias do tipo 1 por apresentar erosões subaéreas, de acordo com a classificação proposta por Posamentier & Vail (1988).

As idades relativas das discordâncias foram obtidas através da bibliografia e dos poços de apoio. As seis seqüências mapeadas podem ser agrupadas em duas megasseqüências inferior e superior que se diferenciam por um grande contraste no caráter dos pacotes sedimentares.

VII. 1 Geometria das Seqüências Depositionais Eoceno/Oligoceno/Mioceno do Sul da Bacia de Campos, na Área de Estudo.

Há 25 anos, o desenvolvimento da Estratigrafia Sísmica e Estratigrafia de Seqüência modificou profundamente a análise e a compreensão dos sistemas sedimentares no meio científico. Estes conceitos foram desenvolvidos em primeiro lugar sobre as margens passivas, progressivamente criou questionamento sobre o impacto na taxa de acomodação sedimentar na arquitetura dos ciclos estratigráficos, frequência, amplitude destes ciclos e os períodos de preservação dos ambientes continentais e turbidíticos. Neste item, o propósito é de discorrer brevemente acerca da geometria das seqüências dentro de um ciclo de variação da taxa de acomodação sedimentar, após identificar e hierarquizar tipos de seqüências e avaliar a variação da acomodação.

O Paleógeno e Neógeno se encontram na megasseqüência marinha e se dividem em Paleoceno/Eoceno/Oligoceno; Mioceno/ Plioceno. Durante o Eoceno Inferior médio, o soerguimento da Serra do Mar proporcionou fortes aportes sedimentares de terrígenos e, durante o Eoceno Superior, houve forte subida relativa que conduziu os depósitos de argilas hemipelágicas para um ambiente batial.

Devido aos fortes aportes sedimentares, a seção do Eoceno/Oligoceno da Bacia de Campos apresenta uma arquitetura distinta dos modelos clássicos de margens passivas. No período de grande criação de espaço disponível para sedimentação e de fraco aporte sedimentar (ciclo da ordem de 12 Ma), a fisiografia é do tipo de rampa, com o trato de sistemas transgressivo e de mar alto, sendo que o desenvolvimento de trato de sistemas de margem de plataforma e os depósitos turbidíticos é fraco a inexistente. (Pinheiro Moreira *et al*, 2001). No período de fraca criação do espaço disponível e forte aporte sedimentar na ordem de 12Ma, a fisiografia é do tipo inclinado com o trato de sistemas transgressivo agradante e o trato de sistemas de mar baixo expressivo; as instabilidades gravitacionais, do tipo de escorregamentos sedimentares, se desprendem nas épocas transgressivas e de mar alto (Pinheiro Moreira *et al.*, 2001).

A definição de uma seqüência deposicional a partir dos dados geométricos, obtidos das linhas sísmicas, pode ser realizada de duas maneiras diferentes: (1) por estudo das terminações dos refletores e (2) por migração (progradação ou retrogradação) no continente ou no mar das cunhas sedimentares e mais particularmente na sua ruptura em alta inclinação (*offlap-break*). A migração de cunhas em direção ao mar constitui a progradação e a migração em direção ao continente constitui a retrogradação. Uma ruptura na progradação, com erosão no domínio continental e a migração em direção ao mar constitui a *offlap-break* marca a superfície de não-conformidade e separa os tratos de sistemas mar alto e baixo ou de margem de plataforma, segundo a extensão da superfície de não-conformidade.

No Caso da Bacia de Campos, as discontinuidades regionais, as mais marcadas, são as superfícies de primeira inundação (inversão de tendência entre a progradação e a retrogradação). Definiremos então as seqüências entre as duas superfícies sucessivas (seqüências transgressivas-regressivas).

O quadro geral da arquitetura das seqüências está resumido nas Figuras 29 e 30. Segue-se abaixo:

VII. 1.a. Geometria de seqüências deposicionais

Pelo menos duas ordens de arquitetura sedimentar (ciclo estratigráfico) podem ser consideradas (Figuras 29a e 29b). Foram observadas duas seqüências bem marcadas com tratos de sistemas (1 e 2 nas Figuras 29a e 29b) e nas Figuras 30a e 30b foram observadas três seqüências (notadas 1, 2 e 3). As seqüências deposicionais 1 e 2 da Figura 29 apresentam uma arquitetura similar. As seqüências 2 e 3 da Figura 30 apresentam também uma arquitetura similar, diferente da seqüência 1 da mesma figura, sugerindo, provavelmente, que estas seqüências foram empilhadas num ciclo com a duração superior estimativamente a 12 Ma.

VII. 1.b. Geometria das seqüências 2 e 3

As seqüências 2 e 3 apresentam clinofomas bem marcadas associadas à configuração em rampa (Figuras 29c e 30c). O trato de sistemas transgressivo é caracterizado pela passagem ao longo do mesmo plano de fácies da plataforma, talvez seja associada também a fácies mais ou menos caóticas, sugerindo um sistema turbidítico. O trato de sistemas de mar alto é caracterizado por clinofomas comuns de fraco ângulo (aparentemente de 1,5 graus), com um *downlap* pouco expressivo. O trato de sistemas de margem de plataforma é caracterizado por clinofomas com configuração sigmoidal-oblínua, com um *downlap* bem expressivo (com uma inclinação máxima de 3,5 graus).

VII. 1.c Geometria da Seqüência 1 (Figura 30 c)

Os tratos de sistemas transgressivos e de mar alto são afetados por escorregamentos de massa no flanco da ruptura da inclinação (Figura 30 1c), o trato de sistemas de mar baixo está bem individualizado com *downlap* sobre fácies turbidíticos (inclinação de clinofomas: 4^a à 5^a).



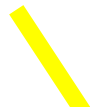


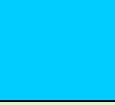


O ciclo de duração de 12 Ma se decompõe por um trato retrogradante que corresponde ao trato transgressivo da seqüência (1) e tem um trato progradante, que corresponde aos tratos de sistemas de mar alto e de margem de plataforma da seqüência. A superfície de não conformidade maior corresponde à passagem de uma geometria de rampa a uma geometria inclinada.

Figura 29.

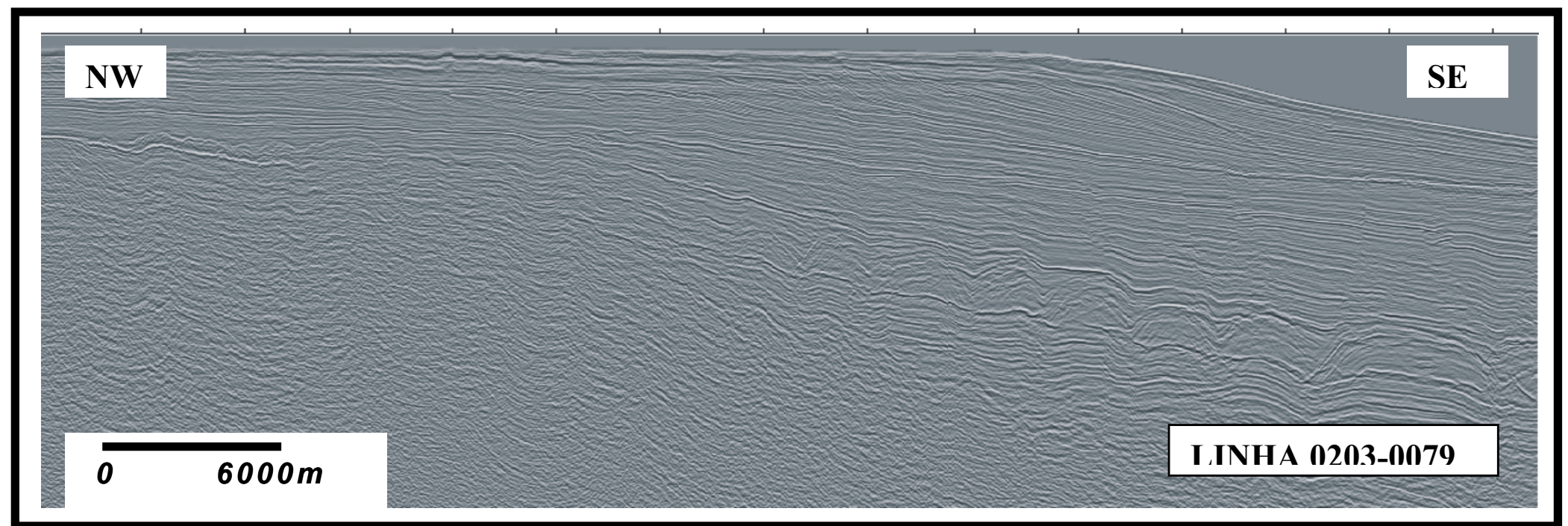
A. Linha sísmica não interpretada.

B. Descontinuidades

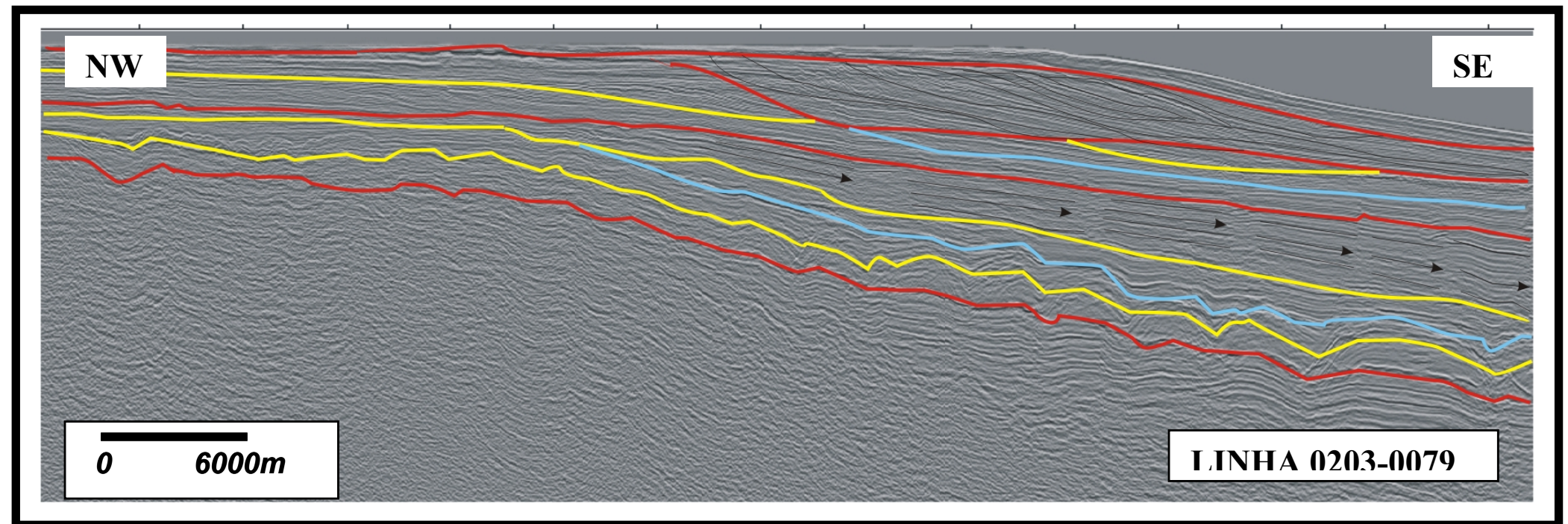
C. Tratos de sistemas deposicionais

	Superfície da primeira inundação ("Flooding Surface": FS)
	Superfície não deposicional (Unconformity)
	Superfície de máxima inundação (Maximum Flooding Surface)
	Superfície de deslizamento na borda de talude ou clinofomas
	Trato de Sistemas de Margem de Plataforma e Trato de Sistemas de Mar Baixo
	Trato de Sistemas de Mar Alto
	Trato de Sistemas Transgressivo
	Turbiditos
1e2	Seqüência Depositional

A



B



C

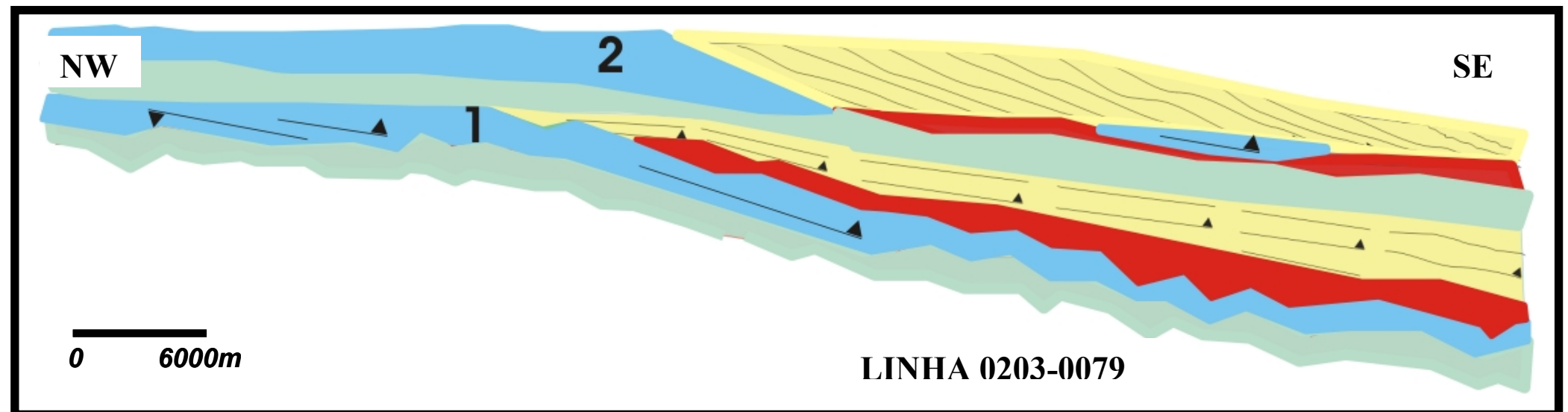










Figura 30.

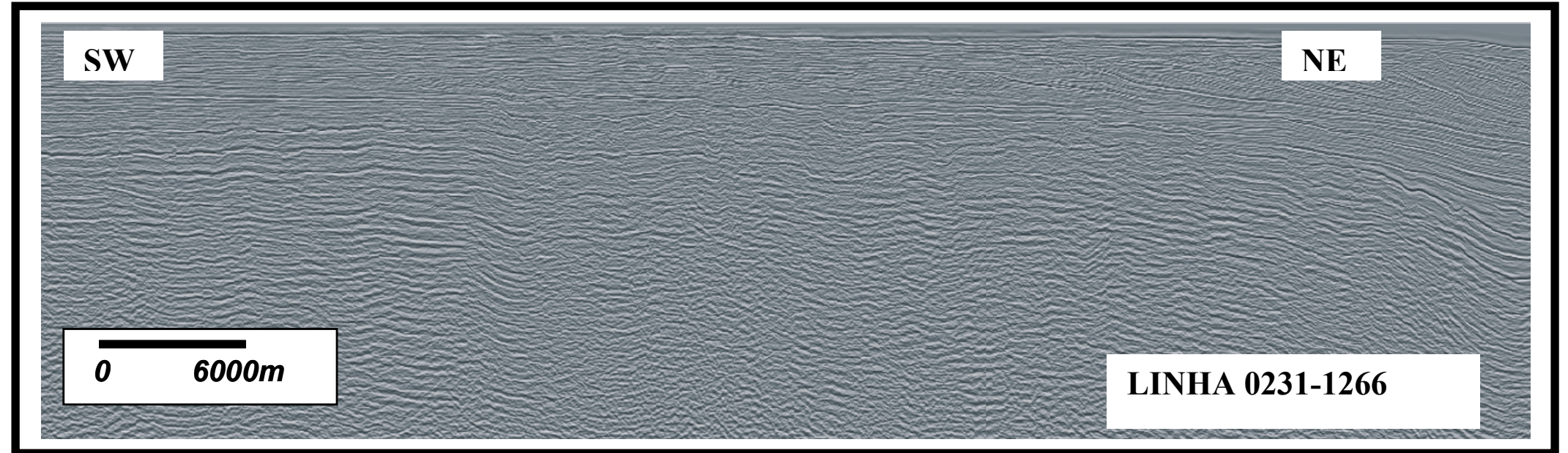
A. Linha sísmica não interpretada

B. Descontinuidades

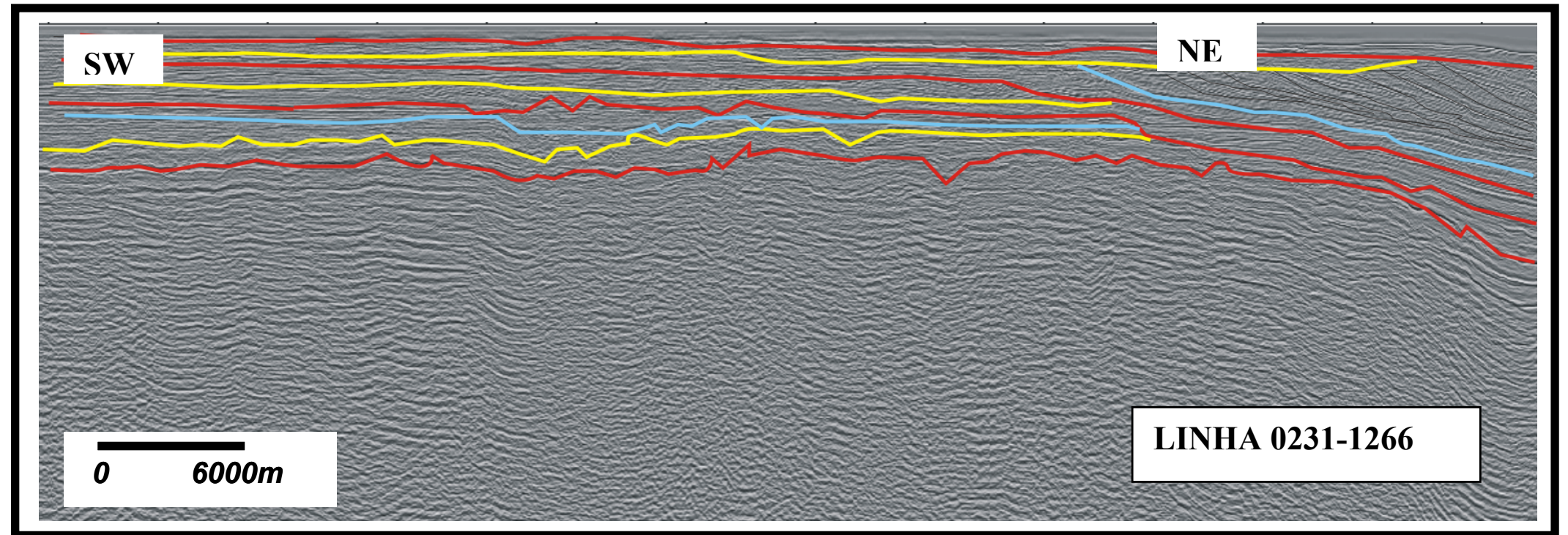
C. Tratos de sistemas deposicionais

	Superfície da primeira inundação ("Flooding Surface": FS)
	Superfície não deposicional (Unconformity)
	Superfície de máxima inundação (Maximum Flooding Surface)
	Superfície de deslizamento na borda de talude ou clinofomas
	Trato de Sistemas de Margem de Plataforma e Trato de Sistemas de Mar Baixo
	Trato de Sistemas de Mar Alto
	Trato de Sistemas Transgressivo
	Turbiditos
1e2	Seqüência Depositional

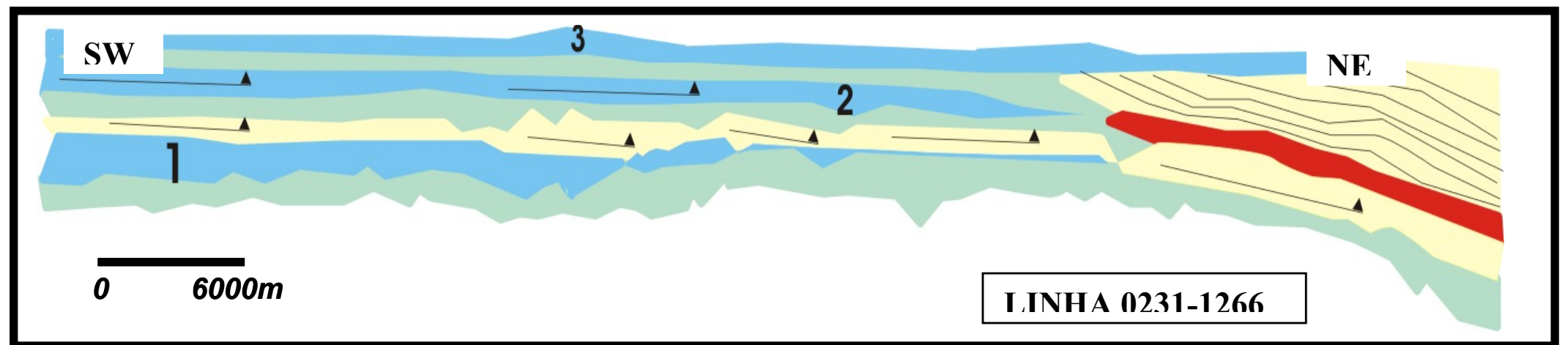
A



B



C



VII. 2 Evolução Sedimentar da Plataforma Continental ao Talude Superior do Cretáceo ao Terciário

A ruptura do supercontinente Gondwana produziu um sistema de *rift valleys* alongado na direção S/SW-N/NE, onde se desenvolveram grábens, horstes e meio-grábens, limitados por falhas sintéticas e antitéticas orientadas de acordo com essa direção (Dias *et al.*, 1990). Durante esta fase foi depositada uma seqüência continental composta por sedimentos siliciclásticos e carbonáticos da Fm. Lagoa Feia (Barremiano), na Bacia de Campos.

Na linha sísmica 31-1233 (Figuras 17 e 24) notam-se evidências deste evento, com ocorrência de falhas sintéticas e antitéticas. O topo do embasamento apresenta configurações típicas que se desenvolveram em sistema de *rifte*. A primeira discordância observada em todas as seções sísmicas foi denominada D1 e limita à base das seqüências S1 a S6.

Sugere-se que as falhas normais que afetam o limite inferior (D1) da seqüência S1, bem como a feição aqui atribuída à Falha de Charneira de Campos, definem que a gênese desta seqüência relaciona-se aos grandes esforços distensivos que originaram a separação do continente Gondwana. As sismofácies características Sf1 e Sf2 indicam predomínio de sedimentos continentais.

Na seção sísmica 03-0079 (Figuras 18 e 25), são observadas as fácies sísmicas com configurações contorcidas onduladas (sismofácies Sf2 e Sf7) (Figura 18). É de salientar que a discordância D2 é uma discordância de importância capital que separa dois grandes eventos importantes de estilos de deformação: os inferiores que são identificados pelas falhas normais da fase *rifte* e outro domínio superior identificado pela tectônica halocinética.

O pacote evaporítico da seqüência S2, associado à fase transicional (golfo), foi depositado em ambiente lagunar sob relativa quiescência tectônica. Sua movimentação posterior foi de grande importância na formação de estruturas e na distribuição fáciesológica dos sedimentos marinhos sobrepostos a ele. Nessa, fase na Bacia de Campos, foi depositada a seção evaporítica da Fm. Lagoa Feia (Barremiano), constituída principalmente por anidrita e halita.

O limite superior da seqüência S2 (D3), foi gerado a partir da elevação do

nível mar ocorrido no limite entre Aptiano Superior/Albiano Inferior. Em termos de litologia, observa-se a deposição de ciclos de carbonatos que se repetem e nota-se o estreitamento da camada evaporítica na plataforma e talude superior em todas as seções sísmicas. Este estreitamento coincide com a mudança na direção regional da zona de diápiros para SSW-NNE. Na Bacia de Campos, observa-se que este período correspondente à deposição de carbonatos de água rasa da Fm Macaé Inferior em ambiente nerítico raso (Spadini *et al.*, 1988), na forma de rampa carbonática, em *onlap* contra o continente. Brito (1987) assinala que os dados paleoecológicos indicam que a sedimentação na Bacia de Campos desenvolveu-se em clima quente e seco, meio hipersalino, sob águas tépidas, ainda em ambiente restrito e raso (paleobatimetria entre 0 e 50 m), na forma de um longo mar epicontinental.

Observa-se na área, por exemplo, nas seções das Figuras 17 e 24 que as falhas afetaram a camada evaporítica, tanto como os pacotes sedimentares se sobrepuseram à mesma, indicando que à medida que os pacotes sedimentares do pós-Aptiano se sobrepunham ao sal, os processos de acomodação aconteciam simultaneamente, com falhamentos e dobramentos associados. Assim, considerando-se que este processo estava em fase inicial (pequena sobrecarga), os sedimentos teriam se restringido aos pequenos baixos recém formados nesta região. As seqüências sedimentares que sucederam preencheram da mesma forma os baixos formados entre os evaporitos até atingir o ponto de equilíbrio, onde os sedimentos passam a depositar-se em toda região cobrindo os evaporitos.

Na seqüência S3, observa-se a estruturação de falhamentos da tectônica salífera, originada pela sobrecarga de sedimentos e provável basculamento da bacia, com fácies sedimentares constituídas por calcilitos e margas que foram depositados em resposta à acentuada subida do nível do mar que ocorreu durante o Albiano Superior, representando a sedimentação pelágica de Spadini *et al.* (1988). Este episódio na Bacia de Campos corresponde à sedimentação da Fm. Macaé Superior (Bota).

A seqüência S3 (Figuras 19 e 26), do Topo do Albiano Superior ao Topo do Cretáceo, marca o estabelecimento definitivo das condições oceânicas. Esta seqüência é constituída por depósitos em forma de cunha com configuração interna de refletores plano-paralelos a sub-paralelos, que gradam para um pacote acusticamente transparente, com truncamentos localizados na discordância que lhe superpõe; na

base, observa-se o *onlap* sobre a discordância inferior. Os depósitos sedimentares desta seqüência são constituídos por folhelhos, margas e arenitos turbidíticos. A estruturação ainda é influenciada por falhamentos lístricos, porém com movimentação halocinética reduzida em comparação aos eventos anteriores. Na Bacia de Campos, o padrão sísmico desta seqüência é caracterizado por retrogradação deposicional, com *onlap* contra o continente, com a deposição sedimentar de folhelhos, margas e arenitos. Também, segundo Viviers & Azevedo (1988), neste intervalo tanto a Bacia de Campos como a de Santos, estiveram sob a influência do evento anóxico observado nas porções profundas da margem continental, denotando seu caráter global.

O aporte sedimentar máximo da Bacia de Campos ocorreu no Terciário Superior (Oligoceno), indicando uma migração dos depocentros diácronos da Bacia de Campos para Santos. Tal migração influenciou a evolução termal contrastante dos sedimentos previamente depositados em ambas as bacias e controlou os estilos de tectônica salífera (Mohriak, 1991).

Na Bacia de Campos, no intervalo compreendido entre o Paleoceno e Eoceno, ocorreu o afundamento dos sistemas deposicionais, com altas taxas de subsidência e pequeno volume de sedimentação clástica (Mohriak, 1988). Nesse intervalo houve a formação de discordâncias regionais, resultantes de eventos erosivos ou *bypass* associado a correntes submarinas, concomitantes a movimentação salífera. Fluxos gravitacionais propiciaram a formação de mini-bacias onde se depositaram arenitos turbidíticos.

As configurações lenticulares observadas na seção 31-1251 da seqüência S4 (Figura 20) são características perfeitamente associáveis com a Bacia de Campos, onde se verifica o Terciário tipicamente progradantes com padrão de *offlap* em direção as águas profundas e com importante contribuição de sedimentos siliciclásticos provenientes do continente (Serra do Mar) (Guardado *et al.*, 1989).

Na Bacia de Campos, do Paleoceno ao recente houve intensa atividade halocinética que foi pronunciada em lâminas de água mais profundas. A variação eustática global controlou o desenvolvimento da bacia nesse intervalo, com a progradação regional de fácies marinha de águas rasas sobre sedimentos de águas profundas. A sedimentação turbidítica atingiu grande desenvolvimento no Eoceno e

no Oligoceno. Os turbiditos eocênicos foram formados pela remobilização de sedimentos siliciclásticos plataformais por fluxos gravitacionais devido a reativações tectônicas e halocinética, ao passo que os turbiditos do Oligoceno são correlacionáveis às variações globais do nível do mar, já que, nesse período, ocorreu uma relativa diminuição da tectônica salífera (Dias *et al.*, 1990).

Na linha sísmica 03-0079 (Figura 21) na plataforma mediana, é possível notar evidências dos fatos acima focados, associados ao rebaixamento do nível do mar na quebra de plataforma, seguido de subida de nível de mar (Figura 29). A discordância observada na plataforma continental foi denominada D5 e limita a base da seqüência S5 neste estudo.

No Neomioceno inferior da Bacia de Campos ocorreu uma nova queda nível do mar que provocou mudança na configuração de sua plataforma continental. Na seção sísmica das Figura 21 é possível observar a incisão dos vales na porção central da plataforma, provavelmente durante um período regressivo posterior ao Neomioceno, responsável pelo carreamento de sedimentos além da quebra da plataforma continental.

Na S6 da (Figura 22), são observadas as terminações de refletores do tipo *toplap* sobre a superfície superior, dos tratos de sistemas de mar alto e margem da plataforma da S6, que atua como superfície de deposição a partir de momento que os sedimentos reiniciam a agradação em nível de mar baixo. O trato de sistemas de margem da plataforma da S6 apresenta refletores em clinofórmias sigmoidais-obliquas com Sismofácies Sf3 (Figura 27). Pode estar associada a uma elevação relativa do nível do mar e/ou diminuição do aporte sedimentar. A discordância erosiva, denominada D6, é evidenciada pelos vales incisivos e estabelece o limite superior da seqüência estratigráfica S5 e o limite inferior da seqüência S6.

Uma nova queda do nível do mar gera variação no nível de base local e redução do espaço para acomodação na plataforma. Fatores acima citados propiciam o transporte de sedimentos além da quebra da plataforma continental. Essa queda ocorrida no final do Neomioceno produz uma nova discordância no pacote sedimentar terrígeno que vinha sendo depositado no Mioceno.

A D7 apresentada na seqüência S6 (Figuras 22), foi a última discordância mapeada nesse estudo; a S6 apresenta também vales incisos na plataforma. A implantação de sistema de correntes, preferencialmente nas partes Centrais e Sudeste da plataforma continental, pode ser explicada pela própria fisiografia da bacia. Na área mais distal até o Alto do Cabo Frio apresenta embasamento bastante fraturado em comparação com a parte Central e a Sudeste (quebra da plataforma) da plataforma continental. Assim sendo, a região do Alto de Cabo Frio sempre foi relativamente mais alta que as demais, pois, durante períodos regressivos, encontrava-se sob a influência de vulcanismo (Mohriak, 1988).

Quanto à origem dos sedimentos que preenchem os vales incisos, nada pode ser afirmado sem um estudo detalhado. Segundo Posamentier & Allen (1993), o preenchimento sedimentar dos vales é de alta complexidade, pois seus depósitos variam de não marinhos, passando por estuários até marinhos francos. Existem casos extremos onde os vales incisos são preenchidos exclusivamente por depósitos fluviais. No entanto, é mais comum que os vales incisos sejam preenchidos por uma mistura dos três ambientes deposicionais, sendo que os depósitos de estuários tendem a ser os mais comuns (Allen & Posamentier 1991).

VII. 3. MAGMATISMO

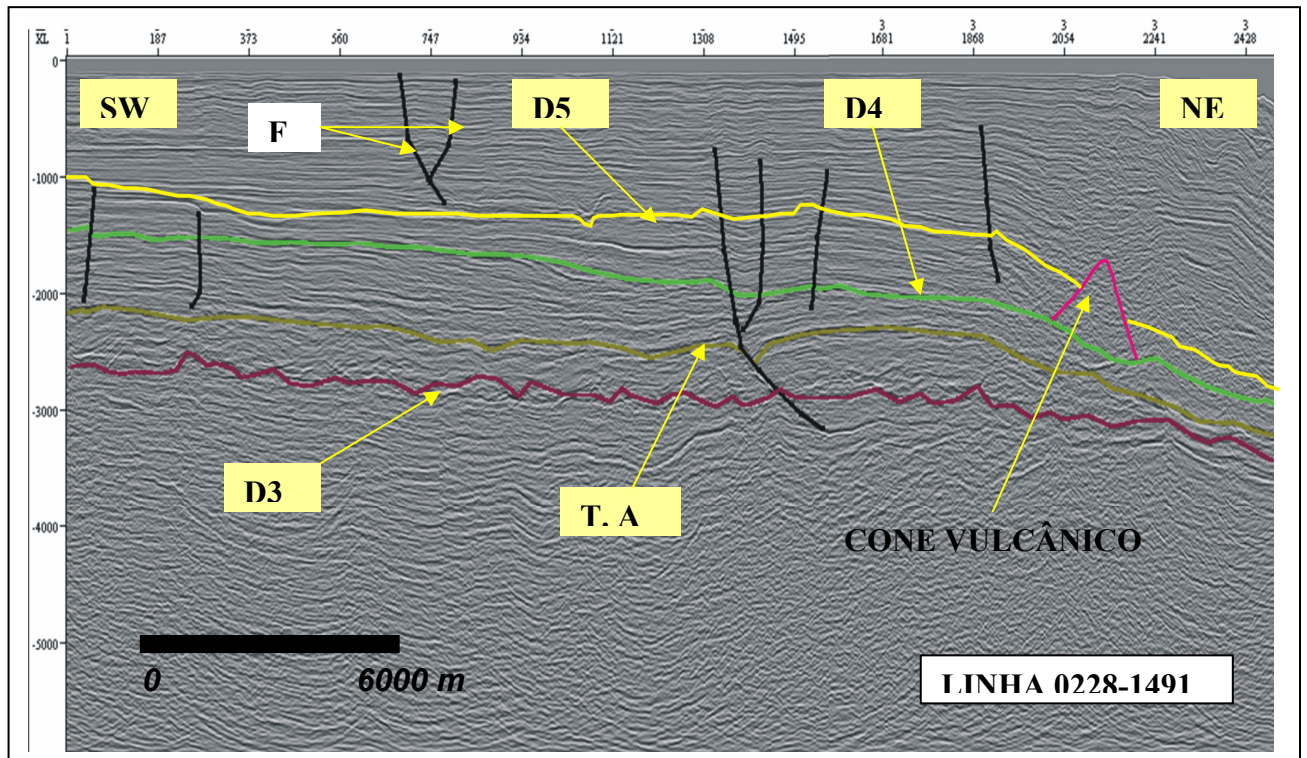
Na Seqüência Estratigráfica S4 (Paleoceno-Eoceno) da seção sísmica 28-1491 (Figura 31), junto à quebra da plataforma, observa-se uma feição peculiar acima do limite inferior desta seqüência (D4). Nesta área, os refletores localizados acima da discordância D4 apresentam terminações abruptas na porção proximal da plataforma, que desaparecem num meio caótico no interior da feição, reaparecendo no outro extremo bastante descontínuos. No topo da seqüência S3 (Cretáceo Superior), observa-se a base da feição mal definida e abaulada, com seu ápice ultrapassando D5 (Eoceno Superior). As sismofácies caóticas observadas no embasamento são similares à observada nesta feição. As terminações dos refletores da seção não apresentam semelhança com aquelas que truncam os diápiros de sal ou de lama, e, também, não estão tão bem desenvolvidas quanto aquelas nos edifícios vulcânicos terciários na área Sul da Bacia de Campos entre o Cabo Frio e o Norte da Bacia de Santos, como descritos por Mohriak (1995).

De acordo com Gamboa (2005-comunicação verbal), entretanto, tais características indicam tratar-se de um cone vulcânico cuja visualização em linhas 2D está prejudicada pela profusão de reflexões laterais que são, normalmente, eliminadas no processamento de volumes sísmicos 3D. Em princípio, deveriam ser realizadas as modelagens gravimétricas e magnéticas sobre seção sísmica 2D da Figura 31 para investigar se a feição citada é de origem magmática ou halocinética. Na impossibilidade de efetuar este trabalho, procurou-se se basear na bibliografia para inferir o significado desta feição cuja origem pode ser atribuída a alguns cenários evolutivos.

Como regra, os cones vulcânicos da área *offshore* da Bacia de Campos estão associados a um modelo vulcânico-sedimentar mais complexo; provavelmente, edifícios vulcânicos situados a distâncias relativamente pequenas uns dos outros, formados simultaneamente, de maneira análoga ao que ocorre no caso do Havaí, e descritos por vários autores (e.g: Davis *et al.*, 2001; Leslie *et al.*, 2002; Wessel & Kroenke 1998; Wolfe *et al.*, 1994; Hekinian *et al.*, 1999; Holcomb *et al.*, 1988; Lonsdale & Batiza 1980 e Bridges 1996).

Como hipóteses de gênese para esta feição, destacam-se:

1-A feição que se inicia acima da Seqüência Estratigráfica S3 demonstra terminações abruptas com corpos de natureza da sismofácies caótica, com base abaulada e topo mal definido. Estas são características de explosões vulcânicas em subsuperfície (Kennett, 1982); também segundo Mizusaki & Mohriak (1990), os cones oriundos de vulcanismo submarino e subaéreo apresentam-se como corpos com formas abauladas. Mohriak *et al.*(1990) e Rangel *et al.*(1994) fazem menção a



D3	Topo dos evaporitos	D5	Topo do Eoceno
T.A	Tono do Albiano	F	Falhas sintéticas e antitéticas
D4	Topo do Cretáceo		

Figura 31 - Cone de explosão de vapor na seção do Eoceno

esses tipos de feições da área limítrofe entre Cabo Frio, Sul da Bacia de Campos e Norte da Bacia de Santos. Estes feições foram inicialmente atribuídas, além da origem vulcânica, a diapirismo salino, ao estaqueamento vertical de *mounds* turbidíticos e a superfícies de paleo-relevo preservadas pela discordância do Eoceno médio (Mohriak *et al.*, 1990).

2- Nos quatro processos básicos de Kokelaar (1986) para a formação de clastos durante o crescimento de um vulcão subaquoso, a feição em causa pode ser entendida dentro dos padrões da expansão explosiva de vapor devido aprisionamento da água no magma; Notar sismofácies plano-paralela, e fortes reflexões positivas nas laterais do cone, as quais correspondem a derrames de lavas sobre o fundo do mar (característica idêntica aos edifícios vulcânicos da área do Alto Cabo-Frio). Na conotação de Fisher (1997a) este edifício vulcânico é classificado no padrão de Hidroclastos (Partículas vulcânicas formadas por explosões de vapor devidas à interação magma-água).

VII. 4 CONCLUSÕES

Foram reconhecidos sete limites de seqüências:

- D1, que constitui o topo do embasamento magmático, é um refletor de fraco contraste de impedância acústica, de caráter positivo, com continuidade progressivamente mais tênue à medida que se avança para a parte profunda de bacia;
- D2, base dos evaporitos, é um horizonte com melhor continuidade na área de estudo, sendo que apresenta configuração erosiva devido a reativações de falhas normais e planares da fase *rifte*; apresenta caráter negativo, irregular, fraco contraste de impedância acústica e baixa frequência;
- D3, topo dos evaporitos, é um refletor de caráter negativo, descontínuo, e apresenta irregularidades devido à atuação dos sistemas de falhas que afetam até a base dos evaporitos;
- D4, topo de Cretáceo, é uma discordância erosiva de caráter sísmico com inversões de polaridade de fraco contraste de impedância acústica, caráter positivo e que apresenta irregularidades na sua continuidade;
- D5, topo do Eoceno, constitui um excelente refletor de caráter positivo com forte contraste de impedância acústica e boa continuidade;
- D6, topo do Oligoceno, é um refletor de caráter positivo, com forte contraste de impedância acústica; a sua irregularidade é devida às erosões e apresenta boa continuidade em todas as seções sísmicas analisadas;
- D7, topo do Mioceno, é um refletor de caráter positivo com forte contraste de impedância acústica e de boa continuidade.

Seis Seqüências Estratigráficas são definidas pelos limites acima descritos:

- A Seqüência S1 é considerada como uma seqüência continental por seu aspecto evolutivo, é limitada na base pela discordância D1 e no topo por D2, com idade que vai de Neocomiano a Aptiano e com sismofácies Sf1, Sf2¹ associado S1 a fase *rifte*.
- A Seqüência S2; considerada como fase de transição entre a fase *rifte* e a fase marinha, é limitada na base pelo limite de seqüência D2 (base dos evaporitos) e no topo por D3 (topo dos evaporitos); a sua idade vai de Aptiano Superior a Albiano Inferior, e suas sismofácies características são Sf2 e Sf7.

¹ Vide descrição sucinta de cada sismofácies na figura 17

- A Seqüência S3, limitada na base pela discordância D3 (topo dos evaporitos) e no topo pela discordância D4, tem idades entre Albiano Inferior/Albiano Superior/Cretáceo Superior, com sismofácies características Sf2 e Sf6 em condições de mar restrito.
- A Seqüência S4 é limitada na base pelo limite de seqüência D4 (topo do Cretáceo) e no topo por D5 (topo do Eoceno), desenvolvendo sismofácies Sf5 e Sf7, associadas a trato de sistemas de mar baixo.
- A Seqüência S5 é limitada na base pela discordância D5 (topo do Eoceno) e no topo por D6 (topo do Oligoceno), com sismofácies Sf3 e Sf4, associadas a trato de sistemas de mar baixo.
- A Seqüência S6 é limitada na base pela discordância D6 (topo do Oligoceno) e no topo pela discordância D7 (Mioceno Inferior), com sismofácies Sf3 e Sf4, indicativas de trato de sistemas de mar alto e margem de plataforma.

Na Seqüência Estratigráfica S4, observam-se feições indicativas de um cone vulcânico (Figura 31) que se desenvolve na seção eocênica, com uma base abaulada sobre D4 e com seu topo acima da discordância D5 (Eoceno Superior). Tais características sugerem uma gênese ligada a explosões vulcânicas subaquosas (Kennett, 1982). Mohriak *et al.* (1990) & Rangel *et al.* (1994) fazem menção a esses tipos de feições (edifícios vulcânicos) na Bacia de Campos na área limítrofe do Alto Cabo Frio, com base e topo mal definidos por terem sofrido exposição subaérea. Na concepção de Kokelaar (1986) & Fisher (1997), a feição pode ser classificada no padrão de Hidroclastos (Classificação genérica dos tipos de partículas vulcânicas formadas por explosões de vapor devido à interação magma-água).

Em termos evolutivos, a partir dos registros das seções na área de estudo temos definidas 4 fases:

- 1) A Fase rifte: insere-se na Seqüência Estratigráfica S1; nela se desenvolveu o sistema de *Rift-Valley*. O limite de seqüência na sua base é reconhecido como topo do embasamento magmático com a geometria côncava, associada a falhas sintéticas e antitéticas e feições geotectônicas importantes desta fase como, por exemplo, a Falha de Charneira Campos.
- 2) A Fase de transição (golfo): esta fase corresponde à Seqüência Estratigráfica S2 (evaporitos). O seu limite na base separa dois domínios tectônicos distintos: um domínio inferior caracterizado pelas falhas tipicamente normais da fase rifte e um

domínio superior caracterizado pela tectônica halocinética inerente à fase *drift*.

3) Cretáceo Superior: é um marco importante da fase *drift* observado na Sequência Estratigráfica S4. Esta fase é marcada por contrastes estratigráficos estruturais, numa época de relativa estabilidade tectônica, tanto no interior quanto nos limites da placa-Sul-Americana. Nesse intervalo dentro da seqüência, observam-se falhas de crescimento que propiciaram a formação de mini-bacias e eventos erosivos associados a correntes submarinas. Regionalmente na Bacia de Campos, este intervalo se caracteriza pela implantação de discordâncias regionais ou de *bypass* associados a correntes submarinas concomitantes à movimentação salífera (eg: Mohriak *et al.*, 1995).

4) Terciário: na área de estudo, este intervalo é caracterizado como a fase mais destacada, como pode ser observado nas seqüências estratigráficas S5 e S6, com presença de erosões associados a grandes flutuações de nível do mar. Na origem destes eventos no Terciário Superior, destaca-se a migração de depocentros que provavelmente influenciou a evolução termal contrastante em relação aos sedimentos anteriormente depositados na bacia e controlou os estilos da tectônica salífera (Mohriak, 1990).

A utilização de interpretação sismoestratigráfica demonstrou grande aplicabilidade para o desenvolvimento deste tipo estudo. Os dados de poços e bibliográficos usados neste estudo propiciaram a determinação de idades e interpretação cronoestratigráfica das seqüências.

Os estudos desenvolvidos neste trabalho contribuem na caracterização dessa área fundamental para o entendimento da abertura do Atlântico Sul e da separação entre as bacias de Campos e Santos, bem como no estudo da evolução Cenozóica do Sudeste Brasileiro. A aplicação desta metodologia, certamente, é de grande utilidade no estudo de bacias similares como, por exemplo, as bacias Angolanas de Cabinda e Kwanza.

VIII. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M., 1967 - Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, Departamento Nacional de Produção Mineral, nº 241, Rio de Janeiro, 36p.

ALMEIDA, F.F.M. & CARNEIRO, C.D.R., 1998-Origem e Evolução da Serra do Mar. Revista Brasileira de Geociências, nº 28 (28). P.135-150.

ALVES, C.E.; PONZI, A.R.V., 1984-Características Morfológico-Sedimentares da Plataforma Continental e Talude Superior da Margem Continental Sudeste do Brasil. In; XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, 34. Anais. Rio de Janeiro Volume IV. P.1629-1639.

ALVES, E.C.; GORINI, M. A; RODRIGUES, P.C.H.; SILVA, G., 1980- Estudo da Sedimentação Quaternária na Região entre Rio Doce e Cabo-Frio. XXXI Congresso. Bras. Geol. Camboriu (Sc), v.1, p.515-5

ANP, 2005 – <http://www.anp.gov.br>

ANTUNES, R.L., 1994- Bioestratigrafia dos Nanofósseis Quaternários da Bacia de Campos. Bol. de Geoci. Petrobras, 8 (2/4): 295-313

ASMUS, H. E & PORTO, R., 1972 - Classificação das Bacias Brasileiras Segundo a Tectônica de Placas In : Cong.Bras.Geol.,26, Belém, 1972.Anais....SBG, v.p.67-90.

AZEVEDO Jr., M.F., 1991- Integração Entre o Preenchimento Sedimentar Cenozóico da Bacias de Campos e Santos e a Evolução Tectônica e Geomorfológica das Áreas Continentais Adjacentes. Universidade de Ouro Preto, Curso de PósGraduação , Tese de Mestrado em Geologia, 160 p.

AZEVEDO,R.L.;GOMIDE,J.;VIVIERS,M.C., 1987-Geo-história da Bacia de Campos–Brasil; do Albiano ao Maastrichiano. Revista Brasileira de Geociências,v.17pp, 139-146.

BARRETTO, H.T. & J.D. MILLIMAN., 1969-Esboço Fisiográfico da Margem Continental Brasileira. in: L.C. TOFFOLI. Eds. Margem Continental Brasileira Coletânea de Trabalhos. Rio de Janeiro. Petrobras - Dexpro / Diverx p.11-30.

BREHME, I., 1984 - Vales Submarinos Entre o Banco dos Abrolhos e Cabo Frio. Universidade Federal do Rio de Janeiro – Instituto de Geociências. Tese de Mestrado, 116p.

BRIDGES, N.T., 1996-Characteristics of Seamounts Near Hawaii as Viewed by GLORIA. Marine Geology, V.138 (3-4), p.273-298.

BRITO, D.D., 1987 - A Bacia de Campos no Mesocretáceo: Uma Contribuição à Paleooceanografia do Atlântico Sul Primitivo. Revista Brasileira de Geociências, V.17(2); p.162-167.

BROWN Jr., L.F. & FISCHER, W.L., 1980- Seismic-Stratigraphic Interpretation and Petroleum Exploration. Austin, AAPG-125p.

BROWN, L.F.; FISHER, W.L., 1977- Seismic-Stratigraphic Interpretation of Depositional Systems: Examples From Brazilian Rift and Pull-Apart Basins. in: PAYTON, C.E., Ed. Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration. American Association Petroleum Geologists, Memoir 26.p.213-248.

CASTRO.D.D. 1992. Morfologia da Margem Continental Sudeste–Sul Brasileira e Estratigrafia Sísmica do Sopé Continental. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Tese de Mestrado, 145p.

CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O.; FIGUEREIDO, A.M.F., 1988-New Concepts in

the Development of East Brazilian Marginal Basins. Episodes, v.11 (3), p.109-202

DAVIS, A.S.; CLAGUE, D.A.; BOHRSON, W.A.; DALRYMPLE, G.B. & GREENE, H.G., 2001- Seamounts at the Continental Margins of California: a Different Kind of Oceanic Interplate Volcanism. Geological Society of America Bulletin, Vol.114, nº 3,p.316-333.

DELLA FÁVERA, J.C., 2000- Uma Revisão de Sedimentos e dos Conceitos Sobre Turbiditos e Contornitos (CD-ROM). Rio de Janeiro.UERJ, Faculdade de Geologia.

DELLA FÁVERA, J. C., 2001- Fundamentos de Estratigrafia Moderna. Rio de Janeiro, Ed. UERJ, 264p.

DEMERCIAN, L.S.; SZATMARI, P. & COBBOLD.P.R.19893-Style and Pattern of Salt Diapiric Due To Thin-Skinned Gravitational Gliding, Campos and Santos Basins Offshore Brazil, Tectono-Physics, v.228, p.393-433

DIAS, J.L.; OLIVEIRA, J.Q.; VIERRA, J.C., 1988-Sedimentological and Stratigraphic Analysis of The Lagoa Feia Formation, Rift Phase of Campos Basin, Offshore Brazil, Rev.Bras.Geoc.18 (3), 252-260.

DIAS, J.L.; SCARTON,J.C.; ESTEVES,F.R.; CARMINATTI,M & GUARDADO,L.R.,1990-Aspectos da Evolução Tectono-Sedimentar e a Ocorrência de Hidrocarbonetos na Bacia de Campos, in: RAJA GABAGLIA, G.P. & MILANI,

DIAS-BRITO,D., 1982. Evolução Paleocoológico da Bacia de Campos Durante a Deposição dos Calcilutitos, Margas e Folhelhos das Formação Macaé (Albiano e Cenomaniano?). Boletim Tecnico da PETROBRAS,V.25Nº 2,84-97

DIAS-BRITO, D., 1987 - A Bacia de Campos no Meso-Cretáceo: Uma Contribuição a Paleooceanografia do Atlântico Sul Primitivo. Revista Brasileira de Geociências, 17(2): 162-163. Jun.1987.

DIAS-BRITO,D & AZEVEDO,R.L., 1986- As Seqüências Depositionais Marinhas da Bacia de Campos Sob Ótica Paleoeológica. Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, 34,Goiana, v1.pp.38-49 E.J. (coords.)-Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Rio de Janeiro, Petrobrás.p. 333-358.

FISHER,R. (1997a) – Volcanic Activity and Eruptions. In <http://magic.geol.uscb.edu/~fisher/erupt.htm> (Site de Internet)

GALLOWAY, W.E.1989 a- Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis I: Architecture and Genesis of Flooding-Surface bounded Depositional Units. American Association Petroleum Geologists Bulletin, V.73, n.2, p.125-142.

GALLOWAY, W.E.1989 b- Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis II. American Association Petroleum Geologists Bulletin, V.73, n.2, p.143-154.

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 Simplificações Faciológicas.Congressos Brasileiros de Geologia, 34; Goiana, 1986, p.8-22.

GUARDADO, L.R.; ROSA, A.R., 1989- Proposta de Modelo de Acumulação de Petróleo na Bacia de Campos. in: Interpretação Exploratória, Anais... Angra dos Reis 1988, p.149-156.

GUARDADO, L.R.; SPADINI, M.R.; MELLO, M.R & BRANDÃO, J.S.L., 1997 Petroleum Systems of Campos Basin, Brazil, AAPG/ABGP Joint Research Symposium, Petroleum Systems of The South Atlantic Margin”, Rio de Janeiro, P.1-5.

HAQ, B.U., 1991-Sequence Stratigraphy, Sea Level Change, and Significance for the Deep Sea. International Association Sedimentologists, Special Publication 12,p.3-39

HAQ, B.U.; HARDENBOL, J & VAIL, P.R., 1987-Chronology of Fluctuating

Turbidity Currents. *J.Sediment.Petrology*, V.42, P.775-793.

HASUI, Y.; CARNEIRO.; C.D.R. & COIMBRA, A.M. 1975 - The Ribeira Folded Belt. *Rev.Bras.Geoc.*, V.5.nº4, p.257-256.

HAWKESWORTH, C.J., GALLAGHER. KRTIN, L; MANTOVANI, M.S.M.; PEATE, D.W & TURNER, S.P., 2000 -Tectonic Controls on Magmatism Associated With Continental Break-Up: an Example From the Paraná-Etendeka Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 179p. 335-349.

HEKENIAN, R.; STOFFERS,P.; ACKERMAN,D.; RÉVILLON,S; MAIA,M. & BOHN,M.,1999- Ridge-Hotspot Interaction: The Pacific-Antartic Ridge and the Foundation Seamounts. *Marine Geology*, 160 p.199-223.

HOLCOMB, R.T.; MOORE, J.G.; LIPMAN, P.W. & BELDERSON, R.H., 1988- Voluminous Submarine Lava Flows from Hawaiian Volcanoes. *Geology*, V.16, p.400-404.

KENNETT.J.P. 1982- *Marine Geology*. New Jersey: Prentice-Hall, 813p.

KOKELAAR. P., 1986-Magma Water Interaction in: Subaqueous and Emergent Basaltic Volcanism. *Bulletin of Volcanology*, 48, p.275-89.

KOUTSOUKOS.E.A.M., 1984- Evolução Paleológica do Albiano ao Maastrichtiano na Área Noroeste da Bacia de Campos, Brasil Com Base Em Foraminíferos. in: *Congressos Brasileiros de Geologia*, 33, Rio de Janeiro, 1984 Anais...Rio de Janeiro; SBG, v2.p.685-698.

KOUTSOUKOS, E, A, M.; DIAS-BRITO,D.,1987- Paleobatimetria da Margem Continental do Brasil Durante Albiano.*Revista Brasileira de Geociências*, V.17, nº2.

KOWSMANN, R.O.; A.R.VIANA.; L.F.G.CADDAH.; D.D.CASTRO.;

R.L.ANTUNES.; A.A.GRASSI.; M.A.VICALVI.; A.M.COSTA & C.S.AMARAL.,1994-Mass Movments on The Continental Slope of The Campos Basin. in: International Sedimentological Congress, 14th. Recife, International Association of Sedimentologists. D 46-47.

KOWSMANN, R.O.; COSTA, M.P.A.1979-Sedimentação Quaternária da Margem Continental Brasileira e das Áreas Oceânicas Adjacentes. Rio de Janeiro, PETROBRAS/CENPES/DINTEP.Serie Projeto REMAC, v.8,55p

KOWSMANN, R.O.; VICALVI, M.A.; COSTA, M.P.A.,1978- Considerações Sobre a Sedimentação Quaternária na Plataforma Continental entre Cabo-Frio e a Foz do Rio Itabopoana. (Comunicação Técnica) REMAC-CPRM, 34p.

LESLIE, S.C.; MOORE, G.F.; MORGAN, J.K. & HILLS, D.J., 2002-Seismic Stratigraphy of The Frontal Hawaii Moats: Implications For Sedimentary Processes at The Leading Edge of an Oceanic Hotspot Trace. Marine Geology, 184, p.143-162.

LEYDEN, R., 1976-Salt Distribution and Crustal Models for the Eastern Braziliam Margin. in: Proc.Internat. Symposium on Continental Margins of Atlantic Type, São Paulo, Brazil. An.Acad.Bras. Cienc.n° 48 (suplemento), p.159-168

LEYDEN, R.; H.E.ASMUS.; S.ZEMBRUSCKI & G. BRIAN., 1976- South Atlantic Diapiric Structures. AAPG.BULL. 60 (2): 196-212.

LEYDEN, R.ASMUS, H., ZEMBRUSCKI, S. & BRYAN, G., 1978-South Atlantic Diapiric Structures. AAPG Bull. v. 60 (2), p.196-212

LONSDALE, E.P. & BATIZA.R., 1980- Hyaloclastic and Lava Flows on Young Seamounts Examined with a Submersible Geological Society of America Bulletin, Part 1.91,p.545-554.

MACEDO, J.M. 1989-Evolução Tectônica da Bacia de Santos e Áreas Adjacentes.

Boletim de Geociências da PETROBRAS, Rio de Janeiro, V.3, nº 3. p.159-163.

MILLER, D.J.; R.O.KOWSMANN & J.G.RIZZO. 1996- Feições Fisiográficas da Bacia de Campos à Luz de Novos Dados Batimétricos. in: Congressos Brasileiros de Geologia, 39, Anais. Salvador, SBG, 3:397-398.

MITCHUM Jr., R.M.; VAIL, P.R., 1977- Seismic Stratigraphy And Global Changes Of Sea Level, Part &: Seismic Stratigraphic Interpretation Procedure. in: PAYTON, C.E.Ed. Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration: AAPG. Memoir 26,p.135-143.

MITCHUM Jr., R.M.; VAIL, P.R.; THOMPSON III, S.S., 1997(a)- Seismic Stratigraphic and Global Changes of Sea-Level, part 2: The Depositional Sequence as a Basic Unit For Stratigraphic Analysis. In: PAYTON, E.E.; Ed. Seismic Stratigraphy Application to Hydrocarbon Exploration, Tulsa, American Association Petroleum Geologists Memoir 26.p.53-62.

MITCHUM Jr., R.M.; VAN WAGONER, J.C., 1991- High-Frequency Sequences and Their Stacking Patterns: Sequences-Stratigraphic Evidence of High-Frequency Eustatic Cycles. Sedimentary Geology, V.70.p.131-160.

MIZUSAKI, A.M.P. & MOHRIAK, W.V. 1992- Sequências Vulcano-Sedimentares na Região da Plataforma Continental de Cabo Frio, RJ. Anais do XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Resumos Expandidos, São Paulo, SP, V.2, p.467-469.

MIZUSAKI, A.M.P. 1986- Rochas Ígneo-Básicas do Neocomiano da Bacia de Campos- Caracterização e Comportamento Como Reservatório Para Hidrocarbonetos. Tese de Mestrado, UFRJ, Rio de Janeiro 140p.

MIZUSAKI, A.M.P.; THOMAZ FILHO, A.; MILANI, E.J. & CÉSERO, P., 2002- Mesozoic, Cenozoic Igneous Activity, and its Tectonic Control in Northeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 15, p.

MOHRIAK, U.W.; BARROS, N.Z.A. 1990-Novas Evidências de Tectonismo Cenozóico na Região Sudeste do Brasil: o Gráben de Barra de São João na Plataforma de Cabo-Frio, RJ. Revista Brasileira de Geoc. 20(3-4) p.187-196.

MOHRIAK, W.U., 1988-The Tectonic Evolution of the Campos Basin, Offshore Brazil. PhD. Thesis, University of Oxford, U.K., 381p.

MOHRIAK, W.U.; MACEDO, J.M.; CASTELANI, R.T.; RANGEL, H.D.; BARROS, A.Z.N.; LATGÉ, M.A.L.; RICCI, J.A.; MIZUSAKI, A.M.P.; SZATMARI, P.; DEMERCIAN, L.S.; RIZZO, J.G.E.; AYRES, J.R. 1995 - Salt Tectonics and Structural Styles in Deep-Water Province Of The Cabo-Frio Region, Rio de Janeiro, Brasil. In JACKSON, D.G.; ROBERTS, D.G. & SNELSON, S., Eds. Salt Tectonics: Global Perspective AAPG Memoir 65, p.273-304.

OLIVEIRA, M.E.T., 1996- Analise Sismoestratigráfica da Plataforma Rasa da Bacia da Foz do Amazonas, Mesomioceno a Plioceno. Dissertação de Mestrado 149p, Universidade Federal Fluminense.

OREIRO, S.G., 2001- Evolução Tectônico-Sedimentar da Área de Cabo Frio (Parte sul da Bacia de Campos) (Seção Poster). VII Simpósio de Geologia do Sudeste (UERJ), Rio de Janeiro p. 86-91.

PAYTON, C.E., 1977-Seismic Stratigraphy-Application to Hydrocarbon Exploration. Memoir 26, AAPG.Tulsa, Oklahoma, U.S.A, 156p.

PEREIRA, M.J. 1994- Seqüências Depositionais de 2ª e 3ª Ordens (50 a 2 Ma) e Tectonoestratigrafia do Cretáceo de Cinco Bacias Marginais do Brasil. Comparações Com outras Áreas do Globo e Implicações Geodinâmica. Tese de Doutorado,

PETROBRAS, 2005 - <http://www2.petrobras.com.br/tecnologia2/port/index.htm> 2005 (acesso em 08/08/2005)

PINHEIRO-MOREIRA.J.L.;THIERRY NALPAS.; PHILIPPE JOSEPH.; FRANÇOIS GUILLOCHEAU., 2001- Stratigraphie Sismique de la marge Eocène du Nord du Bassin de Santos (Brésil): Relations Plate-forme/ Systèmes Turbiditiques; Distorsion des Séquences de Dépôt.

PLINT, A.G., 1988-Sharp-Based Shore Face Sequences and “ Offshore Bars” in The Cardium Formation of Alberta: Their Relations Ships To Relative Changes in: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDALL, S.G.ST.C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A; VANWAGONER, J.C.Eds.Sea-Level Changes: An Integrated Approach: SEPM Sepec.Publ.42: 357-370.

PONTE, F.C. & H.E. ASMUS. 1976-The Brazilian Marginal Basins: Current State of Knowledge. Anais Academia. Brasileira de Ciências, 48 (supl) 215-239.

POSAMENTIER, H.W., ALLEN, G.P., 1994 - Siliciclastic Sequence Stratigraphy- Concepts and Applications, 89p. (No prelo).

POSAMENTIER, H.W.; ALLEN, G.P.; JAMES, D.P., 1992- High Resolution Sequence Stratigraphy –The East Conlee Delta, Alberta. Journal of Sedimentary Petrology, 62(2); 310-317.

POSAMENTIER, H.W.; JAMES, D.P.; ALLEN, G.P., 1990-Aspects Of Sequence Stratigraphy: Recent And Ancient Example Of Forced Regressions (abs). AAPG. BULL, 74, P.472.

POSAMENTIER, H.W.; VAIL, P.R., 1988- Eustatic Controls On Clastic Deposition Conceptual Framework. in: WIGLUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDALL, C.G.S.T.C.Eds. Sea-Level Changes: An Integrated Approach: SEPM Sepec.Publ.42, p.1009-124.

POSAMENTIER, H.W.; WEIMER, P., 1993- Siliclastic Sequence Stratigraphy and Petroleum Geology-Where To From Here? AAPG. BULL. 75(5): 731-742.

RABINOVITZ, P.D. & LABREQUE, J., 1979- The Mesozoic South Atlantic Ocean and Evolution of its Continental Margins—Journal of Geophysical Research, V.84, nº B 11,p.5973-60002.

RAJA GABAGLIA,G.P. & MILANI,E.J.(eds), 1990- Origem e Evolução de Bacias Sedimentares . Ed. Gávea /PETROBRAS, Rio de Janeiro,415p.

RANGEL, A.D. 1987- A Geologia do Petróleo na Bacia de Campos, Concepções de ALBERTO RIBEIRO LAMEGO em 1944, Anais do Simpósio de Geologia Regional RJ-ES, Sociedade Brasileira de Geologia, p.1-13.

RANGEL, H.D.; MARTINS , F.A.; ESTEVES,F.R.; FEIJÓ,F.J.,1994-Bacia de Campos. Boletim de Geociencias da PETROBRAS,v.8,n1,p.203-217.

RANGEL, H.D.; MOHRIAK, W.U.; RITCHER, A.; BARROS, A.Z.N. & APPI, C.J., 1990-Evolução Estrutural e Estratigráfica da Porção Sul da Bacia de Campos: 4º Congresso Brasileiro de Petróleo, Rio de Janeiro. TT 207.p.1-10.

RICHTER,A.J.; 1987-Subafloramento das discordâncias Turoniana e Campaniana no Sul da Bacia de Campos. Rev. Bras.Geoc.17 (2) 173-176.

RIZZO, J.G. 1987- Falhas da Seqüência Rift na Bacia de Campos - Possibilidade de Relacionamento. in SZATMARI, P.; RIBEIRO, E.M.; BOA HORA, M.P. da & ARSO, L.R.,eds:Tecto -1 1 Seminário da Petrobras,p 501-516.

SCHALLER, H. 1973-Estratigrafia da Bacia de Campos. in: Congressos Brasileiros de Geologia, 27, Aracaju, 1973. Anais... Aracaju, SBGV., p.247-258.

SEVERIANO RIBEIRO,H.J.P., 2001- Estratigrafia de Seqüências Fundamentos e Aplicações, Editora UNISINOS, São Leopoldo, 428p.

SHIMABUKURO,S.,1987-Caracterização Paleobiologia do “Marco Azul”: Um

Importante Marco Estratigráfico Oligocênico na Bacia de Campos, Brasil. in: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 10, Rio de Janeiro, 1987. Anais... Rio de Janeiro: SBP, p.1043-1053.

SILVA, A. 1992- Evolução Sedimentar Pós-Miocênica na Área Nordeste da Bacia de Campos. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Instituto de Geociências. Tese de Mestrado, 97p.

SOUZA CRUZ., 1995- Estratigrafia e Sedimentação de Águas Profundas do Neogeno da Bacia de Campos, Estado do Rio de Janeiro, Brasil, Tese de Doutorado, pag 186, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

SPADINI, A.R.; ESTEVES, F.R.; DIAS-BRITO, D.; AZEVEDO, R.L.M.; RODRIGUES, R., 1988- The Macaé Formation-Campos Basin, Brazil: its Evolution in The Context of Initial History of The South Atlantic. Rev.Bras.Geoc. 18(3): 261-272.

SPERLE, M.; BRAGA, L.F.S. & KARNER, G.D., 1997 - Aplicação de um Modelo Tectonofísico na Porção Marginal do Sudeste do Brasil e Suas Aplicações Tectônicas. São Paulo, S.P., Anais do 5º Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, Resumos Expandidos, V.1, p 54-55.

THOMAZ FILHO, A.; MIZUSAKI, A.M.P.; MILANI, E.J. & CESERO, P., 200- Rifting, Magmatism Associated With The South America, and Africa Break Up. Revista Brasileira de Geociências, 30(1) p.17-19.

THOMAZ FILHO, A. & RODRIGUES, A.L. 1999- O Alinhamento de Rochas Alcalinas Poços de Caldas - Cabo-Frio (RJ) e Sua Continuidade na Cadeia de Vitória-Trindade. Revista Brasileira de Geociência, 29(2), p.189-194.

TRABANT, P.K., 1993- Sequence Stratigraphy Used To Map Shallow Seafloor Hazards. Offshore International, p.47-52. U.F.R.G. Porto Alegre, 430p.

VAIL, P.R.; MITCHUM Jr., R.M., 1977- Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea-Level Part One: Overview. in PAYTON, C.E. Ed. Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration: AAPG Memoir 26, P.51-52.

VAIL, P.R.; MITCHUM Jr., R.M.; TODD, R.G.; WILDMIER, J, M.; THOMPSON III, S.S., SANGREE, J.B.; BUBB, J.N. & HATLELID, W.G., 1977- Seismic Stratigraphy and The Global Changes of Sea Level. in PAYTON, C.E. (org): Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration. AAPG Memoir 26.p.49-212.

VAIL, P.R; AUDEMAR, F; BOWMAN, S.A.; EISNER, P.N.; PEREZ-RUZ, G., 1991- The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentation. in: EINSELE, G.; RICKEN, W.; SEILACHER, A., Eds. Cycles and Events in Stratigraphy: Berlin, Springer-Verlag, p.617-659.

VAIL.P.R. 1987- Seismic Stratigraphy Interpretation. in Bally, A.W., Ed. Seismic Stratigraphy Atlas. AAPG. Stud.Geol., 27 (1): 1-10.

VAN WAGONER, J.C; MITCHUM, R.M.Jr.; CAMPION, K.M.; RAHMANIAM, V.D., 1990- Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts For High-Resolution Correlation of Time and Facies. AAPG. Methods in Exploration Series^o 7,55p.

VAN WAGONER, J.C; POSAMENTIER, H.W.; MITCH, R.M.Jr.; VAIL, P.R.; SARG.G.F.; LOUTIT,T.S.; HANDERBOL,J.-1988. An Overview of the Fundamentals of Sequence Stratigraphy and Key Definitions. in: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDAL, C.G.St.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A.; VAN WAGONER.J.C. (Eds) Sea-level changes: an Integrated Approach: Society Economic Paleontologist Mineralogists Special Publication 42,p.39-45

VIANA, A.; KOWSMANN, R.O.; CADDAH, L.F.G., 1994- Architecture and Oceanographic Controls on the Sedimentation of Campos Basin Continental Slope. 14th Int. Sedimentol. Congr., Recife, August 1994, Abstr., Int. Assoc. Sedimentol., D7.

VIANA, A.R. & FAUGÉRES, J.C., 1998- Upper Slope Sand Deposits: The Example of Campos Basin, a Lest Pleistocene/Holocene Record of The Interaction Between Among Slope and Down Slope Currents. in: STOKER, M.S.; D.EVANS & A. CRAMP, Eds. Geological Process on Continental Margins: Sedimentations, Mass-Wating and Stability. London, Geological Society, Special Publication, 129:187-316.

VIANA, ADRIANO, R., 1998-Le Rôle et L'enregistrement des Currants Oceaniques Dans Les Depôt de Marges Continentales: La Marge du Basin Sud-Est Bresilien. Thèse de Doctorat. Université de Bordeaux 1998, 316p.

VIVIERS, M.C. & AZEVEDO, R.L.M., 1988-The Southeastern Area of The Brazilian Continental Margins: Its Evolution During The Middle and Late Cretaceous as Indicated by Paleocological Data. Revista Brasileira de Geociências, V 18 (3),P.291-298.

WESSEL, P. & KROENKE, L.W. 1998- The Geometric Relationship Between Hot Spots and Seamonts: Implications for Pacific Hot Spots. Earth and Planetary Science Letters, 158, p.1-18.

WOLFE, C.J.; Mc NUTT, M.K. & DETRICCK, R.S., 1994-The Marquesas Archipelagic Apron: Seismic Stratigraphy and Implications for Volcano Growth, ass Wasting, and Crustal Underplating. Journal of Geophysical Research, V.99, n° B7, P.1359-13608.

ZEMBRUSCKI, S.G. 1979- Geomorfologia da Margem Continental Sul Brasileira e das Bacias Oceanicas Adjacentes. in: CHAVES, H.A.F., Ed. Geomorfologia da Margem Continental Brasileira e as Bacias Oceanicas Adjacentes. Rio de Janeiro, PETRÓBRAS, Projeto REMAC, 7,129-177.

IX – PROGRAMA UTILIZADO

Na interpretação sísmica foi utilizado: Petrel 2003. Versão SE

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)