

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA

ESTUDO SISMOESTRATIGRÁFICO
DA BACIA DO BRASIL

ROBERTO AGUIAR ALVES

ORIENTADOR: CLEVERSON GUIZAN SILVA
CO-ORIENTADORA: ELIANE DA COSTA ALVES

AGOSTO DE 1999

ROBERTO AGUIAR ALVES

"ESTUDO SISMOESTRATIGRÁFICO DA BACIA DO BRASIL"

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha da Universidade Federal Fluminense, como requisito para a obtenção do grau de mestre. Área de concentração: Geologia e Geofísica Marinha.

**Orientadores: Dr. CLEVERSON GUIZAN SILVA
M.Sc. ELIANE DA COSTA ALVES**

NITERÓI

1999

ROBERTO AGUIAR ALVES

"ESTUDO SISMOESTRATIGRÁFICO DA BACIA DO BRASIL"

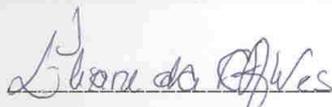
Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M. Sc.). Área de concentração: Geologia e Geofísica Marinha.

Aprovada em 02 de agosto de 1999.

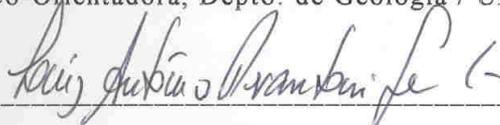
BANCA EXAMINADORA



Prof. Cleverton Guizan da Silva, Dr.
Orientador, Depto. de Geologia / UFF



Profª. Eliane da Costa Alves, M. Sc.
Co-Orientadora, Depto. de Geologia / UFF



Prof. Luiz Antônio Pierantoni Gamboa, Dr.
Depto. de Geologia / UFF



Prof. Benedito Souza Gomes, M. Sc.
PETROBRAS

AGRADECIMENTOS

Aos meus orientadores, prof. Cleverson Guizan Silva e prof^a. Eliane da Costa Alves, pelo acompanhamento e incentivo que permitiram a realização deste trabalho. Ao prof. Marcus Aguiar Gorini pela orientação inicial e suporte técnico na fase de digitalização dos perfis sísmicos. Um agradecimento especial ao Prof. Dr. Alberto G. Figueiredo Jr., que além do todo apoio técnico-científico como coordenador do curso, motivou-me a concluir a dissertação dentro do prazo. Aos professores, funcionários e colegas do LAGEMAR pela amizade e por compartilharmos os conhecimentos adquiridos. Aos colegas do RSV Salgueiro por apoiarem o desenvolvimento da dissertação, utilizando os recursos do navio. À Diretoria de Hidrografia e Navegação pela cessão dos perfis sísmicos do projeto LEPLAC e à CAPES pelo apoio financeiro.

À minha esposa Carmen e à minha filha Jessica que arduamente suportaram a minha ausência, mas como eu, sempre acreditaram na ajuda divina que está acima de nossa compreensão. A elas dedico este trabalho e a Deus agradecemos o final desta etapa em nossas vidas.

SUMÁRIO

Relação de Figuras	vi
Relação de Tabelas	vi
Relação de Mapas	vi
Resumo	vii
Abstract	viii
INTRODUÇÃO	1
Área Estudada	6
Geologia Regional	8
BASE DE DADOS E METODOLOGIA	19
Metodologia Utilizada na Sismoestratigrafia	23
Localização 515 do DSDP	25
RESULTADOS	28
Correlação da Interpretação Sísmica com os Resultados do DSDP 515	28
Estrutura Sismoestratigráfica na Bacia do Brasil	31
Processos Depositionais Indicados pelas Fácies Sísmicas	44
Integração dos Levantamentos pelo Mapeamento das Principais Isópacas e Fácies Sísmicas	48
DISCUSSÃO	60
Relevância dos Hiatos e Relação com os Eventos Paleoceanográficos	60
Reconhecimento das Fácies Sísmicas Associadas às Correntes de Fundo	72
Síntese dos Processos Depositionais na Megasseqüência Superior	76
CONCLUSÕES	80
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	84
ANEXO I - Perfis Sísmicos	89

RELAÇÃO DE FIGURAS

Figura 1 - Fisiografia da bacia do Brasil e margem continental adjacente.	7
Figura 2 - Localização das linhas sísmicas digitalizadas neste trabalho e da locação da sondagem 515 do DSDP.	20
Figura 3 - Resumo litológico da locação 515 do DSDP (Barker <i>et al.</i> , 1983a).	27
Figura 4 - Detalhe dos perfis do LEPLAC atirados próximo à locação 515 do DSDP, esquematizando a correlação com as unidades litológicas amostradas.	29
Figura 5 - Perfil L514 longitudinal à margem continental mostrando as seqüências estratigráficas e discordâncias no sopé continental inferior.	33
Figura 6 - Perfil L38 transversal à margem continental mostrando as seqüências estratigráficas e discordâncias no sopé continental.	37
Figura 7 - Resumo litológico da locação 355 do DSDP (Supko e Perch-Nielsen, 1977).	40
Figura 8 - Exemplos de fácies sísmicas observadas na bacia do Brasil.	45

RELAÇÃO DE TABELAS

Tabela 1 - Lista de cruzeiros oceanográficos selecionados no estudo sismoestratigráfico.	19
Tabela 2 - Quadro resumo do furo litológico 515 do DSDP no sul da bacia do Brasil (Barker <i>et al.</i> , 1983a).	26
Tabela 3 - Seqüências sísmicas definidas na área do DSDP 515.	31

RELAÇÃO DE MAPAS

Mapa 1 – Mapa batimétrico	49
Mapa 2 – Profundidade do embasamento	50
Mapa 3 – Isópaca total	52
Mapa 4 – Isópaca da megasseqüência inferior	54
Mapa 5 – Isópaca da megasseqüência superior	56
Mapa 6 – Fácies sísmicas da megasseqüência superior	58

RESUMO

A área estudada da bacia do Brasil abrange a elevação continental e a planície abissal entre as latitudes de 20 a 28° S, onde os processos sedimentares são condicionados por fluxos gravitacionais e correntes de fundo, além do decaimento pelágico. Estes processos deram origem a feições e depósitos sedimentares que foram analisados por sísmica de reflexão no reconhecimento das seqüências sedimentares e das fácies sísmicas mais representativas. Assim procurou-se investigar a história geológica do setor sul da bacia do Brasil pelo uso de técnicas de estratigrafia sísmica, com o intuito de identificar o início do fluxo da Água de Fundo da Antártica (AABW) através do reconhecimento e mapeamento da discordância regional Eoceno-Oligoceno que separa duas megasseqüências de características sísmicas contrastantes, além de compreender como o fluxo da AABW tem atuado sobre as seqüências formadas a partir do Oligoceno Superior.

Foram utilizados perfis sísmicos levantados durante as décadas de 60 a 90, integrados pela interpretação e digitalização dos principais refletores, tendo como resultado a construção de mapas de isópacas e um mapa de fácies sísmicas para a megasseqüência superior (MSS). Com base no único furo litológico do Deep Sea Drilling Project (DSDP 515) no setor sul da bacia do Brasil, foram correlacionadas cinco seqüências deposicionais analisadas quanto à distribuição de fácies sísmicas e os processos sedimentares que marcam a estrutura sismoestratigráfica.

Os efeitos dos fluxos gravitacionais sobre as fácies sísmicas são observados na região proximal, resultando em unidades de fácies sísmicas caóticas; e na boca do canal Colúmbia, onde ocorrem turbiditos que preenchem os baixos topográficos da zona de fratura do Rio de Janeiro (ZFRJ), nivelando-a e construindo parte da planície abissal. A presença de contoritos sísmicamente semitransparentes, são indícios seguros de que a AABW tem depositado sedimentos provenientes da bacia da Argentina e retrabalhado os sedimentos terrígenos que ocasionalmente chegam ao sopé continental médio a inferior via canais profundos. Esta interação de processos depositou uma megasseqüência superior relativamente espessa na porção distal da margem, que nivelou a topografia e contrasta com a cunha sedimentar progradante da megasseqüência inferior.

ABSTRACT

The studied area of the Brazil basin includes the continental rise and abyssal plain, between the latitudes of 20 to 28° S. In this area, gravity flows and bottom currents are important sedimentary processes, creating features and sedimentary deposits that were analysed by reflection seismic aiming the recognition of the sedimentary sequences and representative seismic facies. This was used to investigate the geological history of the southern section of the Brazil basin and the initiation of the northward AABW flow that is marked by an Eocene-Oligocene regional unconformity separating two megasequences of contrasting seismic characteristics. This study was also used to understand how the AABW flow has influenced the sequences formed since Late Oligocene.

The interpretation and integration of the seismic sections permitted the definition of the main horizons, which were used to construct isopach maps and a seismic facies map for the upper megasequence (MSS). A single Deep Sea Drilling Project drill site (DSDP 515), in the southern section of the Brazil basin, was used to correlate five depositional sequences recognised with respect to its distribution of seismic facies and sedimentary processes, characterising the seismic stratigraphic structure.

The gravitational flows effect on the seismic facies is observed in the proximal area, resulting in chaotic seismic units; and in the Columbia channel mouth, where turbidites are filling the lows of the Rio de Janeiro fracture zone (ZFRJ), levelling the seafloor and building part of the abyssal plain. The presence of seismically transparent contourites are a safe clue that the AABW has been depositing sediments from the Argentine basin and reworking terrigenous sediments that occasionally arrive to the middle and lower continental rise through deep-sea channels. This interaction of processes has deposited a relatively thick upper megasequence in the distal portion of the continental margin, levelling the bottom topography in contrast with the prograding wedge lower megasequence.

INTRODUÇÃO

A margem sudeste do Brasil é considerada do tipo divergente apresentando amplas feições geomorfológicas que são o resultado da interação de diversos processos geológicos, onde estão incluídos os eventos tectono-magmáticos e tectono-sedimentares que se iniciaram quando da ruptura do Gondwana, durante o Neocomiano. A atividade ígnea e o tectonismo gerados no processo de espalhamento do fundo do oceano Atlântico, forneceram o controle básico da fisiografia regional das províncias da margem continental e região profunda adjacente (Mello, 1988). Posteriormente, processos erosivos e sedimentares modificaram a fisiografia desta região (Gorini e Carvalho, 1984).

Nesta margem, em função da exploração de hidrocarbonetos nas bacias de Campos e Santos, existe um alto grau de conhecimento acumulado, contudo o fundo oceânico adjacente carece de estudos sistemáticos. Permanecem dúvidas quanto à natureza do embasamento sob toda a extensão do platô de São Paulo e o posicionamento do limite crustal que vem a definir a fronteira exploratória do petróleo. Uma densa cobertura de nódulos e crostas de manganês atestam a atividade da corrente de fundo e por isso sua ocorrência é notada principalmente na região do canal Vema (Le Pichon *et al.*, 1971). A caracterização dos processos sedimentares na profunda bacia oceânica se torna importante devido à região atuar como receptáculo de sedimentos oriundos da denudação continental e da produtividade biológica marinha, sendo retrabalhados pelas correntes de contorno. Nos sedimentos ficou registrado as mudanças climáticas e a evolução das massas d'água profundas durante o processo de formação do oceano Atlântico.

O objetivo da dissertação é a utilização de dados geofísicos de reflexão sísmica monocal e multicanal, principalmente dos projetos CENTRATLAN e LEPLAC, para o estudo de padrões sismoestratigráficos que através da análise das seqüências sísmicas (identificação das unidades)

e das fácies sísmicas (reconhecimento dos padrões de reflexões e suas associações dentro de cada seqüência) podem contribuir para a definição dos processos sedimentares que atuaram na região, aumentando o conhecimento que se tem sobre a estratigrafia na elevação continental e na bacia oceânica.

Portanto, pretende-se investigar a história geológica da bacia do Brasil através da sismoestratigrafia, identificando o início do fluxo da Água de Fundo Antártica (AABW) pelo reconhecimento das mudanças nos padrões sísmicos e compreender como o fluxo da água de fundo contribuiu para a formação das seqüências sedimentares da parte sul da bacia do Brasil.

Em ambientes de mar profundo, que são considerados todos aqueles que ocorrem abaixo do nível de base das tempestades (aproximadamente 200 m), três grupos de processos são capazes de erodir, transportar e depositar sedimentos de diversas origens: processos de ressedimentação, correntes de fundo e correntes superficiais interagindo com a sedimentação pelágica (Stow, 1994). Dois tipos de processos dinâmicos são apontados como principais na distribuição de sedimentos de mar profundo ao longo da margem continental: correntes de turbidez associadas com outros processos gravitacionais e correntes geostróficas profundas (McCave e Tucholke, 1986; Mello, 1988; Mezèrais, 1991; Massé *et al.*, 1993).

Gorini e Carvalho (1984) definem que os intervalos sedimentares superficiais das porções distais da margem continental podem ser agrupados em duas unidades básicas:

- a) sedimentos plano-paralelos com camadas de alta refletividade acústica, depositadas predominantemente gradiente abaixo, que provavelmente representam sedimentos terrígenos aplainadores de relevo.
- b) sedimentos acusticamente transparentes, depositados sem influência de gradientes topográficos, representando sedimentos hemipelágicos, trazidos às porções distais do fundo abissal e/ou transportados por movimentação de água profunda.

Os fluxos gravitacionais desempenham um papel primordial na alimentação de terrígenos para o mar profundo. Processos de ressedimentação (Stow,

1994) incluem transporte de massa e fluxo de gravidade que movem o sedimento perpendicularmente ao talude, das áreas rasas para as profundas e são dirigidos por forças gravitacionais.

As correntes de fundo correspondem essencialmente às correntes geostróficas induzidas pelo contraste de densidade entre as massas d'água; elas movem-se ao longo das margens continentais sendo denominadas correntes de contorno. Devido à diminuição da velocidade, ocorre a deposição das partículas transportadas em suspensão formando os conturitos.

É claro que a interação de processos transversais e longitudinais é a regra e não uma exceção à sedimentação profunda. Esta interação é bem ilustrada na margem leste norte-americana, onde numerosos canais carreiam abundante material terrígeno para a elevação continental, que é varrida pela ativa **Western Boundary Undercurrent** (WBUC) abaixo de 4000 m de profundidade. E também ao longo da margem leste sul americana, onde o fluxo da AABW é conhecido por interceptar e retrabalhar o material introduzido pelos processos gravitacionais (Klauss e Ledbetter, 1988). Entretanto, a distinção entre os dois processos, a nível de fácies sísmicas e sedimentares, ainda não está completamente resolvida (Faugères e Stow, 1993).

A AABW, a mais densa e profunda massa d'água dos oceanos, se forma na região costeira pela mistura da Água Circumpolar Antártica com a Água da Plataforma no mar de Weddell, onde a formação do gelo marinho aumenta a salinidade da água. Devido à alta densidade, ela escorre pelo talude continental para o Atlântico Sul, fazendo parte da corrente Circumpolar Antártica, flui para leste penetrando nos setores austrais do Pacífico e do Índico. Pode ser reconhecida até a latitude de 40 °N no oceano Atlântico, onde mistura-se com a Água Profunda do Atlântico Norte (NADW) e formam a WBUC.

O lento movimento das massas d'água é alterado pela força de Coriolis devido à rotação da Terra, que deflete corpos em movimento para a direita no hemisfério norte e para a esquerda no hemisfério sul. O resultado é o

fluxo represado contra a margem continental tornando-se mais restrito. Também são intensificadas pela restrição do fluxo através de passagens estreitas, como o canal Vema entre a porção oeste e central da elevação do Rio Grande.

Enquanto que a maior parte do fundo do mar é varrida por correntes muito lentas (< 2 cm/s), as correntes de contorno freqüentemente alcançam de 10 a 20 cm/s e podem ser maior que 100 cm/s onde o fluxo é particularmente restrito. Embora estas correntes sejam mais ou menos contínuas e suficientemente competentes, elas são altamente variáveis em direção e velocidade. A largura pode variar de alguns a dezenas de quilômetros e podem fluir a diferentes níveis dentro da coluna d'água, dependendo da densidade relativa das massas d'água adjacentes.

No Atlântico Sul, as fortes correntes de fundo são capturadas num padrão circular dentro de bacias topograficamente fechadas ou são aceleradas através de passagens estreitas e profundas (Faugères *et al.*, 1993). Os depósitos resultantes são extensos lençóis cobertos por grandes campos de ondas de sedimentos (Damuth e Hayes, 1977; Mello 1988) e depósitos de deriva relacionados a canais, incluindo leques conturíticos construídos na desembocadura de passagens profundas (Mezèrais *et al.*, 1993). A distribuição e o estilo de acumulação dos depósitos por correntes de fundo são controlados pela morfologia das bacias e pela circulação profunda continuamente ativa, que conecta as bacias por canais onde flui a AABW. A entrada de sedimentos é considerada baixa e a deposição ocorre principalmente abaixo da Profundidade de Compensação da Calcita (CCD), resultando em depósitos de deriva não muito bem desenvolvidos na bacia do Brasil onde a taxa de sedimentação na elevação continental é de 2 a 3 cm/1000 anos, sendo os depósitos síltico-argilosos com baixa concentração de carbonatos e variações cíclicas no conteúdo de silte (Faugères *et al.*, 1993). As taxas de deposição diminuem em grandes profundidades com uma progressiva mudança para argila marrom manganesífera (Massé *et al.*, 1991, *apud* Faugères *et al.*, 1993). Na bacia do Brasil, o fraco suprimento de

terrígenos derivado de correntes de turbidez resulta numa importante influência das correntes de contorno sobre os depósitos (Mezèrais *et al.*, 1993).

As maiores feições topográficas da margem continental sul brasileira e da bacia oceânica adjacente afetam fortemente a circulação da água profunda, governando o fluxo de duas massas d'água: NADW (temperatura média > 2.0 °C; salinidade > 34.90‰) e AABW (temperatura média < 2.0 °C; salinidade < 34.90‰). Reid *et al.* (1977 *apud* Mello *et al.*, 1992) usaram campos geopotenciais relativos para demonstrar que o fluxo preferencial da NADW é para sul com um giro anticiclônico, enquanto o fluxo da AABW é para norte com um giro ciclônico. A NADW flui ao longo da elevação continental e varre as margens da elevação do Rio Grande e a superfície do platô de São Paulo. A AABW flui abaixo da NADW e entra na bacia do Brasil através do canal Vema e por uma depressão paralela à face sul da dorsal de São Paulo (Kumar *et al.*, 1977) e a oeste da elevação do Rio Grande, chamada de passagem abissal de São Paulo (Mezèrais *et al.*, 1993). Assim, essas elevações do embasamento tem bloqueado grande parte do fluxo para o norte da AABW, confinando-o nestes dois canais estreitos, acelerando-o e criando um mecanismo para erosão e deposição em mar profundo. Este mecanismo provavelmente vem atuando na bacia do Brasil desde a implementação da circulação profunda no Atlântico Sul gerando um pacote sedimentar em que a interação dos processos sedimentares ortogonais e longitudinais à margem continental pode ser reconhecida no registro sísmico.

Área Estudada

A área estudada está compreendida entre as latitudes de 20 a 28° S e as longitudes de 20 a 40° W, abrange a porção distal da margem sudeste e a planície abissal, compreendidas entre a cadeia Vitória-Trindade, ao norte, e a elevação do Rio Grande, ao sul (figura 1). Uma depressão topográfica denominada passagem abissal de Rio Grande é a comunicação entre as bacias da Argentina e do Brasil. No seu interior, o canal Vema se constitui na principal passagem pela qual flui uma significativa fração da AABW (10^7 m³/s baseado em cálculos geostróficos por Le Pichon *et al.*, 1971). Esta corrente tem modelado o sopé continental, sendo um dos mecanismos de transporte e deposição de sedimentos nas porções profundas da margem continental.

Trabalhos pioneiros na área de estudo incluem: o Projeto REMAC (1971/1979) que procurou reconhecer os aspectos morfológicos, estruturais, estratigráficos e os recursos minerais da margem continental e sua integração com a área emersa adjacente. Também em caráter regional, Palma (1984), Gorini & Carvalho (1984), Brehme (1984), realizaram trabalhos que juntamente com todo acervo técnico produzido, até hoje são de grande utilidade como referencial para trabalhos de detalhe, em particular no que se refere a estudos morfológicos.

Outros trabalhos realizados na área se diversificam entre o conhecimento dos processos sedimentares que afetam a margem continental e a bacia oceânica (Damuth e Hayes, 1977; Johnson e Rasmussen, 1984; Mello, 1988; Castro, 1992; Mezèrais *et al.*, 1993; Massé *et al.*, 1993); estudo da estrutura sismoestratigráfica da área sul da bacia do Brasil abrangendo a elevação do Rio Grande (Gamboa *et al.*, 1983); mapeamento e significado estrutural de zonas de fratura (Alves, 1981; Asmus e Guazelli, 1981; Gamboa e Rabinowitz, 1981; Cande *et al.*, 1988; Alves *et al.*, 1997) e paleocirculação no sudoeste do Atlântico (Johnson, 1983a).

Geologia Regional

Distinguem-se na região oceânica do Brasil três domínios fiosiográficos:

- (1) a superprovíncia margem continental, transição entre a parte emersa do continente e o fundo abissal, recoberta por sedimentos predominantemente terrígenos, inclui três províncias bem desenvolvidas: plataforma, talude e sopé. Destacam-se ainda feições como platôs e cadeias marginais, canais, cânions, cones, leques e montes submarinos;
- (2) o fundo da bacia oceânica constituído essencialmente por crosta oceânica recoberta ou não por sedimentos de natureza e proveniências diversas, compreendendo as planícies abissais e províncias de colinas abissais;
- (3) a cordilheira Meso-atlântica que ergue-se como uma dorsal quase contínua, apresenta pouca cobertura de sedimentos pelágicos, mais raros quanto mais próximo da região central da cordilheira.

Margem Continental

A plataforma continental (fig. 1) constitui uma planície de largura variável, sub-horizontal com um gradiente máximo de 1:1000, se estendendo da face de praia até o limite com o talude continental, a quebra da plataforma. No setor sudeste-sul sua largura máxima atinge cerca de 200 km em frente a Santos-Cananéia e a profundidade da borda varia de 100 a 160 m. Essas características refletem condições de deposição associadas ao comportamento tectônico. Assim, a deposição contínua de sedimentos provenientes do continente e a subsidência térmica originaram uma espessa seqüência de sedimentos progradantes, resultando numa plataforma larga com borda relativamente profunda e com suave transição para o talude continental. A plataforma apresenta vestígios da drenagem escavada em épocas de nível do mar rebaixado, num padrão transversal à linha de costa.

Os vales soterrados total ou parcialmente têm expressão topográfica na borda da plataforma onde se conectam com cânions entalhados no talude superior pelo influxo intermitente de sedimentos.

O talude continental (fig. 1) constitui uma encosta, em geral estreita, que descende até profundidades abaixo de 2000 m. O relevo caracteriza-se por uma declividade relativamente acentuada na porção superior (4 a 12°) e se atenua na parte inferior (1.5 a 2°). As inclinações do talude variam regionalmente condicionadas por diferenças no regime de sedimentação e por feições específicas. Na margem continental sul-brasileira o talude pouco inclinado está associado à borda da plataforma relativamente profunda, sendo típico de área de progradação (Zembruski, 1979). O perfil geral é convexo e camadas sub-horizontais, planas e concordantes com a superfície da plataforma, mergulham suavemente também em concordância com o talude pouco inclinado.

O platô de São Paulo (fig. 1) estende-se por cerca de 1000 km desde o sul da cadeia Vitória-Trindade até a dorsal de São Paulo, com largura que cresce no mesmo sentido de 125 até 550 km. Seu limite superior situa-se a profundidades de 1600 a 2900 m e sua borda externa está entre 3000 e 3300 m. Segundo Leyden *et al.* (1971) é limitado por uma escarpa íngreme, que apenas na parte sul parece ser uma feição contínua do embasamento. O limite fisiográfico externo coincide com o limite da ocorrência do sal aptiano (Leyden *et al.*, 1976), exceto na parte sul. A estruturação é controlada por deformações halocinéticas de uma extensa seqüência evaporítica. Os domos salinos originam um relevo fortemente ondulado ou formam pequenos terraços com bordas relativamente escarpadas. A espessa seqüência evaporítica limita a resposta do método geofísico acústico, não permitindo visualizar os contatos entre crosta continental, transicional e oceânica com as técnicas de aquisição e processamento convencionais.

A dorsal de São Paulo (fig. 1) alonga-se no sentido leste-oeste, com expressão topográfica apenas no seu flanco sul, onde uma estreita crista forma uma escarpa abrupta de cerca de 2000 m de desnível. O restante da

dorsal é soterrado pelos sedimentos do sopé continental. Kumar *et al.* (1977) baseado em fragmentos de basalto amostrados na seção sedimentar, anomalias magnéticas e dragagens no flanco sul da dorsal, a interpretaram como composta por rochas ígneas máficas que desde o Aptiano constituiu uma barreira contínua juntamente com a dorsal Walvis, isolando o norte do Atlântico Sul e favorecendo a deposição evaporítica.

A elevação ou sopé continental (fig. 1), a província fisiográfica mais extensa da margem continental brasileira, é constituída pela superfície de uma cunha sedimentar que se inclina desde a base do talude até profundidades abissais. O limite do talude para o sopé é em geral bem definido por uma nítida diminuição do gradiente. A passagem para o fundo da bacia oceânica é marcada por outro decréscimo da inclinação para gradientes regionais menores que 1:1000, mas que em algumas áreas é de difícil caracterização, ou porque é muito suave a transição para a bacia, ou porque o controle batimétrico é insuficiente. Nestes casos o limite é extrapolado a partir de áreas conhecidas com base no mapa batimétrico, sendo considerada a isóbata de 4800 m (Zembruski, 1979).

Freqüentemente distingue-se no sopé continental uma porção superior onde o relevo possui desníveis locais menores que 100 m formado por colinas baixas, arredondadas e cavas intermediárias; e uma porção inferior mais horizontalizada com relevo plano dominado por planícies lisas e ocasionalmente, regiões suavemente onduladas. Estas características morfológicas sugerem processos de sedimentação por deslizamentos e desmoronamentos na região proximal e correntes de turbidez e erosão-deposição por correntes de fundo na porção inferior (Palma, 1984). Completam a morfologia cânions e canais com até 150 m de profundidade, que na parte inferior se tornam mais rasos e meandram em direção ao fundo da bacia oceânica.

Na margem sul-sudeste brasileira, o sopé é dividido por uma área de relevo complexo, constituída pela larga porção sul do platô de São Paulo, pelos montes Jean Charcot e pela porção oeste da elevação do Rio Grande. A partir daí, alarga-se gradativamente para norte atingindo 1000 km próximo ao flanco sul da cadeia Vitória-Trindade.

Canais de Mar Profundo

Regionalmente verifica-se a confluência de cânions submarinos que se conectam a canais submarinos no platô de São Paulo (Brehme, 1984; Castro, 1992). Estes canais convergem para a província do sopé continental desembocando nos tributários dos canais de grande porte, que seguem em direção à bacia oceânica através dos baixos batimétricos das zonas de fratura.

O canal Colúmbia (fig. 1) tem seu sistema de tributários vindo do embaçamento ao sul de Abrolhos (Castro, 1992) e atravessa o sopé continental na direção NW-SE por mais de 500 km. Segundo descrição de Brehme (1984), o canal Colúmbia inicialmente é raso (120 m) e com largura em torno de 15 km. Cerca de 90 km a jusante do monte submarino São Tomé, recebe um tributário proveniente de sudoeste. Neste ponto alarga-se com cerca de 31 km e em seguida estreita-se para 10 km de largura, infletindo para sudeste rumo à planície abissal. Nas épocas glaciais recentes este canal foi possivelmente o principal agente dispersor de terrígenos para o fundo abissal de toda margem continental sudeste. A sua parte topograficamente visível inicia-se na elevação continental média a inferior e com um caráter meandrante continua até 4800 m de profundidade, onde possivelmente se bifurca em dois ou mais canais que penetram nas depressões topográficas associadas à zona de fratura do Rio de Janeiro. Então, os sedimentos trazidos por correntes de turbidez formam a planície abissal do Rio de Janeiro, a única entre o lineamento de Salvador e a elevação do Rio Grande, estritamente vinculada à sedimentação de terrígenos do canal Colúmbia e aos hemipelágicos do canal mesoceânico Rio de Janeiro (Gorini e Carvalho, 1984).

O canal Carioca (Brehme, 1984) é pouco sinuoso, apresenta relevo de 250 m e largura de 8 km na porção superior do sopé continental; ao receber um afluente de sul se alarga, chegando a 45 km e relevo de 100 m. Na elevação continental ao largo de Cabo Frio, tem direção leste-oeste e foi o principal receptor de sedimentos terrígenos que passaram sobre o platô de

São Paulo em torno de 24° S. Sua extremidade parece unir-se ao canal Rio de Janeiro na bacia oceânica, dirigindo-se para a planície abissal.

Brehme (1984) sugeriu que estes canais perpendiculares aos contornos tiveram um importante papel no transporte de terrígenos das porções rasas da margem continental para a bacia profunda. Canais paralelos aos contornos, tais como o canal Rio de Janeiro e o canal Guanabara na base da escarpa leste do platô de São Paulo (Mello *et al.*, 1992), são relacionados aos efeitos erosivos da corrente de fundo ao longo da elevação.

Bacia Oceânica

As planícies abissais são áreas de relevo notadamente liso, nivelado por depósitos distais de correntes de turbidez e por sedimentos transportados por correntes de fundo. Em áreas não afetadas por esses mecanismos e situadas no mesmo nível ou mais profundo que as planícies abissais, a topografia irregular do embasamento forma as províncias de colinas abissais. Preenchendo as cavas da zona de fratura do Rio de Janeiro estão os bolsões de sedimentos transportados aparentemente desde o sopé continental, formando a superfície lisa e horizontalizada da planície abissal do Rio de Janeiro (fig. 1).

A bacia oceânica do Brasil também é representada por um piso de colinas abissais que unem-se ao flanco oeste da cadeia Meso-atlântica (Zembruski, 1979; Palma, 1984); e por uma área de elevações oceânicas, onde canais de mar profundo interligam porções do fundo abissal separadas por altos do embasamento. O canal Vema, segundo Le Pichon *et al.* (1971), é uma feição erosiva estreita formada pela atividade da AABW que flui em alta velocidade, 25 cm/s a 4200 m de profundidade e cerca de 40 cm/s no fundo do canal através da passagem abissal de Rio Grande. O canal tem seu leito escavado a até 700 m abaixo do fundo adjacente a 4700 m de profundidade. Seu comprimento total é de uns 650 km e a largura varia em torno de 15 a 30 km. A oeste existe um canal subsidiário mais raso, que

começa a partir da metade do comprimento do ramo principal (Richardson *et al.*, 1987). O canal Vema é o principal transportador de sedimentos em suspensão oriundos das camadas nefelóides detectadas na bacia da Argentina e localmente da própria erosão dos sedimentos marginais. O canal Vema é transversal ao prolongamento da zona de fratura de Rio Grande, tendo expressão fisiográfica tão ao norte quanto os montes submarinos Jean Charcot, a partir dos quais perde sua individualidade. Ao chegar à bacia do Brasil a AABW pode bifurcar-se sendo um ramo do fluxo para norte ao longo da margem oeste da bacia e o outro para leste ao longo da relativamente profunda ZFRG (Johnson e Rasmussen, 1984), que intercepta uma significativa porção do fluxo que varre o flanco norte da elevação do Rio Grande. Se não houvesse esse desvio da corrente de fundo, o núcleo da AABW possivelmente seria confinado na margem continental como consequência do balanço dinâmico de forças pertinente à rotação da Terra.

O relevo modelado por processos sedimentares é interrompido em algumas áreas por altos topográficos de origem ígnea. Assim, derrames basálticos sobre extensas áreas originaram elevações oceânicas, enquanto colinas e montes submarinos, isolados, em agrupamentos ou formando cadeias são expressões fisiográficas de vulcanismo localizado, ocorrendo em todas as províncias da região oceânica. Estão presentes alguns montes submarinos como os três nomeados Jean Charcot, com profundidade da ordem de 1200 a 1600 m e localizados na parte inferior da elevação continental a sudeste do platô de São Paulo. Os montes Almirante Saldanha e São Tomé estão próximos e alinhados paralelamente à cadeia Vitória-Trindade (fig. 1).

Zonas de Fratura

As zonas de fratura são depressões estreitas e profundas que cortam ortogonalmente os flancos de uma dorsal mesoceânica e se estendem em direção às margens continentais opostas. São importantes na elucidação da

dinâmica de abertura dos oceanos, envolvendo a configuração estrutural de bacias marginais e oceânicas e o padrão de reconstrução das sucessivas posições das margens continentais no processo de deriva continental (Francheteau e Le Pichon, 1972; Cande *et al.*, 1988). As zonas de fraturas oceânicas são definidas morfologicamente por extensas e estreitas faixas de cadeias e depressões, recobertas ou não por sedimentos. Os métodos geofísicos marinhos mais comuns permitem uma boa definição das zonas de fratura quando usados conjuntamente, atenuando a dificuldade de mapeamento da continuidade desta devido ao espessamento da cobertura sedimentar na margem continental, sendo determinadas pelo mapeamento da topografia submarina e por desvios nos lineamentos magnéticos (Alves *et al.*, 1997). Na margem continental sudeste são identificadas as zonas de fratura do Rio Grande (ZFRG), do Rio de Janeiro (ZFRJ) e de Martin Vaz (ZFMV).

A ZFRG (fig. 1) foi inicialmente sugerida por Kumar *et al.* (1977) com base no alinhamento E-W da dorsal de São Paulo, seu limite norte, além de duas cavas e dois altos soterrados entre 27° e 28° S desde as longitudes de 38° a 44° W. Gamboa e Rabinowitz (1981) a caracterizaram pela morfologia rugosa do embasamento entre 26° e 27° S, podendo ser mapeada continuamente de 21° a 32° W. Na região a norte e a nordeste da elevação do Rio Grande, a zona de crosta fraturada pode ser definida e mapeada pelas conspícuas estruturas do embasamento observadas nos perfis sísmicos como cristas e calhas, onde as diferenças no relevo são da ordem de 1500 m e como uma larga região tectonizada com mais de 100 km. A existência de tais escarpamentos permite a identificação dos principais altos do embasamento e calhas intervenientes definindo estruturas lineares contínuas numa área de topografia acidentada. As principais calhas são localmente assoalhadas por turbiditos, porém altos do embasamento isolados também podem existir dentro destas. Alves (1981) a mapeou de 26° a 32° W entre as latitudes de 27° e 28° S baseando-se também na morfologia irregular do embasamento oceânico. Segundo Alves *et al.* (1997), esta

discrepância em relação ao trabalho de Gamboa e Rabinowitz (1981) é devido a uma inflexão da ZFRG em torno de 26° W.

A ZFRJ (fig. 1), caracterizada por Alves (1981), apresenta um estilo tectônico em que ocorrem três segmentos crustais paralelos que sugeriu a Cande *et al.* (1988) uma zona de fratura tripla entre 23° e 25° S. Alves *et al.* (1997), prolongaram seu mapeamento até a longitude de 39° W sendo conceituada como uma província morfoestrutural bastante irregular no embasamento oceânico definida por dois altos intercalados por uma calha larga (250 km) e profunda, que apresenta relevo bastante irregular e preenchida por sedimentos plano-paralelos de alta refletividade (terrígenos), associados à sedimentação turbidítica. Utilizando anomalias gravimétricas e magnetométricas, também mostraram a sua continuidade na direção E-W até 40°W, onde observa-se uma inflexão do padrão estrutural para SW-NE em direção à região centro-sul da bacia de Santos.

A ZFMV (fig. 1) é definida entre as latitudes de 21° e 22° S morfotectonicamente por 3 altos intercalados por 2 calhas restritos à faixa de 23° a 27° W de longitude. Somando-se o deslocamento das anomalias magnéticas, evidenciado pelos crons 34 e 33, aos dados de altimetria de satélite, Alves *et al.* (1997), sugerem sua continuidade até 30°W e posteriormente com a análise integrada de mapas de batimetria, altimetria e anomalias magnéticas a prolongam para oeste fazendo coincidir com os montes submarinos Almirante Saldanha (22° 22' S, 37° 37' W) e São Tomé (21° 52' S, 36° 37' W). Então a continuidade em direção à plataforma continental pode ser relacionada à mudança brusca para E-W das curvas batimétricas e da linha de quebra da plataforma, culminando com o Alto de Cabo Frio e o limite entre as bacias de Santos e Campos.

Depósitos Conturíticos

Diversos tipos de depósitos controlados por correntes de contorno têm sido estudados na bacia do Brasil utilizando-se perfis sísmicos, ecofácies e

testemunhos. Dentre os estudos mais específicos destacam-se os trabalhos de Mello *et al.* (1992), Mezèrais *et al.* (1993); Massé *et al.* (1993).

Segundo Mello *et al.* (1992), a geometria dos depósitos de deriva no sul da bacia do Brasil é similar aos da bacia do Atlântico Norte que possuem grandes corpos que elevam-se do fundo adjacente e geralmente apresentam cristas axiais paralelas ao fluxo.

Os autores supracitados definiram três depósitos de deriva principais (fig. 1):

- 1) “**Vema drift**” localiza-se no complexo do canal Vema correspondendo a uma extensão sedimentar da seção oeste da elevação do Rio Grande; apresenta eixo E-W de aproximadamente 300 km (42-39° W) a 3750 m. Refletores discordantes são evidências que a estrutura da deriva desenvolveu-se em múltiplos estágios de erosão/sedimentação, provavelmente relacionados a flutuações na AABW.
- 2) “**Santos outer ridge**” localizada a leste do platô de São Paulo e a N-NE do complexo do canal Vema, sendo dividido em dois segmentos pelo canal Rio de Janeiro. Começa na latitude 27° S e possui eixo SW-NE. O limite norte carece de dados sísmicos que o definam, mas sugere-se que se estenda até 24° S, onde a atividade da corrente de turbidez relacionada ao canal Colúmbia começa a predominar. O canal Rio de Janeiro, alinhado S-N de 26 a 24°30' S divide-a em duas seções com distintivas características sísmicas e topográficas. A seção oeste é larga com uma crista central sinuosa (4000 a 4400 m de profundidade). O topo da deriva apresenta ondas de sedimentos com duas características acústicas principais: refletores transparentes desde o eixo do canal até aproximadamente 35°20' W e refletores paralelos múltiplos de 35°20' W até a escarpa do platô de São Paulo em perfis de 3.5 kHz. A seção leste (4600 a 5000 m de profundidade) não possui uma crista axial bem marcada, é menos extensa e termina gradativamente a nordeste na planície abissal e a leste num suave contato com os altos do embasamento das colinas abissais. O topo do depósito é capeado por

ondas de sedimento largas e irregulares com refletores não conformes, alguns truncados pelo fundo do mar. Esta é uma evidência de que fortes correntes de fundo erodiram esta área.

3) “**Guanabara drift**“ localizada na elevação continental superior entre o canal Guanabara e o monte submarino Almirante Saldanha. Perfis sísmicos mostram um depósito relativamente espesso (> 1000 m), acusticamente transparente ou semitransparente com refletores intermitentes não conformes. Apresenta uma crista axial N-S a 3570 m paralela ao eixo do canal a cerca de 5 km e elevando-se 75 m acima deste. Mede aproximadamente 80 por 40 km, mas perde expressão topográfica gradualmente a leste e nordeste com o aumento da profundidade.

Mezèrais *et al.* (1993) estudaram um corpo sedimentar localizado na parte mais ao sul da bacia do Brasil, imediatamente ao norte do final de dois vales conectados que cortam profundamente a elevação do Rio Grande: canal Vema e passagem abissal de São Paulo. A posição dos canais é bem estabilizada devido ao padrão morfotectônico do assoalho oceânico.

O depósito está em contato com a AABW numa faixa de profundidade de 4000 a 4750 m. O ponto mais alto do relevo formado é 4480 m, tendo comprimento de 150 km e largura de 60-120 km, aumentando para nordeste. É limitado ao norte por uma crescente depressão onde ambos canais unem-se e desaparecem. Além desta depressão, a profundidade progressivamente diminui para norte. A energia da corrente de fundo é máxima nos canais, enquanto a principal deposição ocorre entre eles, sendo interpretada como proveniente do material transportado pela AABW e devida a diminuição da velocidade da corrente na zona de confluência dos dois ramos da circulação profunda. Os fluxos combinam-se dentro da depressão formando uma larga corrente de baixa energia.

A deposição do material terrígeno argilo-siltoso transportado pela AABW gerou uma morfologia similar ao formato de cone deltaico, cuja história consiste de períodos de deposição (baixa intensidade da corrente de

fundo) e erosão (alta intensidade). Em vista de sua localização, morfologia geral, padrão sísmico e mecanismo de crescimento pela migração do canal-lobo e fases alternantes de deposição e erosão, foi proposto o nome de “leque conturítico” para tal acumulação.

Massé *et al.* (1993) estudaram a distribuição de processos sedimentares e depósitos associados a um sistema deposicional ao norte do canal Colúmbia. Este sistema é composto de um **levee** alongado na direção da declividade limitado a sul pelo canal e a norte pela cadeia Vitória-Trindade, a leste é deslocado para nordeste. A mudança na orientação do **levee** junto com o progressivo desaparecimento de ecos indistintos dando lugar a hiperbólicos, mostram que as correntes de turbidez seriam os processos dinâmicos responsáveis pela construção a oeste, enquanto que a deposição por correntes de contorno seria disseminada a leste.

Os padrões morfológicos e litológicos do **levee** resultam da interação de correntes de turbidez e de contorno, sendo similares aos corpos sedimentares descritos de dados sísmicos na margem leste da Nova Zelândia chamados de “**fan-drift**” (Carter e McCave, 1994), que são corpos sedimentares que possuem ambas características de leques turbidíticos e de derivas conturíticas com distribuição e formato claramente influenciados pela **Deep Western Boundary Current (DWBC)**.

BASE DE DADOS E METODOLOGIA

Alguns dos levantamentos oceanográficos até então realizados são: a aquisição de dados geofísicos de reflexão sísmica monocanal, refração sísmica, gravimetria e magnetometria utilizados no Projeto REMAC (Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira) por instituições oceanográficas estrangeiras (Lamont-Doherty Geological Observatory, Woods Hole Oceanographic Institution e Centre National pour l'Exploitation des Océans); dados de poços do Deep Sea Drilling Project (DSDP) e dados de reflexão sísmica multicanal adquiridos pelo University of Texas Institute for Geophysics, em conjunto com o DSDP; Projeto CENTRATLAN que foi um convênio entre a Marinha do Brasil e a norte-americana com o objetivo de pesquisar geológica e geofisicamente o Atlântico Sul; dados de reflexão sísmica multicanal, gravimetria e magnetometria do Projeto LEPLAC (Levantamento da Plataforma Continental Brasileira). Na tabela 1 estão os cruzeiros selecionados e seus trajetos na figura 2.

TABELA 1 - Lista de cruzeiros oceanográficos selecionados no estudo sismoestratigráfico.

NOME DO CRUZEIRO	NOME DO NAVIO	ANO	PROJETO VINCULADO	INSTITUIÇÃO COORDENADORA	TIPO DE SÍSMICA	TIPO DE POSICIONAMENTO
C1102	R/V ROBERT CONRAD	1967	REMAC	LDGO	MONOCANAL	TRANSIT
C2105	R/V ROBERT CONRAD	1978	REMAC	LDGO	MONOCANAL	TRANSIT
HAS82	N/OC USNS HAYES	1982	CENTRATLAN	NRL/DNH	MONOCANAL	TRANSIT
LEPLAC I	N/OC ALMTE. CAMARA	1987	LEPLAC	DNH/PETROBRAS	MULTICANAL	GPS/TRANSIT
LEPLAC VII	N/OC ALMTE. CAMARA	1990	LEPLAC	DNH/PETROBRAS	MULTICANAL	GPS/TRANSIT
TAH81	R/V TAHITI SEAHORSE	1981	CENTRATLAN	NRL/DNH	MONOCANAL	TRANSIT
V1804	R/V VEMA	1962	REMAC	LDGO	MONOCANAL	TRANSIT
V2203	R/V VEMA	1966	REMAC	LDGO	MONOCANAL	TRANSIT
V2605	R/V VEMA	1968	REMAC	LDGO	MONOCANAL	TRANSIT
V2606	R/V VEMA	1969	REMAC	LDGO	MONOCANAL	TRANSIT
V2710	R/V VEMA	1970	REMAC	LDGO	MONOCANAL	TRANSIT
V3101	R/V VEMA	1974	REMAC	LDGO	MONOCANAL	TRANSIT

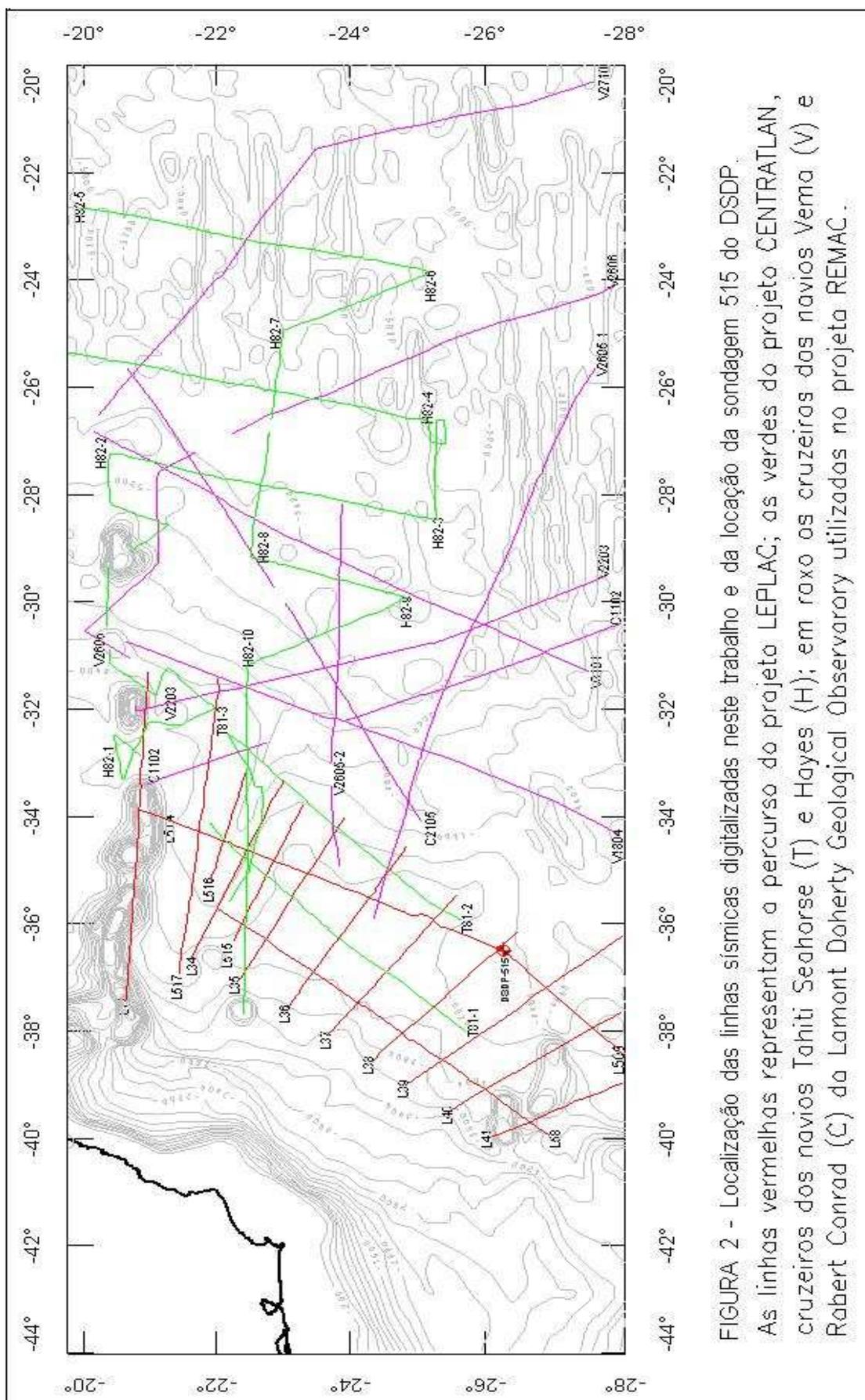


FIGURA 2 - Localização das linhas sísmicas digitalizadas neste trabalho e da locação da sondagem 515 do DSDP. As linhas vermelhas representam o percurso do projeto CENTRATLAN, as verdes do projeto LEPLAC, as roxas do projeto REMAC, os cruzeiros dos navios Tahiti Seahorse (T) e Hayes (H); em roxo os cruzeiros dos navios Vema (V) e Robert Conrad (C) da Lamont Doherty Geological Observatory utilizadas no projeto REMAC..

Para que houvesse uma boa cobertura de dados sísmicos foi feita uma compilação de todos os perfis disponíveis no Laboratório de Geologia Marinha (LAGEMAR) para a área estudada. Uma vez que estavam em escalas diferentes e tendo sido adquiridos ao longo das décadas de 60 a 90 por métodos sísmicos que passaram de monocanal a multicanal, foram integrados e amarrados considerando a posição de cada refletor nos cruzamentos.

Com base na interpretação sismoestratigráfica foram digitalizados das cópias dos registros originais o fundo do mar, a discordância que marca o início do fluxo da AABW e o embasamento. Para o traçado de mapas de isópacas na unidade métrica foi necessário converter tempo duplo em profundidade verdadeira estimando-se a velocidade do som através da seção sedimentar. Uma boa estimativa é assumir uma velocidade uniforme de 2 km/s baseado na velocidade média obtida de sonobóias de refração (Francisconi e Kowsmann, 1976) para o cálculo da espessura sedimentar total. Houtz e Ewing (1963 *apud* Ewing *et al.*, 1973) consideraram este valor alto para uma espessura sedimentar menor que 1000 m, tendendo a superestimá-la em áreas de baixa sedimentação e a subestimá-la onde a sedimentação é alta e a espessura sedimentar maior. No entanto, esses erros podem se compensar no cálculo do volume sedimentar quando se abrange áreas distintas (Ewing *et al.*, 1973).

Para o cálculo de isópacas de cada megasseqüência estimou-se 1.7 km/s para a superior e 2.3 km/s para a inferior de acordo com os resultados obtidos na locação DSDP 515. As medidas de velocidade acústica nesta locação, variaram de 1.47 a 1.9 km/s ao longo da seção sedimentar que representa a megasseqüência superior. Tomando-se a espessura de 617 m correspondente a 0.74 s em tempo duplo, a velocidade equivaleria a 1.67 km/s. Para o topo da megasseqüência inferior há um rápido aumento da velocidade acústica de 1.9 para 2.1 km/s em apenas 20 m de profundidade do testemunho.

Uma outra maneira de calcular a velocidade intervalar, seria assumir que a velocidade acústica aumente linearmente com a profundidade e usando a equação $H=V_0T+(KT^2)/2$ (Houtz, 1977), e os valores das constantes de

regressão relacionados à bacia de Pelotas e elevação continental adjacente ($V_0=1.49$ km/s, $K=1.21$ km/s²), que melhor se ajustaram à espessura da megasseqüência superior registrada na locação 515, calcular a espessura em metros para toda área a partir do tempo duplo dos refletores nas seções sísmicas. Exatamente na locação do DSDP no sul da bacia do Brasil a velocidade intervalar seria de 1.98 km/s para a seqüência sedimentar total utilizando-se esta fórmula, mas nas regiões mais profundas em que há menos sedimentos a velocidade calculada por este método diminui substancialmente. Não foi adotada esta alternativa em função das incertezas quanto à validade da aplicação de constantes de regressão de uma área externa à estudada.

A profundidade dos refletores combinada a programas que permitiram calcular a posição continuamente a partir dos arquivos de navegação, levou à formação de um banco de dados no formato X, Y, Z próprio para ser usado pelo programa iterativo GEOSOFT para a construção de mapas de isópacas do total de sedimentos e das megasseqüências individuais e mapa de profundidade do embasamento. Na gridagem utilizou-se o método de Krigagem que executa uma análise geoestatística para dados aleatórios e a partir de um variograma permite a seleção de um modelo que melhor defina a variância dos dados, possibilitando uma estimativa mais confiável dos valores nos nós de um gride que o método de ajuste pela mínima curvatura. Para a confecção do mapa batimétrico utilizou-se dados dos cruzeiros internacionais arquivados no banco de dados GEODAS, levantamentos dos projetos LEPLAC e Byblos e da carta batimétrica GEBCO. Este mapa foi aproveitado como folha base para a fisiografia da região (fig. 1) e o posicionamento das linhas sísmicas (fig. 2).

Metodologia Utilizada na Interpretação dos Perfis Sísmicos

O método de reflexão sísmica é a ferramenta mais efetiva para aplicação dos conceitos de estratigrafia de seqüências (Vail *et al.*, 1977) que é o estudo do registro sedimentar dentro de uma estrutura cronoestratigráfica dos eventos deposicionais, erosivos e estruturais.

Uma seqüência deposicional é uma unidade estratigráfica composta de uma sucessão relativamente concordante de estratos geneticamente relacionados e limitados no topo e na base por discordâncias ou superfícies relativamente concordantes, que são caracterizados por um refletor de maior amplitude. As discordâncias podem ser erosivas, representadas pelo truncamento das seções num hiato erosivo, ou de não deposição quando as camadas terminam contra um limite discordantemente num hiato não deposicional. A interpretação de uma discordância é o principal critério usado na determinação dos limites de uma seqüência.

O estudo da estrutura sismoestratigráfica foi efetuado a partir do traçado das discordâncias que separam os intervalos principais do pacote sedimentar. Os critérios utilizados na delimitação desses intervalos referem-se à uniformidade de suas características sísmicas internas e às terminações de refletores, tendo como padrões principais no limite da unidade as terminações laterais dos refletores (**baselap**) e o truncamento erosivo. Para a interpretação das discordâncias nas seções sísmicas procurou-se observar as angularidades nas terminações dos refletores ao longo das superfícies, assim como uma impressão mais forte no registro sísmico relacionada à amplitude.

A expressão sísmica dos limites da seqüência varia consideravelmente dependendo dos contrastes de velocidade-densidade dentro das camadas acima e abaixo da discordância e através dessa superfície. Se o contraste for significativo, a discordância aparecerá como uma reflexão contínua ou descontínua. No primeiro caso, o coeficiente de reflexão da discordância é significativamente maior que o das camadas adjacentes. Caso essas camadas

apresentem mergulho e tenham coeficientes de reflexão de magnitude aproximadamente igual à discordância, sua reflexão aparecerá como descontínua. Inconformidades não angulares exibem fortes reflexões a partir de uma mudança na velocidade ou na densidade e interferência construtiva de reflexões das camadas paralelas adjacentes. São comumente detectadas traçando-as através do gride sísmico desde áreas onde apresentem angularidades.

Um conceito chave na interpretação de seqüências sísmicas é o paralelismo dos refletores às camadas e portanto, às superfícies físicas que separam sedimentos de idades diferentes (Sangree e Widmier, 1979). Este conceito é ressaltado pela tendência de sedimentos estratificados terem grande continuidade lateral litologicamente, isto não implicando que todos estratos sejam camadas de composição uniforme; ao contrário, variações laterais são comuns dentro de uma seqüência depositada num determinado intervalo geológico.

Os limites das seqüências foram estendidos sobre a completa seção, incluindo partes onde as reflexões são concordantes. Este delineamento foi repetido para outras linhas interseccionais no gride de perfis sísmicos procurando-se uma completa correlação, verificando a extensão regional das maiores discontinuidades e indicando outras superfícies similares de natureza local. Ao final deste processo produziu-se uma rede tridimensional de seqüências sísmicas separadas por discordâncias. Cada seqüência representa unidades deposicionais com sua particular distribuição regional, geometria das camadas, espessura e história geológica.

A determinação da idade das seqüências foi baseada no único poço disponível para a bacia do Brasil ao sul da cadeia Vitória-Trindade (DSDP 515). A datação, usando bioestratigrafia ou métodos radiométricos, permite uma amarração à estrutura cronoestratigráfica padrão e à aplicação de outros dados derivados do controle de poços como litologia, fácies deposicionais, interpretações ambientais ou velocidade intervalar.

Fácies sísmicas dizem respeito às características distintivas que fazem um grupo de reflexões parecer diferente das reflexões adjacentes. Classificações são baseadas nas terminações dos refletores, características internas, padrões das camadas e formato externo das seqüências. O grupamento destes parâmetros em unidades de fácies sísmicas mapeáveis permite a interpretação em termos de processos sedimentares, ambientes deposicionais, fonte de sedimento e estrutura geológica (Sangree e Widmier, 1979). O reconhecimento e o mapeamento das fácies sísmicas é baseado em parâmetros definidos objetivamente tais como configuração, continuidade, amplitude, freqüência e velocidade intervalar. Para isso fez-se uma análise dentro da unidade determinando as variações das características sísmicas que envolvem a diferenciação das unidades e a descrição das fácies sísmicas para cada seqüência individual.

Localção 515 do DSDP

A localção 515, situada a 26° 14.32'S e 36° 30.19'W, foi designada para amostrar o sedimento depositado sob a influência da AABW, que entra na bacia do Brasil através do canal Vema, 200 km ao sul (Barker *et al.*, 1983a). O furo litológico é localizado próximo à crista de um depósito de deriva num grande campo de ondas de sedimento. Espessos sedimentos (1.65 s) sobrepõem o embasamento oceânico de idade cenomaniana-turoniana (~ 95 Ma). O principal objetivo foi determinar a história do fluxo da AABW durante o Cenozóico, numa localção suficientemente ao norte da desembocadura do canal Vema para representar um claro ambiente deposicional. A seção sedimentar nesta localção é dividida em três unidades principais (tabela 2, figura 3).

TABELA 2 – Quadro resumo do furo litológico 515 do DSDP no sul da bacia do Brasil (Barker *et al.*, 1983a).

UNIDADE LITOLÓGICA	COMPOSIÇÃO	IDADE	CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS	PROPRIEDADES FÍSICAS
1 (0-180 m)	Lama terrígena acimentada castanha e camadas intermitentes de carbonato biogênico na parte superior	Mioceno Superior ou Plioceno Inferior ao Quaternário	Taxa de sedimentação: 20 a 35 m/Ma; conteúdo de argila 75-85%, quartzo e feldspato 10%, pirita e micronódulos 2%, minerais pesados 2% e mica cerca de 1%; textura média: areia 3%, silte 20% e argila 77%; poucas camadas ricas em nanofósseis e foraminíferos na parte superior; a pobreza de laminações sugere pouca variação no regime do fluxo de fundo.	Velocidade de 1.47 a 1.59 km/s, densidade de 1.45 a 1.75 g/cm ³ e porosidade de 75 a 55% numa profundidade de 108 m, mas podem não ser representativas.
2a (180-531 m)	Argila biossilicosa escura cinza esverdeada e argilito com ocasionais camadas ricas em nanoplâncton e raras camadas ricas em foraminíferos	Oligoceno Superior ao Mioceno Médio	Aumento na abundância de componentes biogênicos; conteúdo de argila 75%, quartzo e feldspato 5%, restos de sílica biogênica (diatomáceas, radiolários e espículas de esponjas) 15%, pirita, micronódulos, minerais pesados e mica 5%; proporção de silte é pequena, mas a taxa de sedimentação média é alta, 40 m/Ma; bioturbação aumenta com a profundidade, assim como as estruturas sedimentares de pequena escala indicando uma circulação de fundo mais variável e vigorosa.	Entre 250 e 410 m de profundidade, a velocidade aumenta de 1.6 a 1.7 km/s, a densidade de 1.5 a 1.6 g/cm ³ e a porosidade declinou de 70 a cerca de 65%. Na parte inferior (até 518 m) a velocidade aumenta ligeiramente de 1.7 a 1.8 km/s, a densidade é de cerca de 1.6 g/cm ³ e a porosidade em torno de 65%.
2b (531-615 m)	Argilito terrígeno esverdeado escuro a cinza	Oligoceno Superior	Somente traços de microfósseis silicosos e evidência de diagênese da sílica; ocorrência de lâminas claras contendo microfósseis calcários; intervalos desprovidos de material calcário, mas ricos em restos de peixe que podem indicar taxas muito lentas de deposição ou condições erosivas que removeram e/ou dissolveram pequenas partículas ou conchas calcárias; camadas calcárias apresentam bruscos contatos basais em contraste aos contatos gradacionais no topo e são semelhantes às camadas pleitocênicas-recentes interpretadas como turbiditos na elevação do Rio Grande; taxa de sedimentação alta na base da unidade 2.	A transição dentro da unidade 2 (2a para 2b) é marcada por uma zona em que a velocidade aumenta de 1.75 a cerca de 1.9 km/s, densidade próxima a 1.91 g/cm ³ e porosidade em torno de 50%
3 (617-636 m)	Argilito calcário zeolítico cinza esverdeado	Eoceno Inferior (52-55 Ma)	Granulometria: areia 2%, silte 42%, argila 56%; bioturbação, camadas paralelas, laminações cruzadas e ripples marks são presentes; hiato de 22 Ma marcado por um depósito de abandono com mais de 3m de espessura formado por grãos finos de areia sub-angulares a sub-arredondados, composto principalmente de quartzo, dentes de peixe, glauconita, biotita e vários minerais pesados.	A velocidade aumenta rapidamente, de 1.9 a 615 m a mais de 2.1 km/s a 636 m de profundidade, a densidade aumenta para 2.05 g/cm ³ e a porosidade diminui rapidamente para em torno de 40%.

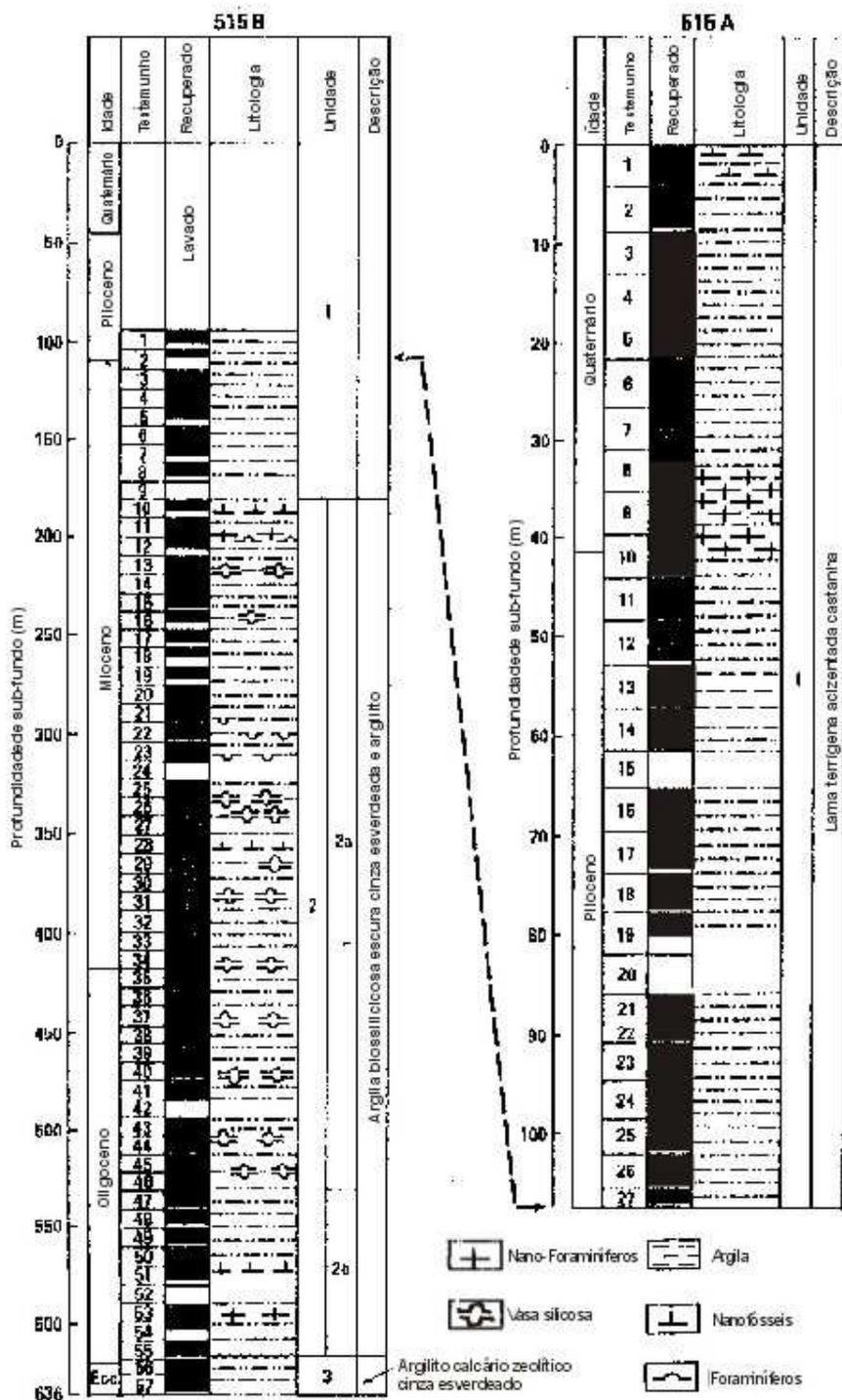


Figura 3 - Resumo litológico da localização 515 do DSDP (Barker et al., 1983a).

RESULTADOS

Um dos objetivos deste trabalho é avaliar as conseqüências da entrada da AABW na bacia do Brasil e a modificação imposta ao caráter acústico das seqüências sedimentares definindo duas megasseqüências: a inferior (**MSI**) e a superior (**MSS**). As seqüências que compõem cada uma para efeito de nomenclatura começam por I ou S, respectivamente. Completando a nomenclatura adotada neste trabalho, as discordâncias foram numeradas a partir da mais antiga e são precedidas pela letra D.

Correlação da Interpretação Sísmica com os Resultados do DSDP 515

O ponto chave para a interpretação e denominação das seqüências e discordâncias foi o furo litológico do DSDP de número 515, o único no sul da bacia do Brasil. Este poço terminou a 636 m do fundo do mar, penetrando três discordâncias ou hiatus litológicos (fig. 3) e amostrando quatro seqüências sedimentares (fig. 4).

A discordância D2 corresponde ao contato entre a unidade 3 e a sub-unidade 2b, representando um hiato de cerca de 22 Ma entre o Eoceno Inferior e o Oligoceno Médio, extensivo ao canal Vema e à bacia do Brasil, correspondendo a um forte refletor acústico que provavelmente marca o começo da AABW. Este contato é marcado por um depósito de abandono formado por grãos finos de areia. Abaixo do hiato, a velocidade e a densidade são mais altas no topo siltoso da unidade subjacente; estes súbitos aumentos correspondem ao refletor encontrado a 0.75 s do fundo do mar em tempo duplo na locação 515.

A discordância D3 é uma superfície plana que pode ser observada acima da área canalizada pela discordância D2 e corresponde em profundidade ao contato litológico das sub-unidades 2b datada como Oligoceno Superior (S1) e 2a do Oligoceno Superior ao Mioceno Médio (S2). Apesar da clara mudança litológica através de D3, o evento erosivo inferido por esta superfície deve ter sido de curta duração, pois não foi

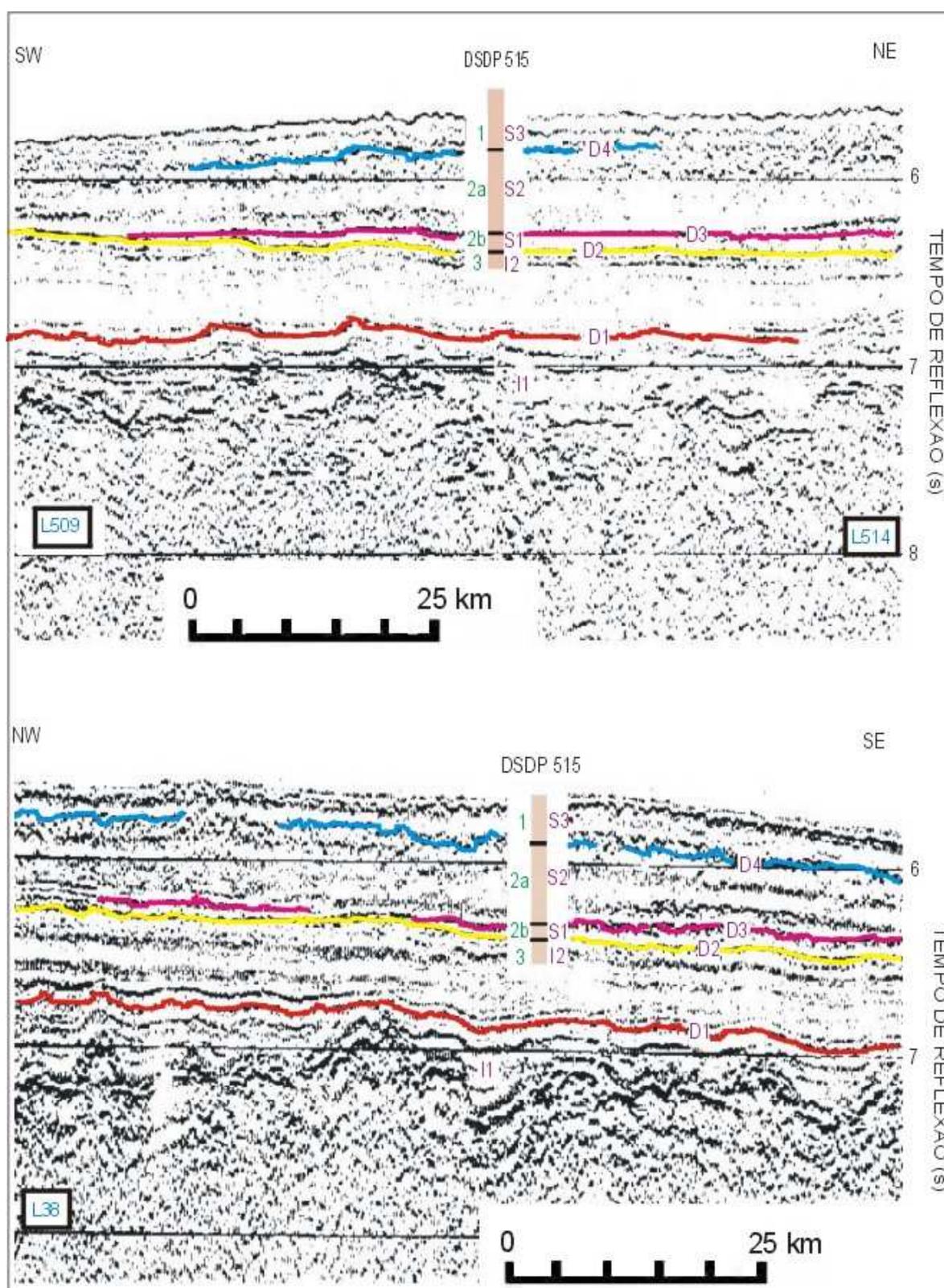


Figura 4 - Detalhe dos perfis do LEPLAC atirados próximo à locação DSDP 515, esquematizando a correlação com as unidades litológicas amostradas.

detectado um lapso considerável de tempo havendo a possibilidade de ser um limite diagenético (Barker *et al.*, 1983a). As reflexões **hummocky** observadas acima da discordância D3 correspondem às ondas sedimentares e **ripple marks** observadas no testemunho e indicam a atuação da corrente de fundo transportando pesadas cargas de sedimentos; essas estruturas sedimentares suportam a interpretação de alto influxo de sedimentos logo após a sua formação.

Na parte superior da seção estratigráfica aparentemente não há um forte refletor que corresponda ao limite entre as unidades 1 e 2 a 180 m do fundo. A esta profundidade não há o efeito da reverberação de fundo para que uma discordância não seja distingüível, então pode ser interpretada como um refletor descontínuo, ondulado, mascarado pela ação da corrente de fundo que tem formado as ondas de sedimento presentes sobre grandes extensões do sopé continental e bacia oceânica adjacente (Mello e outros, 1992). A discordância D4 corresponde ao hiato do Mioceno Médio ao Plioceno Inferior.

Medições de velocidade acústica, densidade, conteúdo de água e porosidade foram feitas rotineiramente, mas devido aos sedimentos recuperados se apresentarem muito inconsolidados, medidas significativas de todas as propriedades físicas foram possíveis somente abaixo de 200 m do fundo. Mudanças na velocidade ocorreram a 400-420, 510-540 e 610-620 m do fundo. Mudanças na densidade e impedância acústica acompanharam estes aumentos, sendo os tempos equivalentes a 0.505-0.525, 0.630-0.660 (D3) e 0.735-0.745 s (D2), respectivamente.

A correspondência entre estes tempos e os principais refletores é notória, as mudanças de velocidade coincidem com os principais limites litológicos nos sedimentos, exceto o refletor descontínuo e difuso em torno de 0.50 a 0.53 s relacionado a uma súbita mudança em 408 m abaixo do fundo, dentro da sub-unidade 2a. Um pronunciado aumento na freqüência de estruturas sedimentares de pequena escala abaixo desta profundidade indica um regime de correntes de fundo mais intenso e mais variável.

Estrutura Sismoestratigráfica na Bacia do Brasil

Cinco seqüências podem ser definidas nas vizinhanças do DSDP 515 na porção sul da bacia do Brasil (tabela 3).

TABELA 3 - Seqüências sísmicas definidas na área do DSDP 515.

Seqüência Sísmica	Unidade Litológica (Barker et al., 1983a)	Idade	Discordância	Características Sísmicas	Ambiente Depositional (Gamboa et al., 1983)
S3	1	Mioceno Superior ou Plioceno Inferior ao Quaternário	D4	Refletores ondulados	Deposição hemipelágica e de sedimentos finos carregados pela AABW
S2	2a	Oligoceno Superior ao Mioceno Médio	D3	Corpo lenticular com refletores hummocky na base e ondulados no topo	Depósito de deriva, alta taxa deposicional sob a ação de fortes correntes
S1	2b	Oligoceno Superior	D2	Muito fina e restrita	Deposição num regime de fortes correntes preenchendo uma larga depressão
I2	3	Paleoceno ? ao Eoceno Inferior	D1	Semitransparente, poucos refletores sub-paralelos de baixa amplitude	Sedimentação hemipelágica com alguma atividade por correntes de fundo
I1	não amostrada	Cretáceo Superior ao Paleoceno ?		Refletores acompanhando o embasamento ou preenchendo os baixos estruturais	Sedimentação hemipelágica e por turbiditos distais

A discordância D2 representa um grande evento erosivo na parte sul da bacia do Brasil (Gamboa *et al.*, 1983), sendo identificada como uma proeminente superfície regional que em alguns lugares trunca o topo da seqüência abaixo e delinea uma larga depressão rasa na vizinhança da locação 515 do DSDP.

Na figura 4 são apresentados trechos de perfis multicanal que foram atirados nessa área, a figura 2 mostra a localização destes perfis e a posição da locação 515. Baseado nos trabalhos do DSDP volume 72 (Barker *et al.*, 1983b) e na interpretação dos perfis L38, L509 e L514 (fig. 2), procurou-se correlacionar tal estrutura sismoestratigráfica para toda área estudada.

Constam no anexo I os perfis multicanal e suas respectivas interpretações e os perfis monocanal do cruzeiro do navio Hayes. No mapa de posicionamento (fig. 2) cada linha é identificada pelo nome do respectivo perfil. As linhas sísmicas multicanal L514 e L38, ampliadas nas figuras 5 e 6, exemplificam os resultados descritos abaixo de forma sumária. Maiores detalhes podem ser vistos na descrição de cada perfil no anexo I.

Nos perfis monocanal, foram digitalizados apenas o embasamento e em alguns a discordância D2, separando dois pacotes de características sísmicas contrastantes, definidas como a MSI de alta refletividade e a MSS acusticamente transparente. Esta discordância, apesar de sua expressão regional, ao norte do canal Colúmbia foi observada no perfil H82-10 como um tênue refletor entre seqüências transparentes. Nos outros perfis monocanal ao norte do canal observa-se uma discordância proeminente na base do pacote sedimentar de idade mais antiga, correlacionada à discordância D1.

O embasamento é reconhecido por um forte refletor, suave a irregular, seguramente inferido como a crosta oceânica. Sua idade varia de 115 a 35 Ma entre os extremos NW e SE da área estudada segundo o mapa de idades da crosta (Aguiar, 1997). Devido à grande penetração do sinal acústico nas seções multicanal, é possível observar refletores intra-crustais ligados à seqüências vulcano-sedimentares ou à reativação tectônica (Alves, comunicação pessoal) e em alguns perfis até mesmo a descontinuidade de Mohorovic em torno de 9 s em tempo duplo (perfil L514).

Em grande parte da área estudada a distribuição das seqüências observadas inicialmente no DSDP 515 é mantida, mas nas áreas proximais do sopé continental observa-se uma seqüência mais antiga cuja característica sísmica é definida por uma configuração paralela a sub-

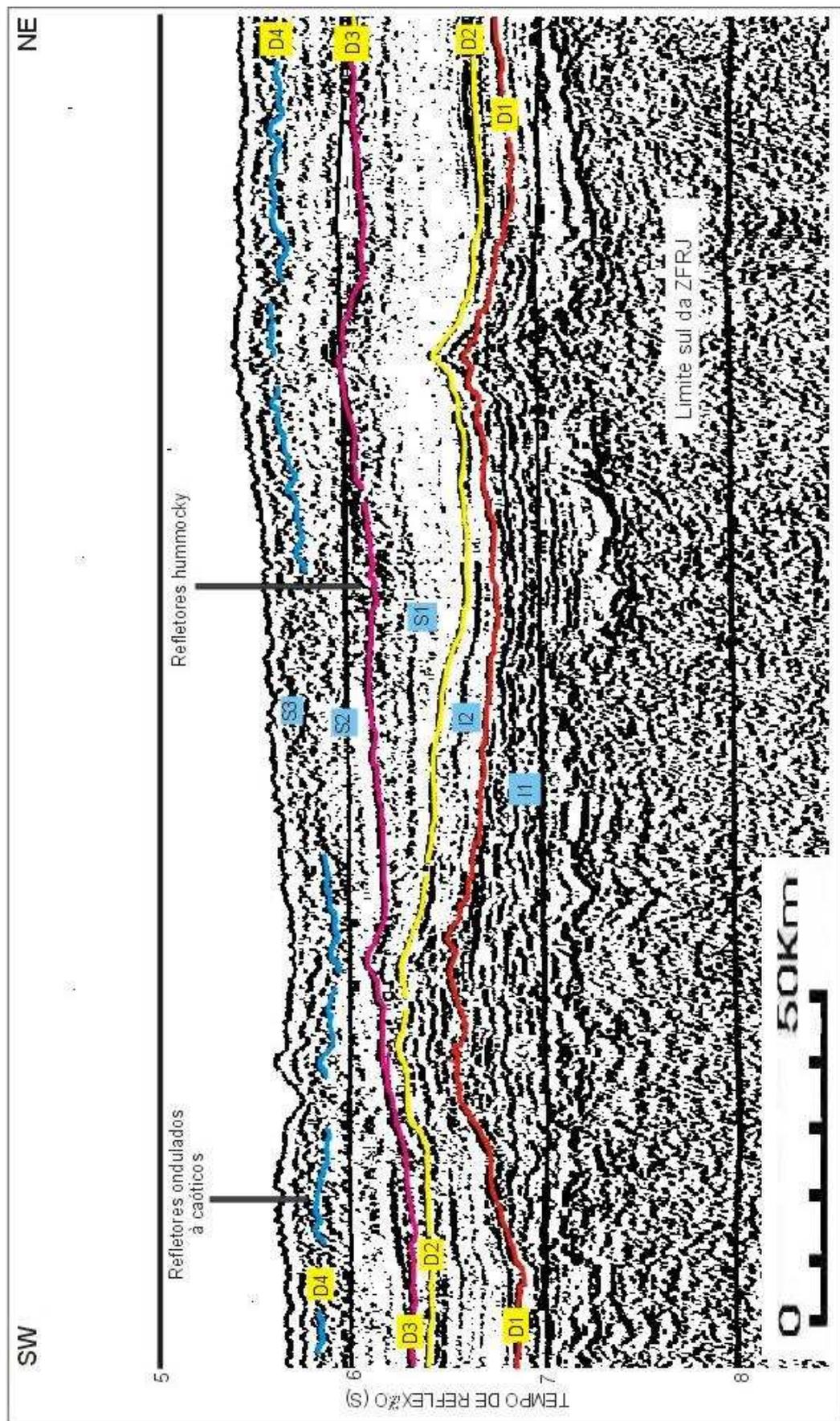


Figura 5a - Perfil L514 longitudinal à margem continental mostrando as seqüências estratigráficas e discordâncias no sopé continental inferior.

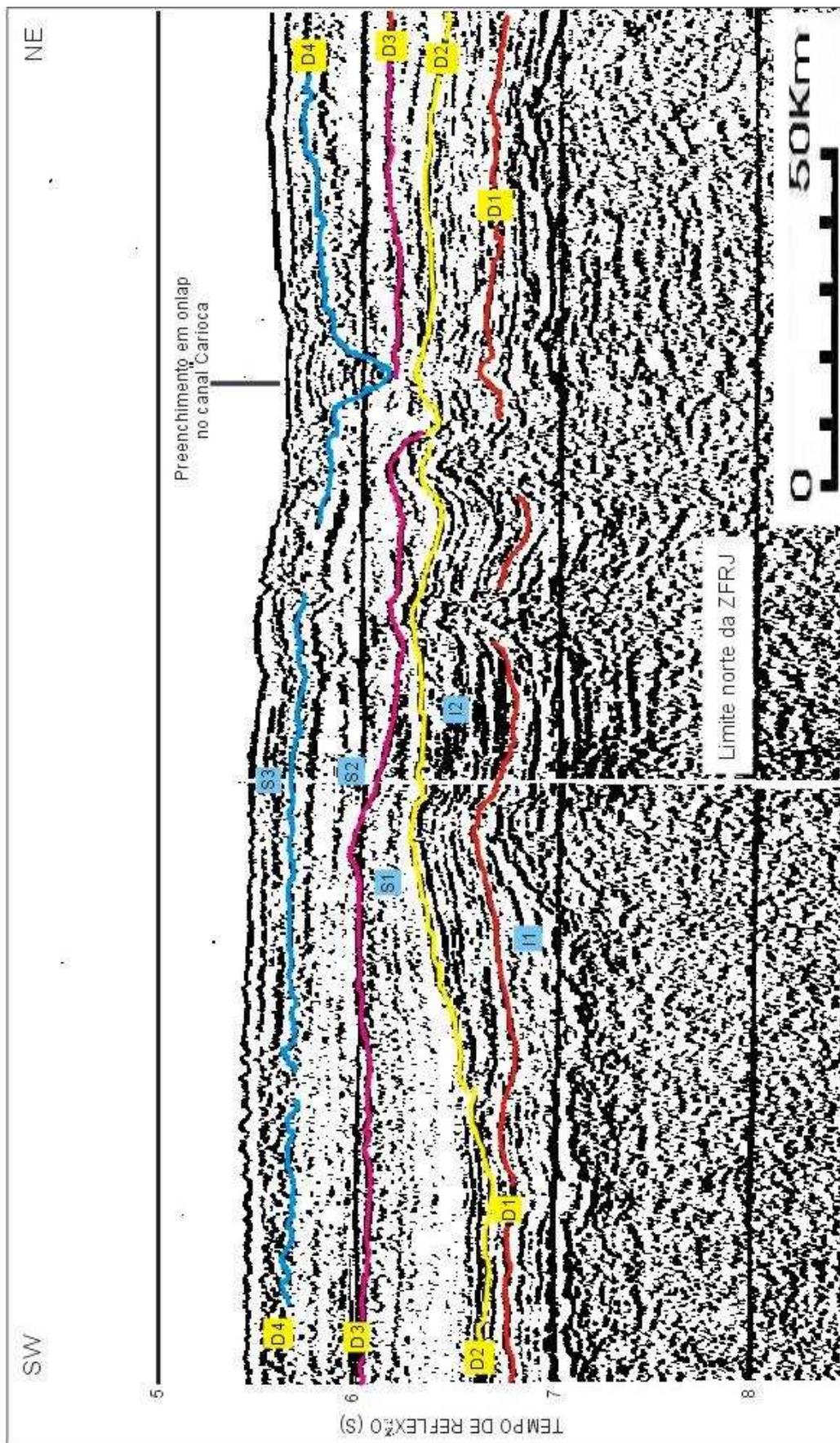


Figura 5b - continuação do perfil L514

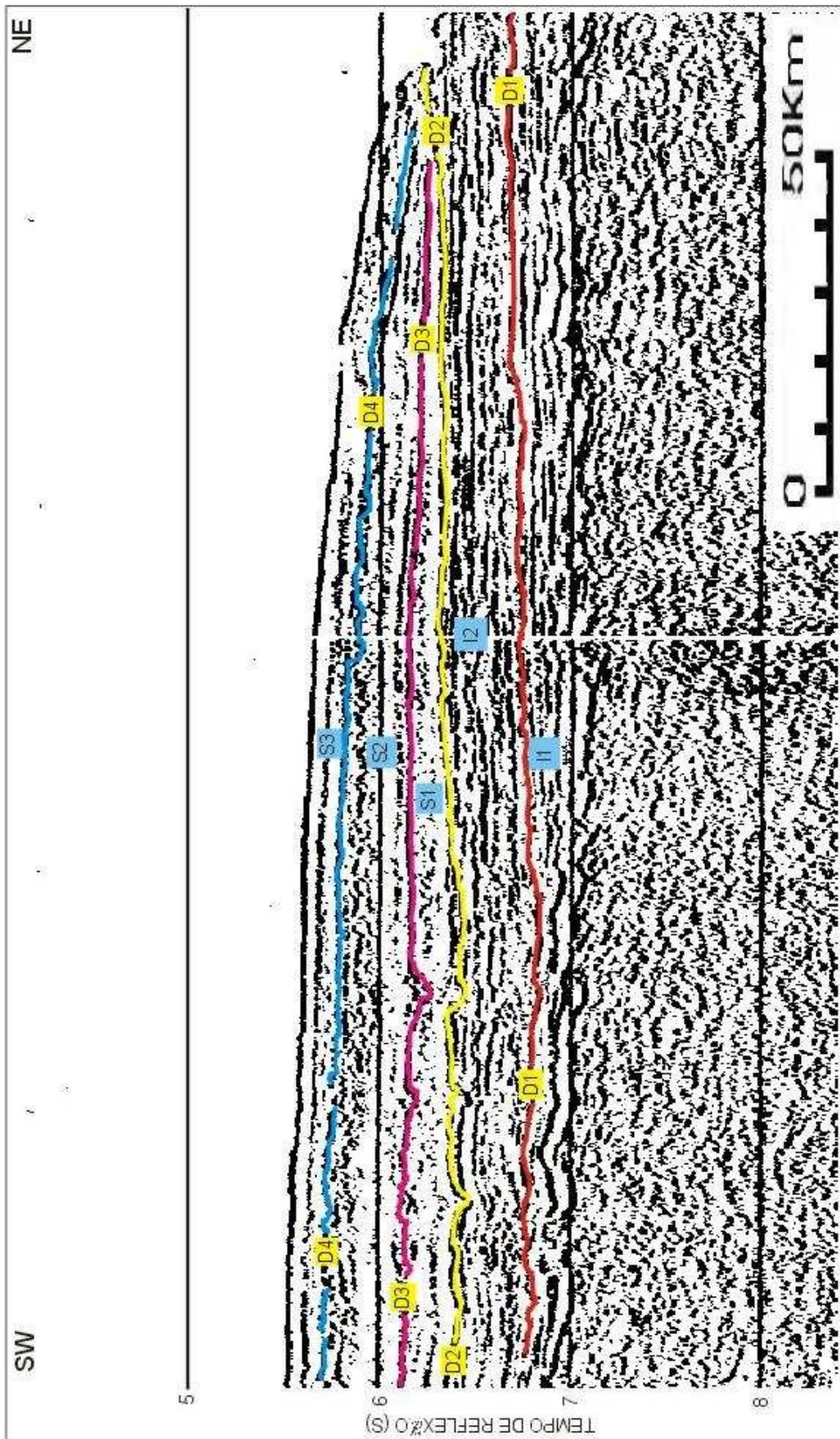


Figura 5c - continuação do perfil L514.

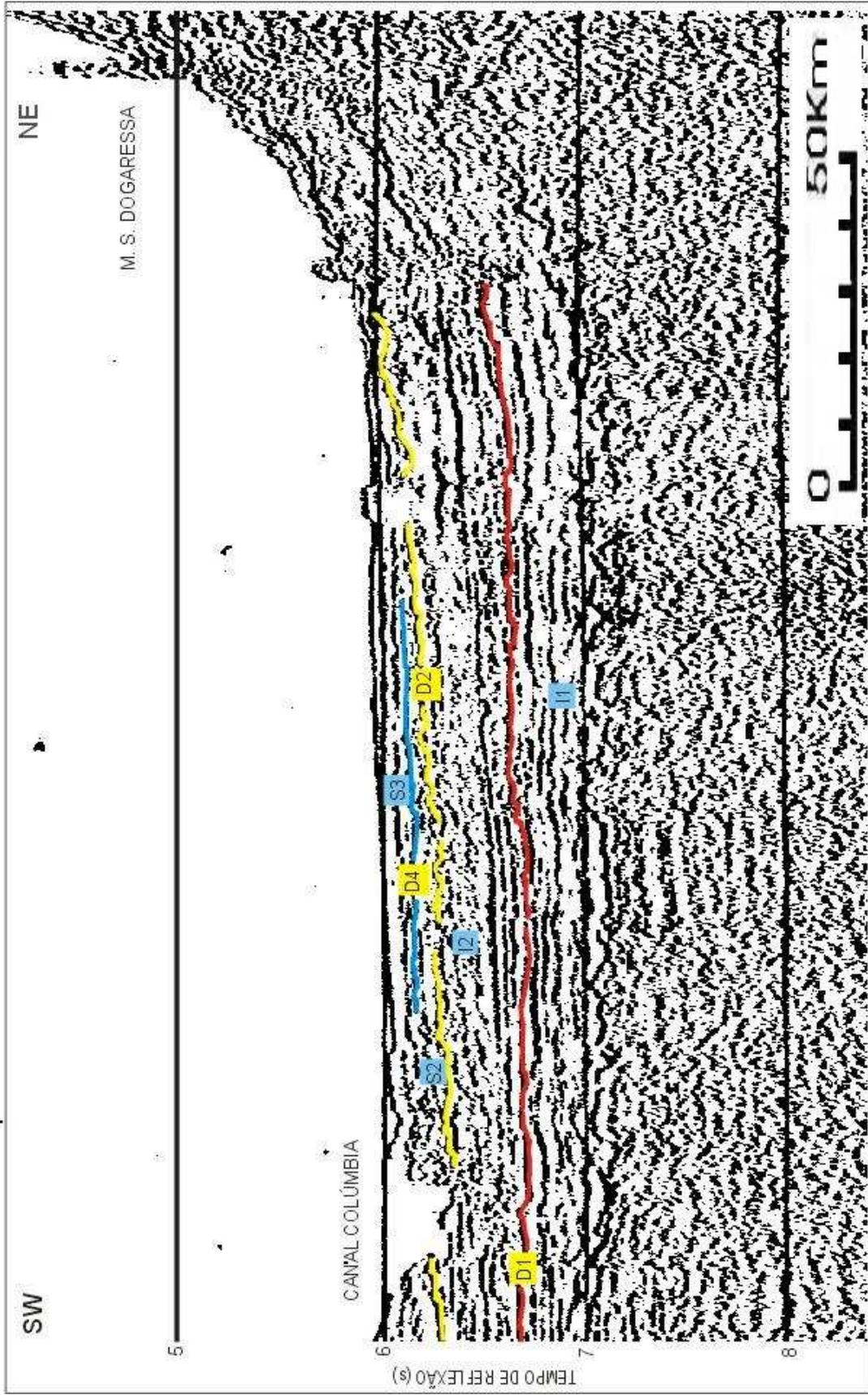


Figura 5d - continuação do perfil L5.14

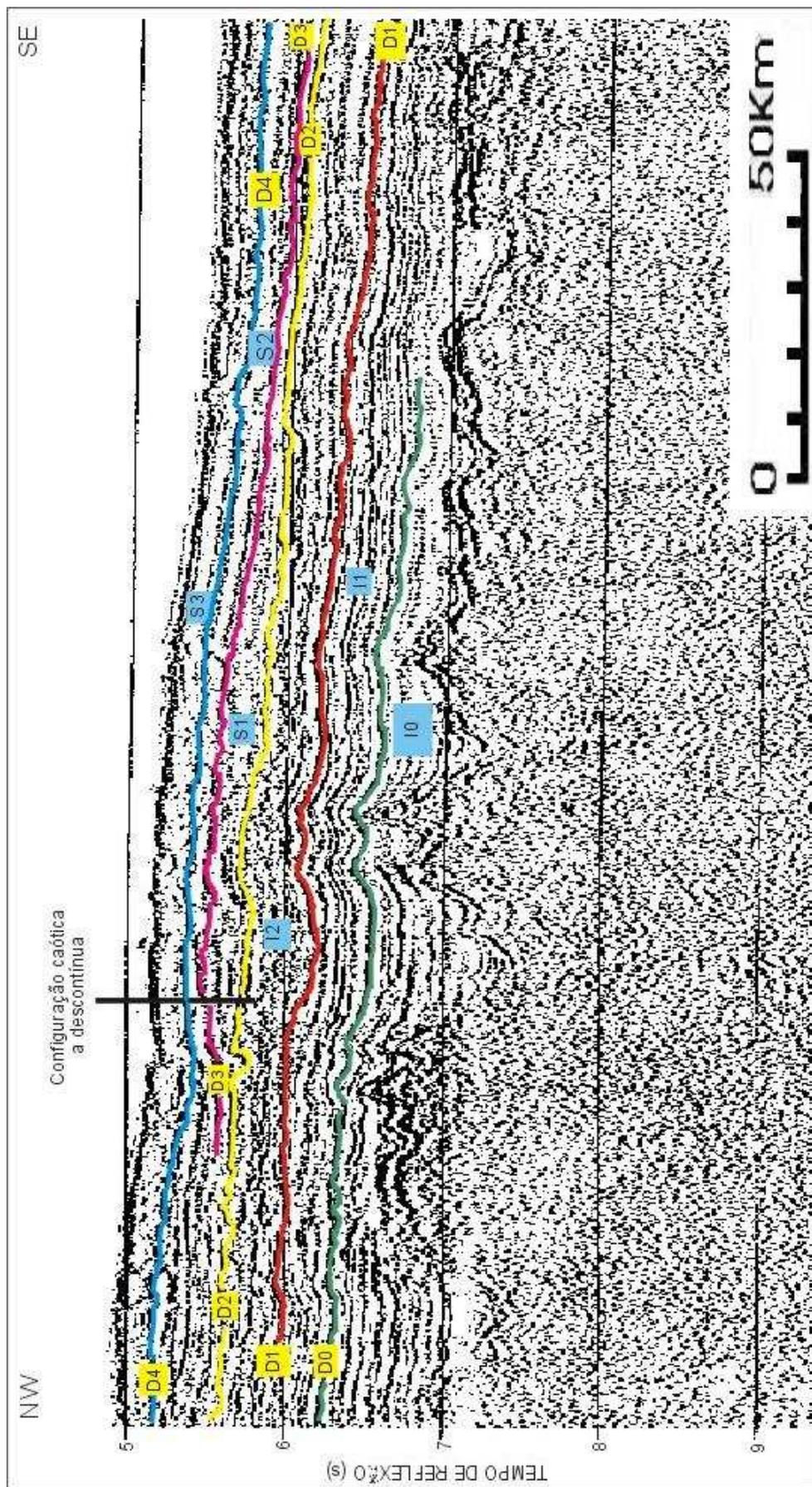


Figura 6a - Perfil L38 transversal à margem continental mostrando as seqüências estratigráficas e discordâncias no sopé continental.

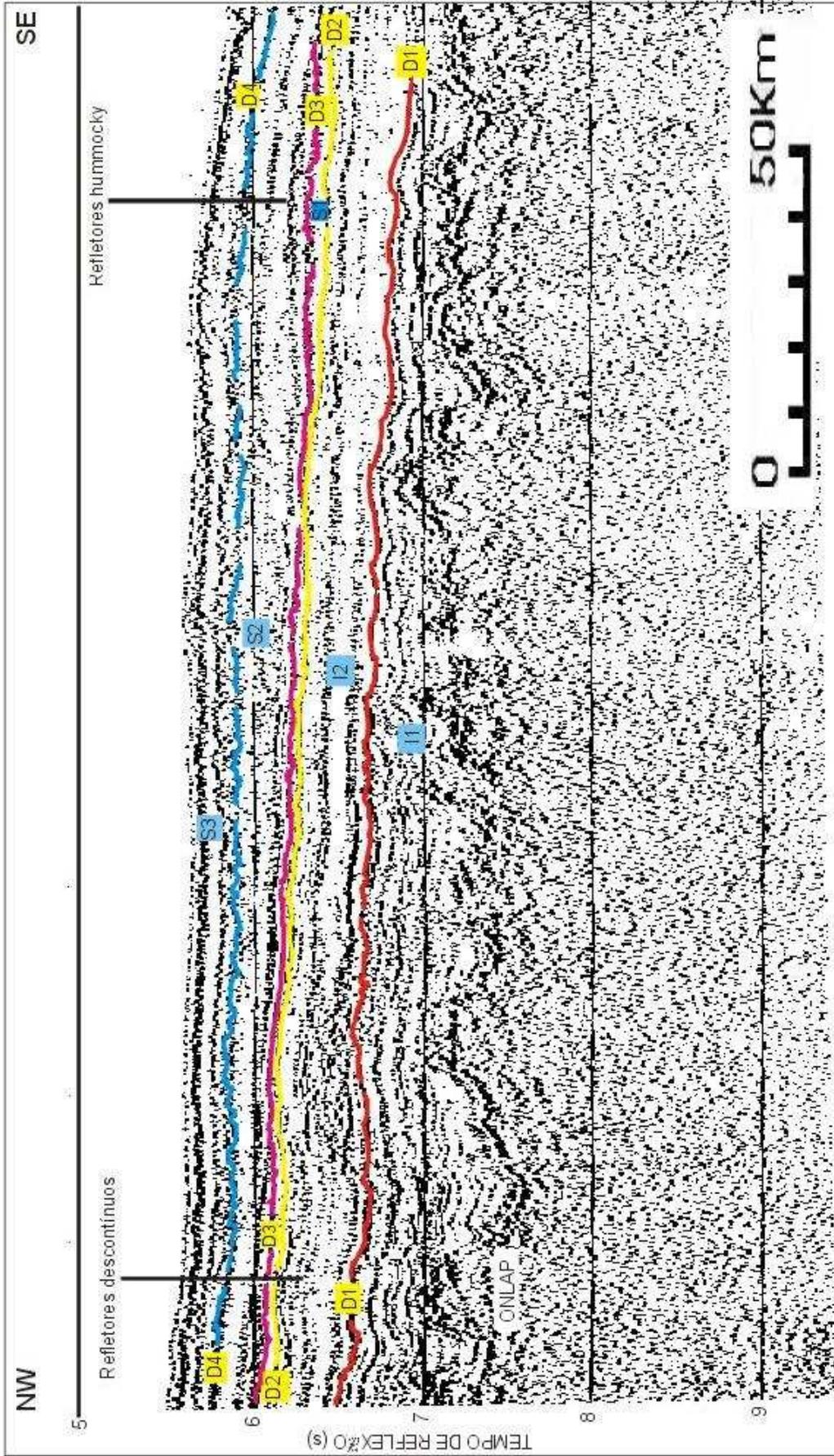


Figura 6b - continuação do perfil L38

paralela com refletores contínuos de alta amplitude que terminam em **downlap** sobre o embasamento. Esta seqüência foi denominada de I0 (fig. 6a) e segundo Castro (1992) foi formada a partir do Albiano, época em que iniciou-se o alargamento do Atlântico Sul com a aceleração do espalhamento do piso oceânico e reorganização das placas litosféricas (Rabinowitz e LaBrecque, 1979), num período de transgressão marinha devido à subsidência da margem continental. O término da seqüência ficou bem caracterizado nos perfis sísmicos, indicando seu limite deposicional e a extensão do oceano àquela época.

A seqüência I1 também apresenta uma configuração sub-paralela, mas a continuidade e amplitude são variáveis; nas calhas estruturais há o preenchimento com a presença de terminações em **onlap** (fig. 6b). Seu limite superior é dado por uma proeminente discordância (D1) que poderia ser tentativamente correlacionada ao limite entre o Cretáceo e o Terciário se tomarmos como referência a locação 355 do DSDP na bacia do Brasil ao norte da cadeia Vitória-Trindade (Supko e Perch-Nielsen, 1977), em que a primeira discordância corresponde a um hiato entre o Maestriciano e o início do Terciário (fig. 7); mas conforme evidências paleoceanográficas pode ser um hiato no limite Paleoceno-Eoceno, não amostrado pelo furo 515. Portanto, a seqüência I1 teria sido formada em grande parte do Cretáceo Superior, época em que o oceano Atlântico integrava-se ao sistema mundial de circulação oceânica.

A discordância D1 se constitui numa das principais feições dentro da estrutura sismoestratigráfica na bacia do Brasil. Pode ser interpretada em todos perfis sísmicos multicanal e ao norte do canal Colúmbia é o refletor mais proeminente nos perfis monocanal, sendo visível abaixo de um pacote transparente homogêneo. Com base na sua interpretação observa-se que a extensão da seqüência I1 em direção à bacia oceânica aumenta de sul para norte, igualmente ao sopé continental.

A seqüência I2, em geral, apresenta uma configuração sub-paralela em que a continuidade e amplitude dos refletores é bastante variável, tendendo

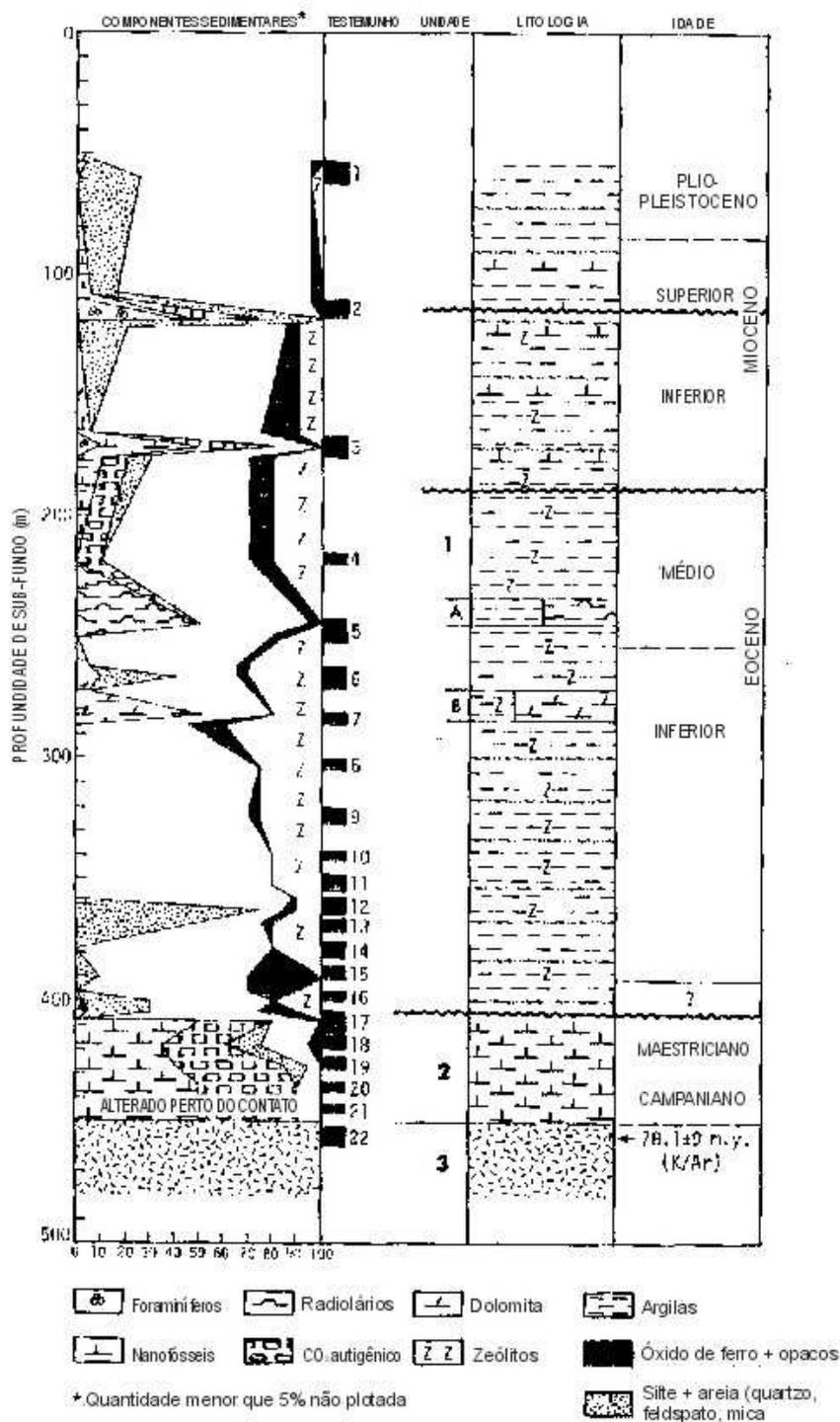


Figura 7 - Resumo litológico da locação 355 do DSDP (Supko e Perch-Nielsen, 1977).

a diminuir nas áreas distais e ao norte do canal Colúmbia (fig. 6b e 5d, respectivamente). Na região proximal a configuração apresenta-se caótica e descontínua podendo ser associada a fluxos de massa (fig. 6a). Das seqüências que compõem a MSI é a que apresenta maior variabilidade de fácies sísmicas, detalhes na descrição de cada perfil sísmico no anexo I.

O topo da seqüência I2 foi amostrado pelo DSDP 515, sendo composto por argilito calcário zeolítico do Eoceno Inferior. A preservação de sedimentos eocênicos no sopé continental está relacionada a um grande aporte sedimentar proveniente das bacias marginais, visto que na bacia de Campos são pouco preservados devido ao rebaixamento do nível do mar que expôs boa parte da plataforma continental, depositando espessos pacotes turbidíticos no talude (Rangel *et al.*, 1987 *apud* Castro, 1992).

A discordância D2 corresponde ao hiato Eoceno-Oligoceno e ao limite entre as duas megasseqüências sendo identificada em toda área. Traduz uma profunda mudança nos padrões sísmicos, sendo um refletor regional de forte amplitude que em muitas seções trunca a seqüência abaixo revelando seu caráter erosivo ou sobre o qual são observadas terminações em **baselap**. Nos grandes canais de mar profundo houve o escavamento dessa superfície, refletindo profundas mudanças no aporte de sedimentos provenientes da margem continental e no retrabalhamento destes pelas correntes de fundo que ajudaram a esculpir esses canais.

Ao norte do canal Colúmbia deixa de ser identificada em muitos perfis monocanal. Mello (1988) observou diferenças de fácies acústicas entre as margens sul (transparente) e norte (laminada), sendo estas variações interpretadas como reflexo da corrente de fundo da Antártica que aparentemente acompanha a direção do eixo do canal nos cursos médio e inferior. O canal atuaria como uma barreira topográfica localizada, desviando para leste a parte inferior da AABW, enquanto que na parte superior da massa d'água o material trazido por correntes de turbidez se manteria em suspensão até ser depositado na margem esquerda, formando o depósito superficial acusticamente laminado e mascarando a discordância D2.

Os perfis sísmicos monocanal analisados neste trabalho, revelaram uma marcante diferença nas fácies acústicas entre as margens norte e sul do canal

Colúmbia (perfil H82-10). Ao sul a MSS é acusticamente transparente na área distal estando em contato com um refletor forte e contínuo exposto ao longo do eixo do canal. Ao norte, a MSS passa de laminada à acusticamente transparente de oeste para leste, enquanto que MSI apresenta a seqüência I2 acusticamente transparente e a I1 razoavelmente laminada.

A seqüência S1 foi definida como o pacote sedimentar limitado na base pela discordância D2 e no topo pela D3. A última discordância não é cabível de interpretação em todos perfis multicanal: notoriamente ocorre a junção com D2 ao sul da locação 515 (fig. 4); desaparece imediatamente ao sul do canal Colúmbia (fig. 5c); em alguns perfis transversais à margem, é truncada pela discordância D4 (perfil L37, anexo I), ou termina contra o monte submarino Rio de Janeiro (perfil L36), ou simplesmente desaparece na região proximal (perfis L515 e L35). Aparentemente essa seqüência se estabeleceu na porção média a inferior do sopé continental entre a depressão ao norte do canal Vema e o canal Colúmbia, sendo melhor desenvolvida numa larga zona de crosta mais profunda relacionada à ZFRJ (fig. 5a e 5b).

Dentro de uma larga calha ao sul dos montes Jean Charcot e ao norte da continuidade da ZFRG (perfis L509 e L41, anexo I) uma espessa seqüência foi correlacionada à S1. Uma provável causa para o seu desaparecimento entre as zonas de fratura poderia ser o efeito erosivo da passagem da AABW naquela área, onde há a confluência dos canais que atravessam a elevação do Rio Grande (Vema e membro secundário) e no flanco da dorsal de São Paulo. Predomina a configuração semitransparente devido à baixa amplitude e descontinuidade dos refletores internos desta seqüência. A geometria externa lenticular lobada e a presença de refletores ondulados no topo podem ser associados a depósitos de deriva.

A seqüência S2 foi definida na locação 515 como a seqüência delimitada pela discordâncias D3 e D4, entretanto, devido à D3 não ser observada ao longo de todos perfis, adotou-se a mesma nomenclatura para a seqüência acima da discordância D2 e abaixo de D4, ou até mesmo limitada pelo fundo do mar como no eixo da AABW à boca do canal Vema (perfis L509 e L39). Essa generalização é

devido ao caráter localizado da seqüência S1 e pressupõe que o hiato de 22 Ma seja extensivo a toda região estudada. Então, o período de deposição de S2 nas áreas em que S1 não foi reconhecida seria mais amplo ou esse hiato representaria um intervalo de não deposição ou erosão maior.

A grande extensão e a variação de ambientes deposicionais atribuem à seqüência S2 uma grande diversidade de fácies sísmicas (vide descrição dos perfis no anexo I). Em geral nas regiões proximais predomina a configuração caótica a descontínua; nas regiões distais a configuração torna-se semitransparente freqüentemente com refletores **hummocky** na base e ondulados a caóticos no topo (fig. 5 e 6); localmente pode ser divergente (perfil L34) ou descontínua a ondulada (perfil L41).

O período de formação desta seqüência foi marcado pela presença de todos elementos da circulação oceânica moderna; calotas de gelo completamente desenvolvidas nos mares de Ross e Weddell e fluxo vigoroso das correntes de fundo em todo o oceano Atlântico são assinalados por McCoy & Zimmermann (1977) para o Oligoceno. A sedimentação seria influenciada por correntes de turbidez que produziram o influxo de terrígenos finos associados à oscilação do nível do mar. A glaciação antártica e o resfriamento do oceano ao seu redor aumentou o gradiente de temperatura levando à intensificação da circulação atmosférica e superficial para manter o balanço calorífico global (Johnson, 1983a). Estes eventos climáticos interferiram na intensificação da circulação termohalina que levou à deposição de sedimentos finos em depósitos de deriva.

A seqüência S3 tem como base a discordância D4, que devido ao caráter das fácies sísmicas ondulado a caótico em muitos trechos mascaram-na (fig. 5a e 6b). A configuração geral é semitransparente devido à descontinuidade dos refletores, exceto no canal Carioca onde ocorre um padrão de preenchimento em **onlap** (fig. 5b), ou uma configuração caótica no **levee** de sua margem esquerda (perfil L37) e em alguns trechos do sopé continental superior em que torna-se sub-paralela e ao norte do canal Colúmbia (fig. 5d). Como na seqüência anterior, apresenta configuração externa lobada associada a depósitos de deriva na área distal da margem continental.

Processos Depositionais Indicados pelas Fácies Sísmicas

Para descrever as fácies sísmicas procedeu-se à análise de cada seqüência nos perfis multicanal procurando-se identificar mudanças laterais e verticais dos parâmetros de reflexão sísmica. Desde que o padrão de reflexão representa um padrão de estratificação, pode-se inferir consideráveis informações dos processos de transporte, ambiente deposicional, erosão e paleotopografia a partir da análise das unidades de fácies sísmicas, que em síntese é a descrição e interpretação geológica de parâmetros de reflexão sísmica. Informações quanto a estes parâmetros, como também a forma externa e associações tridimensionais de grupos de reflexões, são disponíveis na interpretação direta de seções sísmicas.

Cada um destes elementos contém informação de significância estratigráfica. A amplitude está relacionada a contrastes de velocidade e densidade das interfaces individuais e ao espaçamento das camadas. As altas amplitudes vistas nas seções sísmicas geralmente não provêm de contrastes de velocidade-densidade muito altos, mas representam camadas com coeficientes de reflexão relativamente moderados cuja espessura causa uma forte adição construtiva (Sangree e Widmier, 1979). Frequência é uma característica da natureza do pulso sísmico, mas é também relacionada ao espaçamento dos refletores ou mudanças laterais na velocidade intervalar. A continuidade dos refletores é estritamente associada com a continuidade das camadas, onde depósitos extensos bem estratificados são sugeridos por refletores contínuos depositados num ambiente relativamente calmo e uniforme sobre uma grande área, tal como folhelhos marinhos intercalados com siltes e folhelhos calcários.

Configuração sub-paralela (fig. 8) pode ocorrer em várias formas externas, sendo mais comum em lençóis e unidades de preenchimento. Este padrão sugere taxas uniformes de deposição sobre uma superfície estável ou uniformemente subsidente.

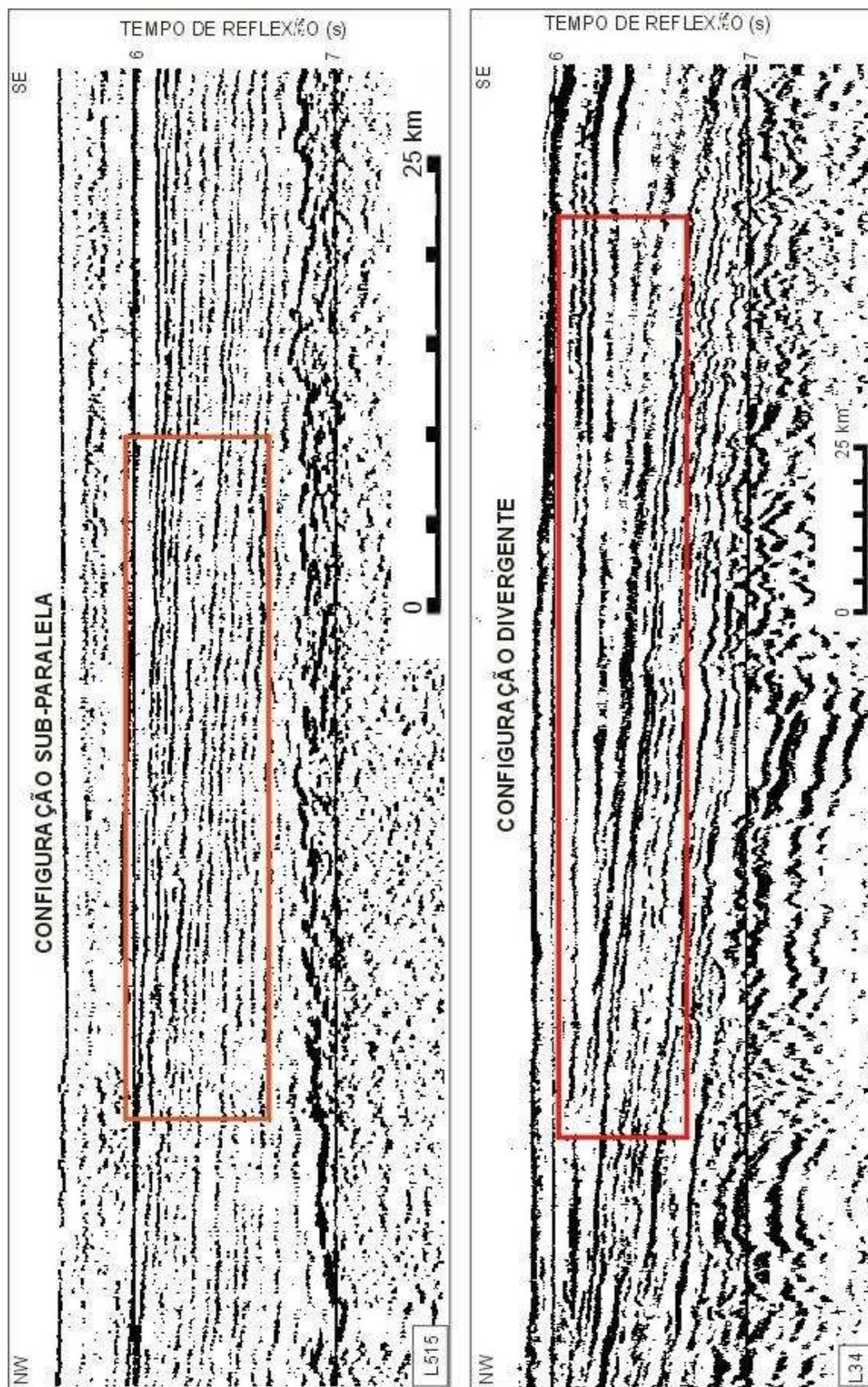


Figura 8 - Exemplos de fácies sísmicas observadas na bacia do Brasil.

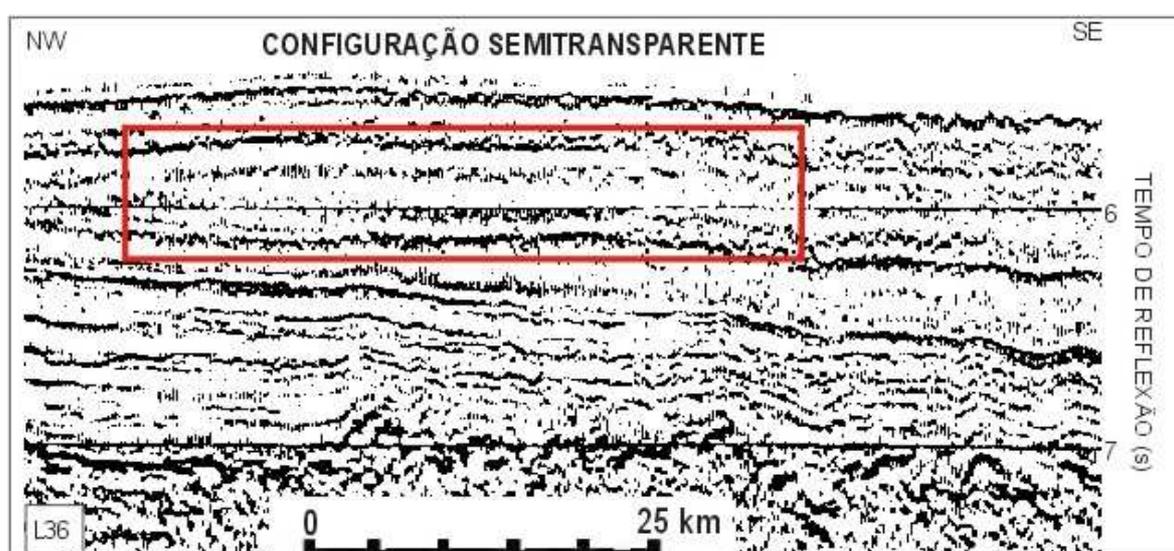
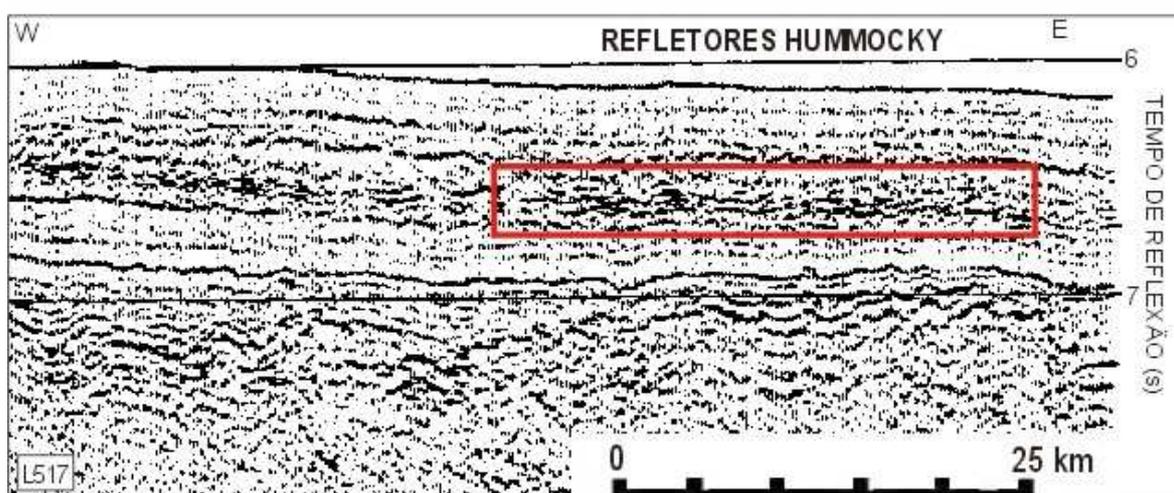
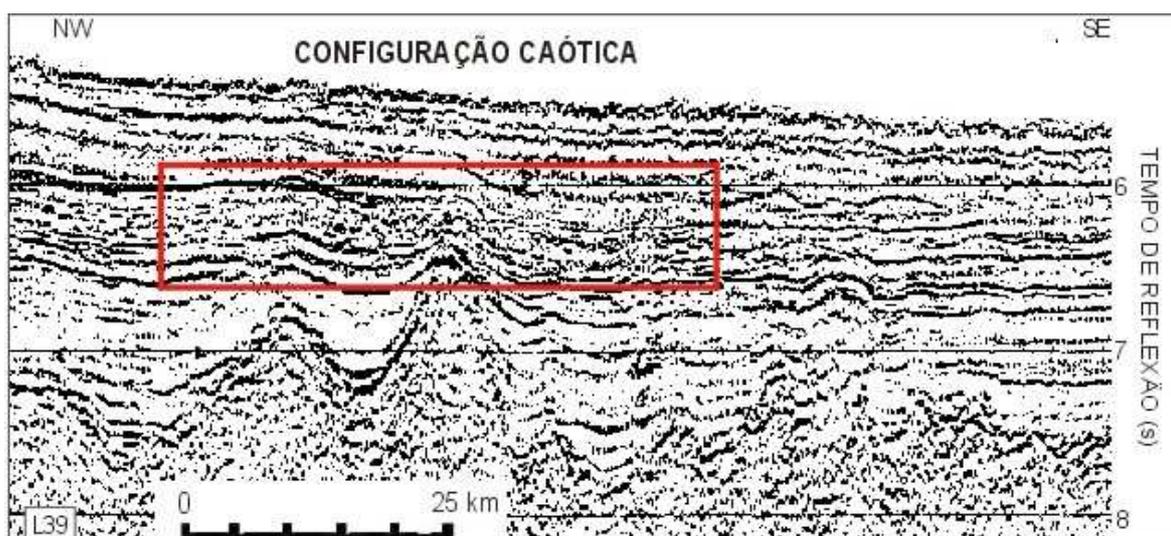


Figura 8 - (cont.)

Configuração divergente (fig. 8) é caracterizada por uma unidade em formato de cunha em que a maior parte do espessamento lateral é acompanhada pelo espessamento das camadas dentro da unidade. As terminações não sistemáticas ocorrem comumente na direção de convergência ou afinamento progressivo das camadas. Sugere variação espacial da taxa de deposição ou inclinação progressiva, ou combinação de ambos. Somente no perfil L34 (anexo I) verificou-se este tipo de configuração para a seqüência S2, sendo sua localização paralelamente ao eixo do canal Colúmbia (fig. 2).

Configuração caótica (fig. 8) é representada por reflexões descontínuas num arranjo desorganizado. São interpretadas como camadas depositadas num ambiente variável de energia relativamente alta ou como a deformação de estratos inicialmente contínuos por movimentos de massa ou correntes de turbidez. Estruturas de deslizamento, complexos de corte e preenchimento de canais e zonas altamente falhadas, dobradas ou contorcidas podem ter expressão sísmica caótica. A continuidade varia muito entre configurações estratificada e caótica. Reflexões contínuas com amplitude e freqüência uniforme traço a traço, resultam de camadas uniformes em espessura e litologia depositadas em condições estáveis. Reflexões descontínuas discordantes na configuração caótica sugerem energia relativamente alta e variabilidade de deposição ou processos pós-deposicionais de rompimento de camadas.

Refletores **hummocky** consistem de reflexões irregulares e descontínuas marcadas por terminações não sistemáticas (fig. 8). Em águas rasas são observados em prodeltas ou ambientes interdeltáicos formando pequenos lobos onde as condições gerais referem-se a um canal localizado transportando um alto influxo de sedimentos (Vail *et al.*, 1977). A diferença básica é que os lobos na área do DSDP 515 foram depositados na base de um leque formado em ambiente abissal sob a influência de fortes correntes de fundo (Gamboa *et al.*, 1987). Este tipo de reflexão foi muito observado na área distal.

Configuração semitransparente apresenta poucos refletores, geralmente descontínuos e de baixa amplitude (fig. 8). São a expressão sísmica de unidades litológicas homogêneas, não estratificadas e altamente contorcidas como folhelhos marinhos espessos e homogêneos.

Integração dos Levantamentos pelo Mapeamento das Principais Isópacas e Fácies Sísmicas

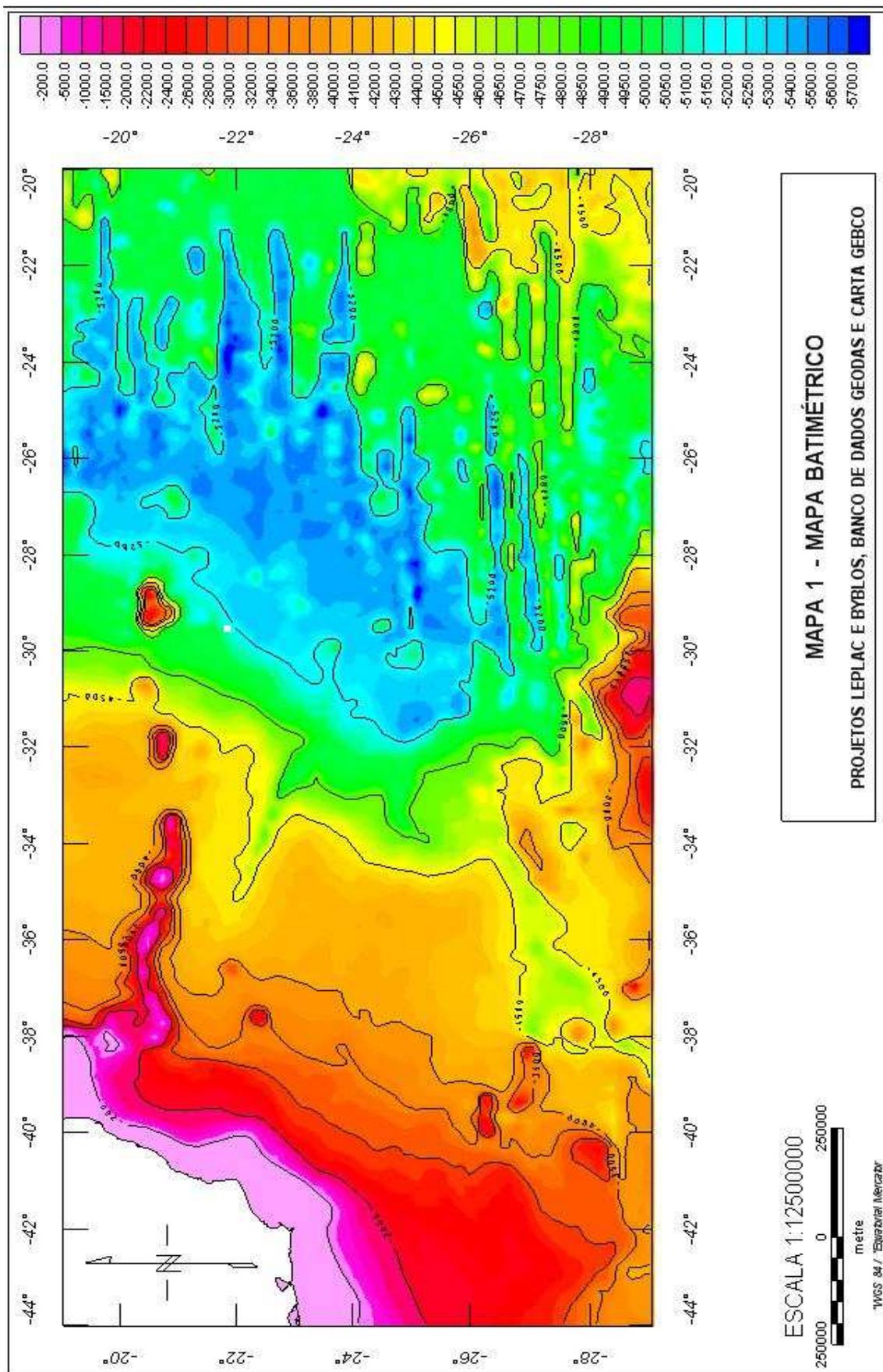
Para a confecção dos mapas de isópacas total, da MSI e da MSS, profundidade do embasamento e fácies sísmicas da MSS, utilizou-se a interpretação de todos perfis sísmicos integrando-os pela digitalização dos principais refletores, constituindo uma base de dados mapeáveis em escalas regionais (1:12500000 e 1:10000000). O contorno do conjunto de mapas de isópacas analisado no contexto da evolução geológica da região, permitiu a caracterização das influências do arcabouço tectônico e o mecanismo de transporte predominante sobre o padrão de dispersão sedimentar na bacia do Brasil.

Mapa 1

No mapa batimétrico, compilado dos cruzeiros oceanográficos realizados desde a década de 60 e dos contornos batimétricos da carta GEBCO, destacam-se as grandes feições que compartimentam a área estudada: elevação do Rio Grande ao sul, província de colinas abissais a leste e cadeia Vitória-Trindade ao norte; e os canais de mar profundo que ainda encontram-se ativos: canal Colúmbia entre 22 e 23° S e a depressão para leste após a desembocadura do canal Vema em torno de 27° S por onde flui a AABW, formando o canal Rio de Janeiro na longitude de 34° W.

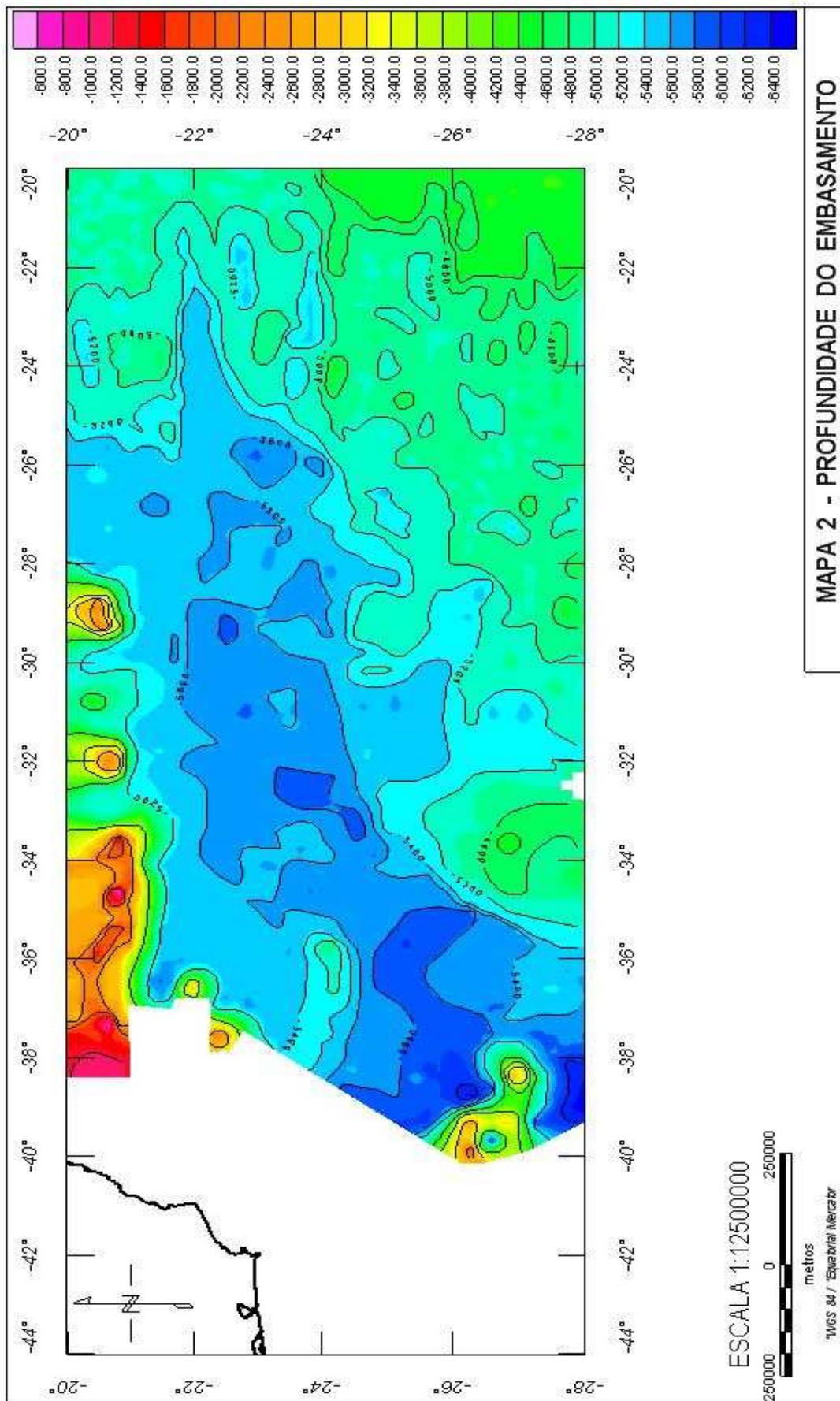
Mapa 2

No mapa de profundidade do embasamento pode-se observar grandes feições relacionadas às diferenças topográficas que marcam a crosta indubitavelmente oceânica, apresentando estruturação E-W com a presença de cadeias montanhosas e grupos de montes submarinos, altos do embasamento separando duas regiões com diferentes níveis de crosta e largas calhas estruturais relacionadas às zonas de fratura.



ESCALA 1:12500000
250000 0 2500000
metre
WGS 84 / Equatorial Mercator

MAPA 1 - MAPA BATIMÉTRICO
PROJETOS LEPLAC E BYBLOS, BANCO DE DADOS GEODAS E CARTA GEBCO



Uma extensa região a leste é ocupada pela província das colinas abissais. À medida que se aproxima da margem continental a crosta se torna mais profunda e menos acidentada em função do resfriamento litosférico e de ter sido formada em períodos em que a velocidade de espalhamento foi maior (Cande *et al.*, 1988). A melhor indicação deste tipo de mapa é a localização de profundos arcabouços tectônicos que permitiram a formação de espessos depósitos sedimentares.

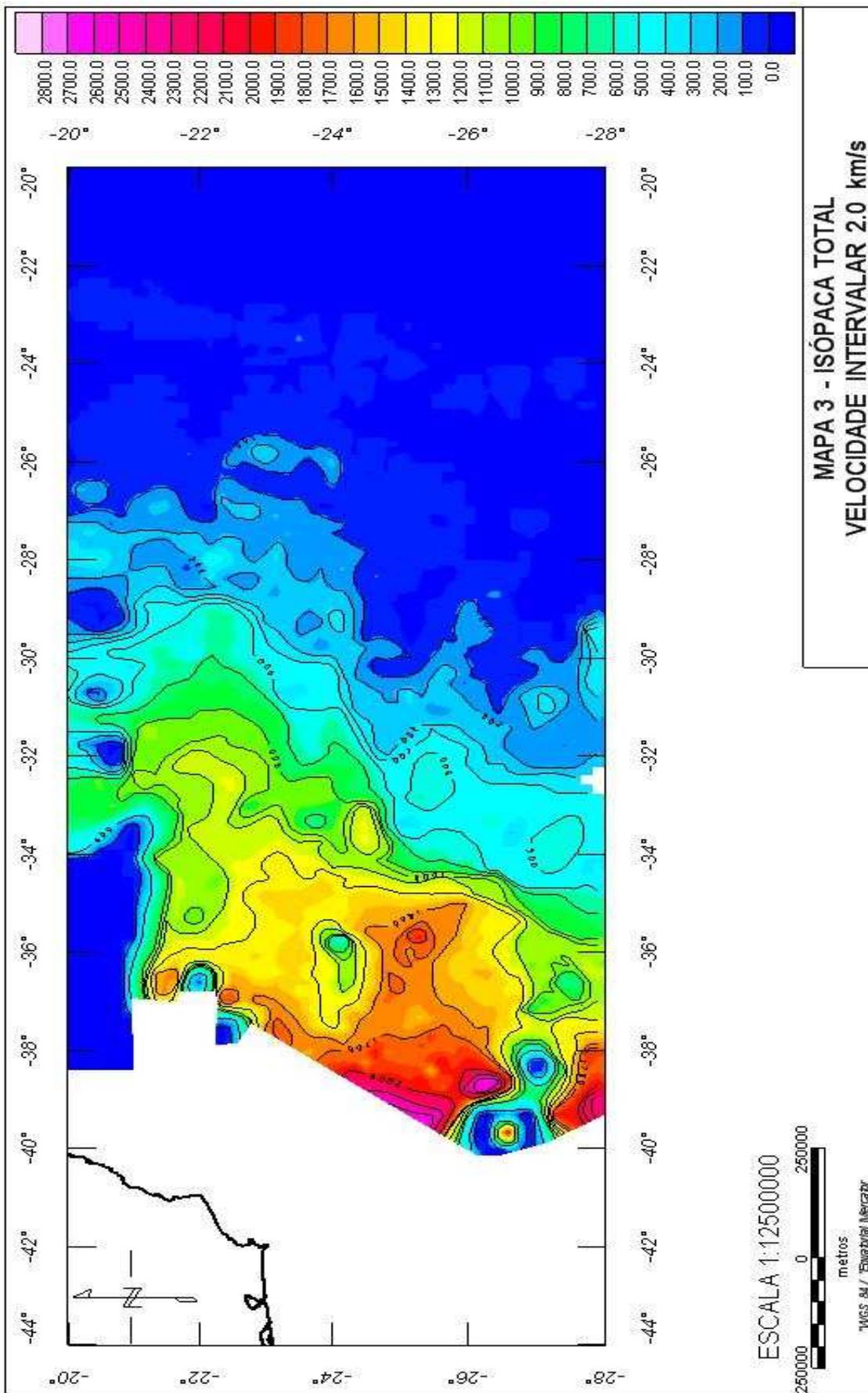
Na latitude de 24 °S há uma estreita região orientada E-W composta por altos do embasamento, da qual faz parte o monte submarino Rio de Janeiro (Castro, 1992). Esta longa feição separa duas áreas em que a crosta ocorre a níveis diferentes, a norte a crosta está em torno de 5500 m de profundidade, enquanto que a sul a profundidade do embasamento é superior a 5800 m.

Tanto a norte como a sul dos montes submarinos Jean Charcot ocorrem as maiores profundidades do embasamento chegando a mais de 6200 m; a depressão da crosta junto a estes montes, possivelmente reflete o ajuste da litosfera devido à carga isostática, enquanto que a sul a calha estrutural seria relacionada a uma zona de fratura imediatamente a norte da ZFRG ainda não definida (Alves, comunicação pessoal).

Mapa 3

No mapa de isópacas total foi identificada uma série de depocentros bem como a orientação predominante destes:

- Depocentro ao sul dos montes submarinos Jean Charcot com mais de 2000 m de espessura, orientação E-W.
- Grande depocentro alongado no sentido E-W, numa zona em que a crosta é mais profunda, onde verifica-se uma espessura sedimentar acima de 2400 m na região proximal da elevação continental e junto a estes montes submarinos; na região distal ocorre um depocentro secundário com mais de 1700 m de espessura.

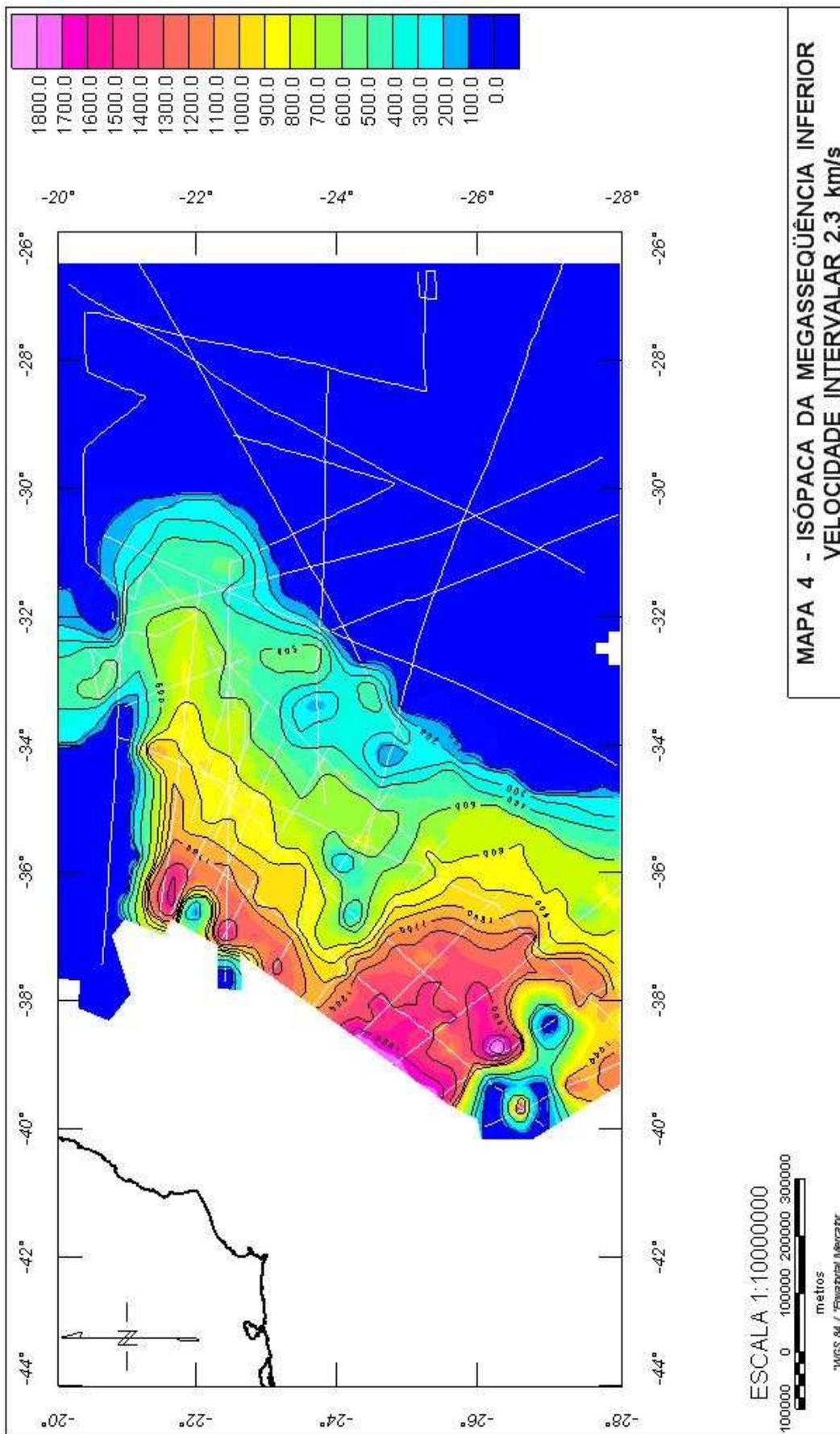


- A presença de altos do embasamento em torno de 24° S impede a continuidade do grande depocentro para norte, mas aparentemente uma parte do fluxo sedimentar é desviada por estes obstáculos, ajudando a estabelecer outro depocentro alongado com até 1500 m de espessura a norte desta latitude.
- Na direção leste, o pacote sedimentar afina significativamente, sendo limitado pelas colinas abissais ao sul da área, mas forma uma planície abissal a nordeste alongada no sentido SW-NE como também é sugerido no mapa batimétrico (mapa 1).

Mapa 4

No mapa de isópacas da MSI pode-se detalhar os maiores centros deposicionais decorrentes dos processos que dominavam a margem continental antes do estabelecimento da circulação geostrófica profunda, sendo assinalado os seguintes depocentros:

- Ao sul dos montes submarinos Jean Charcot a espessura sedimentar é maior que 1000 m e aparentemente os sedimentos cretáceos a eocênicos da MSI contornaram-os de forma a preencher aquela calha estrutural.
- Depocentro com espessa cobertura sedimentar (> 1600 m) próximo ao término da área levantada na margem oeste da bacia e junto aos montes submarinos Jean Charcot. A orientação NW-SE da espessa MSI nessa área é interrompida em torno da longitude de 35 °W onde o embasamento rapidamente eleva-se a 5200 m de profundidade (mapa 1), bloqueando a progradação sedimentar. Ressalta-se que o controle stratigráfico é composto por apenas um perfil monocanal nesta região.
- Depocentro orientado SW-NE com as maiores espessuras (acima de 1500 m) próxima aos montes submarinos Alnte. Saldanha e São Tomé. Provavelmente o pacote sedimentar seja mais espesso a oeste desses montes nas proximidades do platô de São Paulo.

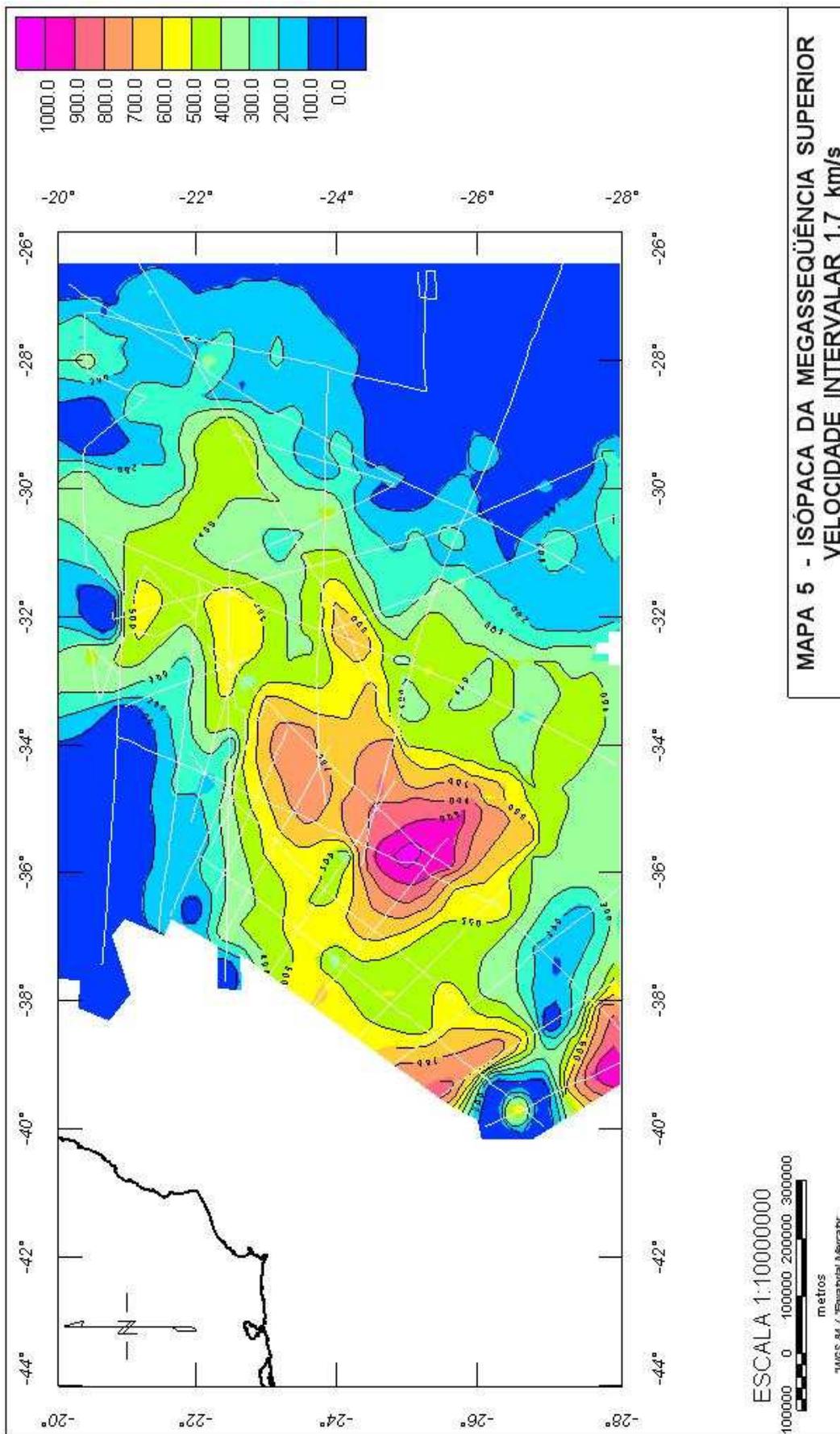


- Os altos do embasamento em torno de 24° S atuaram como obstáculo à progradação sedimentar da MSI, dividindo-a em dois ramos de dispersão. Provavelmente as zonas de fratura controlaram a formação dos principais depocentros no Cretáceo.

Mapa 5

No mapa de isópacas da MSS observam-se alguns depocentros distribuídos mais externamente do que a MSI, embora de menor espessura; seu caráter localizado é oriundo do transporte de sedimentos longitudinal e transversal à margem continental que passaram a interagir com o desenvolvimento da circulação de fundo:

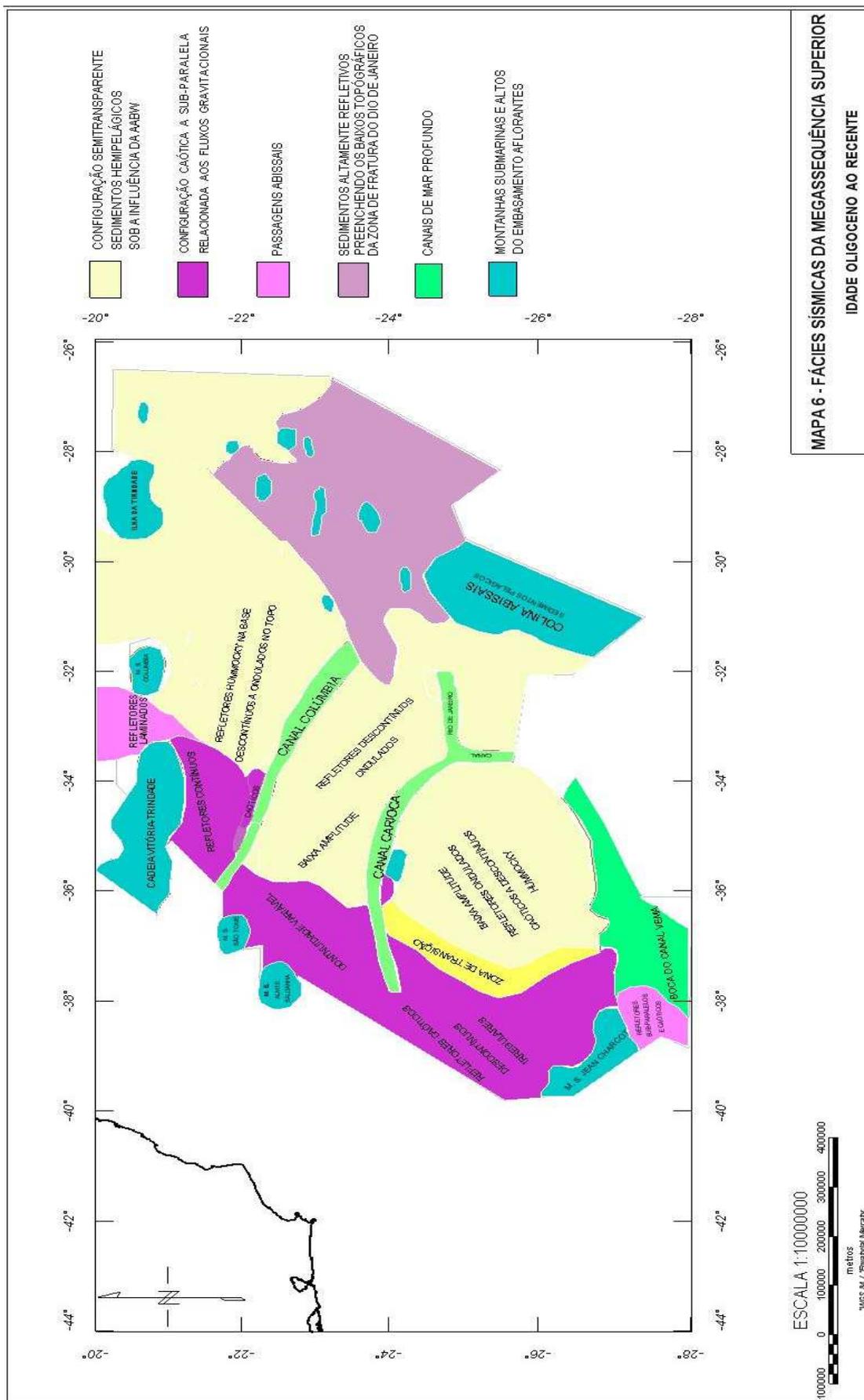
- Depocentro no sul da área com mais de 900 m de espessura sedimentar. Provavelmente há uma grande contribuição dos sedimentos transportados pela AABW provenientes da bacia da Argentina que formam um depósito conturítico capeado por ondas de sedimentos bem desenvolvidas (perfis L509 e L41, anexo I), reconhecido por Mello *et al.* (1992) como "**Vema Drift**".
- Imediatamente a norte, na desembocadura do canal Vema, a leste do monte submarino Jean Charcot III, a cobertura sedimentar não excede a 200 m de espessura, refletindo a intensa atividade da AABW que transportou sedimentos muito além da saída do canal, não permitindo a deposição de uma espessa seqüência. Em função dos altos topográficos relacionados à ZFRG na desembocadura do canal Vema, há a constrição do fluxo gerando um ambiente de alta energia, transferindo a deposição do material em suspensão para um ambiente relativamente tranquilo a norte.
- Dois depocentros sobre a larga zona de crosta mais profunda: um a oeste com mais de 800 m, relacionado provavelmente ao transporte por fluxos gravitacionais; um segundo com mais de 1000 m de espessura sedimentar, afastado da influência dos sedimentos provenientes da margem e exatamente na direção em que o fluxo da AABW deve ter carregado pesadas cargas de sedimentos que vieram a construir os lobos sedimentares amostrados pelo DSDP 515.



- Este depocentro no sopé continental inferior se alonga para N-NE ultrapassando o monte submarino Rio de Janeiro (24 °S), onde o material trazido pelo canal Carioca foi redistribuído pela corrente de fundo formando um depocentro secundário com mais de 700 m de espessura.
- Ao norte do canal Colúmbia há depocentros localizados que chegam a mais de 500 m nas proximidades do monte submarino Colúmbia. Apesar da grande distância às principais áreas fontes há uma boa cobertura sedimentar distribuída homogeneamente por toda área, inclusive nas passagens abissais entre os montes submarinos da cadeia Vitória-Trindade, indicando o trabalho de redistribuição de sedimentos pela AABW onde o fluxo se bifurca para leste e norte.

Mapa 6

O mapa de fácies sísmicas da megasseqüência superior incorporou a descrição dos perfis sísmicos monocanal e multicanal e de forma simplificada ilustra os processos deposicionais através do padrão de reflexão, que varia de acordo com a distância à margem continental e a interação entre os tipos de transporte sedimentar. Em termos de distribuição de fácies há o predomínio da configuração semitransparente com refletores de baixa amplitude classicamente relacionada a unidades litológicas homogêneas ocupando extensas áreas do sopé continental médio a inferior, onde se destacam refletores ondulados típicos da ação da corrente de fundo; ao norte da planície abissal o pacote sedimentar é acusticamente transparente quando visto nos perfis monocanal, também representando sedimentos hemipelágicos. Na área proximal prevalecem as seqüências com refletores caóticos a descontínuos ou quando sub-paralelos a continuidade é variável, sendo estas características sísmicas atribuídas ao transporte por fluxos gravitacionais. Na margem norte do canal Colúmbia na região proximal, a configuração é sub-paralela com refletores contínuos; apenas junto ao canal ocorrem refletores caóticos possivelmente relacionados ao extravasamento ocasional das correntes de turbidez.



Os sedimentos altamente refletivos, nivelando o assoalho marinho com muitos refletores internos, são característicos dos turbiditos que preenchem os baixos topográficos relacionados à ZFRJ e mesmo uma área ao norte desta, ajudando a formar a planície abissal do Rio de Janeiro. Estes são provenientes do **by-pass** de sedimentos terrígenos pelo canal Colúmbia, que seria a principal via para as correntes de turbidez. Provavelmente o preenchimento sedimentar começou de leste para oeste levando as correntes de turbidez a percorrerem até 1000 km, inicialmente. Outra possibilidade seria a atuação da corrente de contorno que após esculpir o canal Rio de Janeiro e formar campos de ondas de sedimentos em ambas margens ao longo de seu percurso para norte, ainda teria competência para distribuir a sedimentação terrígena.

Nas passagens abissais o fluxo da AABW é represado contra os altos do embasamento devido a força de Coriolis. Na desembocadura do canal Vema a oeste do monte submarino Jean Charcot III e entre os montes Dogaressa e Colúmbia, onde a cadeia Vitória-Trindade é interrompida, os refletores são sub-paralelos e observa-se a formação de fossos pelo escavamento da corrente de contorno junto à escarpa dos montes.

DISCUSSÃO

Relevância dos Hiatos e Relação com os Eventos Paleoceanográficos

Desde os primeiros levantamentos sísmicos obtidos na década de 60 e posteriormente com a associação aos resultados do DSDP, foi demonstrada a relevância dos refletores tidos como superfícies erosivas e/ou não deposicionais como marcos de eventos paleoceanográficos. Pimm e Hayes (1972) notaram a importância regional desses hiatos no Atlântico e de como representavam maiores intervalos geológicos na porção oeste da bacia, implicando no controle erosivo pela intensificação das correntes termohalinas.

Em termos mundiais, os hiatos foram mais comuns no Turoniano, no limite entre o Cretáceo e o Terciário, no limite entre o Paleoceno e o Eoceno, no limite Eoceno/Oligoceno com continuação do período de não deposição ou erosão no Oligoceno e do Mioceno Médio ao Superior, sendo mais pronunciado no Atlântico Sul. A maioria destes hiatos correlaciona-se com os principais ajustes no movimento das placas e mudanças na circulação oceânica (Supko e Perch-Nielsen, 1977). Como em outras bacias oceânicas, uma considerável parte da história do Atlântico Sul foi perdida, sendo o registro geológico destruído pela erosão ou dissolução; van Andel *et al.* (1977) estimaram que cerca de um terço do tempo geológico é ocupado por hiatos.

É aceito que alguns destes períodos de maiores hiatos globais ou regionais foram também períodos de aumento do transporte sedimentar e acumulação em certas áreas oceânicas. Rona (1973) reconheceu o enigma do sincronismo entre períodos de hiatos oceânicos globais, tais como Paleoceno e Oligoceno, e períodos de regressão marinha em que há um aumento da carga sedimentar para os oceanos como resultado do rejuvenescimento das forças erosivas em terra e exposição das margens continentais, levando a um processo de acumulação rápida local ou regional em bacias profundas.

Apesar do pouco conhecimento das condições paleoceanográficas que podem ter causado os hiatos no Cretáceo Superior e Terciário Inferior, sabemos

que nessa transição de períodos, o Atlântico Sul era uma bacia razoavelmente larga; a elevação do Rio Grande havia subsido o suficiente para permitir a circulação superficial e a troca de massas d'água entre o norte e o sul no Atlântico Sul (van Andel, *et al.*, 1977), produzindo uma bacia suscetível ao desenvolvimento de fluxo longitudinal (McCoy e Zimmermann, 1977). Os dados de paleotemperatura (Savin *et al.*, 1975) mostram uma queda da temperatura de fundo ao longo do Terciário, sendo mais acentuada no Eoceno Superior, Mioceno Médio e Plioceno Superior, indicando a chegada de águas mais frias vindas de latitudes mais ao sul que poderiam ser o resultado de uma mudança nos padrões de distribuição de calor causada por eventos tectônicos globais (Supko e Perch-Nielsen, 1977). Então, estas águas mais densas ao fluírem para norte como correntes de fundo causariam a formação de hiatos por erosão ou dissolução.

A análise das comunidades planctônicas e de isótopos estáveis nas locações 356 (platô de São Paulo) e 516 F (elevação do Rio Grande) do DSDP, demonstram que o limite Cretáceo/Terciário (~65 Ma) corresponde a uma grande mudança nas propriedades e talvez na circulação superficial dos oceanos, mas com poucas mudanças nas características da circulação abissal (Johnson, 1983a). As comunidades bentônicas de foraminíferos do Maestriciano e Paleoceno são essencialmente idênticas ao nível de gênero, mas os organismos planctônicos mostram dramáticas extinções e aparecimento de novas espécies sobre um intervalo estratigráfico limitado (Thierstein, 1981 *apud* Johnson, 1983a).

Discordância D1

Na bacia do Brasil há poucas mas conspícuas evidências de que uma corrente de fundo tenha ocorrido ainda no Eoceno Inferior (Johnson, 1983a). Estas evidências incluem:

- 1) Uma descontinuidade sísmica designada como discordância I por Gamboa *et al.* (1983) num perfil próximo à locação 515. Esta mesma discordância é referida como D1 neste trabalho (fig. 5 e 6). O topo da seqüência abaixo (I1) poderia ser datado como paleocênico, cujos sedimentos representariam argilas e carbonatos pelágicos. Este período em muitos locais do Atlântico

Sul termina como um hiato centrado no limite Paleoceno-Eoceno como em muitas outras partes dos oceanos (Kennett, 1982).

2) O alto conteúdo de smectita nos sedimentos do Eoceno Inferior ao Recente nas locações na bacia do Brasil ao norte, DSDP 355, e ao sul, DSDP 515, sugerem o início da atividade vulcânica na elevação do Rio Grande e subsequente dispersão lateral de argilo-minerais por uma corrente de fundo para norte dentro da bacia do Brasil (Zimmermann, 1983).

3) A presença de estratificação cruzada em carbonatos pelágicos do Eoceno Inferior (Barker *et al.*, 1981) sugere a presença do fluxo termohalino.

Mountain e Miller (1992) reconheceram no Atlântico Norte um refletor nomeado A^b, e indicaram uma correlação com a discordância que ocorre logo acima do embasamento na bacia do Brasil em função da similaridade no caráter sísmico destes refletores. Segundo a litologia no DSDP 387 na elevação das Bermudas, o refletor A^b representaria uma drástica mudança paleoceanográfica no oeste do oceano Atlântico: os sedimentos abaixo do hiato são folhelhos laminados organicamente ricos, mas sem evidência de bioturbação, indicando pouca ou nenhuma atividade de organismos bentônicos, suportando a interpretação de águas de fundo anôxicas durante o Paleoceno Inferior e os sedimentos acima são lamas verdes oxidadas. Para os autores supracitados, esta mudança no estado de oxidação foi o resultado da mudança de uma lenta circulação para uma circulação profunda mais vigorosa no limite Paleoceno/Eoceno. Mesmo não havendo mudança na temperatura das águas profundas no Paleoceno Superior, admitiram que a massa d'água que erodiu as seções paleocênicas no oeste do Atlântico Norte tenha vindo de sul e especularam que este pulso fosse o resultado da abertura tectônica das passagens que conectavam o oceano Austral ao Atlântico.

Diante do exposto acima, a discordância D1 na bacia do Brasil provavelmente corresponde a um hiato entre o Paleoceno e o Eoceno, representando a primeira intrusão de uma forte corrente relacionada a movimentos tectônicos de escala mundial que levaram à abertura de

passagens abissais no oceano Atlântico. O caráter erosivo desta discordância é marcante em vários perfis sísmicos, inclusive com a presença de profundos canais abaixo do atual eixo do canal Vema (perfil L509, anexo I). Na parte distal do sopé continental há uma mudança de fácies sísmicas entre as seqüências I1 e I2 em áreas localizadas ao norte do canal Colúmbia e ao norte da saída do canal Vema, que passam de estratificados para acusticamente transparentes no caso dos perfis monocanal (perfis H82-1 e H82-10) ou há uma grande diminuição da amplitude nos perfis multicanal (perfis L38 e L517), ambas características podendo ser relacionadas a intensa homogeneização dos sedimentos por ação da corrente de fundo.

Discordância D2

O resfriamento global a partir do final do Eoceno Superior (Kennett, 1977; Berger e Wefer, 1996) correlaciona-se com a queda do nível do mar resultante de forças tectônicas e com o início do estabelecimento de uma permanente circulação profunda norte-sul no oceano Atlântico e em outras bacias oceânicas. A diminuição da temperatura da água profunda representa uma modificação irreversível em que as mudanças topográficas, tais como a formação de cadeias montanhosas e a separação entre Antártica e Austrália atuaram decisivamente. O Período Glacial ainda não se estabelecera, não havendo formação extensiva de geleiras continentais, mais criando condições climáticas que permitiram a formação de uma densa massa d'água em torno da Antártica (Berger e Wefer, 1996).

O movimento dos continentes se distanciando da Antártica relativamente estacionária modificou a circulação global. As interligações oceânicas nos trópicos, que permitiam um fluxo ao redor do planeta movido pelos ventos alísios, tenderam a fechar gradualmente após o Eoceno, enquanto que as passagens abissais nas altas latitudes em ambos hemisférios abriram-se. Como conseqüência, o sistema termohalino passou lentamente a ser movido por gradientes térmicos longitudinais (Berger e Wefer, *op. cit.*).

A principal queda do nível do mar no final do Oligoceno Inferior parece ter sido um fenômeno glacio-eustático e a acentuada queda na temperatura da água de

fundo, foi interpretada como causada pelo desenvolvimento de massas d'água ao norte do Atlântico Norte também (Tucholke e Mountain, 1986).

O hiato no limite Eoceno/Oligoceno é muito bem desenvolvido no Atlântico Sul, estando presente ou sendo inferido em todas locações do DSDP no lado oeste. Este hiato tem uma importância global, já que coincide com uma rápida queda da temperatura da água de fundo a cerca de 4°C, provavelmente refletindo a primeira importante formação de gelo marinho em torno da Antártica, embora o continente tenha permanecido sem calotas polares até o Mioceno (Kennett, 1977). O fluxo em direção ao equador da fria água de fundo iniciou uma circulação termohalina similar a de hoje. No Oligoceno ocorreu uma grande regressão global, tendo Rona (1973) assinalado que períodos de regressão estariam associados ao desenvolvimento de fortes correntes de fundo, como indicado pela maior frequência de hiatus em tais períodos.

A iniciação de um forte fluxo termohalino na bacia do Brasil é marcada por uma discordância erosiva no DSDP 515 com lamas hemipelágicas do Oligoceno Médio (~30 Ma) sobre calcários pelágicos do Eoceno Inferior (~52 Ma), denominada de D2 (fig. 4). No eixo do canal Vema esta discordância é o fundo do mar, aflorando o topo bastante erodido da seqüência I2 (perfis L509 e L39, anexo I), onde Johnson e Rasmussen (1984) obtiveram um testemunho de cerca de 10 m alcançando um **chert** datado do Paleoceno Superior (55-58 Ma) baseado em várias espécies moderadamente preservadas de radiolários, apesar da intensa remobilização da sílica. A argila pelágica acima do **chert** é de idade indeterminada, mas contém numerosos pequenos hiatus correspondentes às flutuações da velocidade da corrente de fundo.

Este enorme hiato corresponde à Discordância II de Gamboa *et al.* (1983) e ao limite entre as unidades litológicas 2 e 3 no DSDP 515; marca o início de uma circulação de fundo mais vigorosa relacionada ao resfriamento das águas superficiais em torno da Antártica. O hiato também incluiu muito do Oligoceno nas locações da perna 39 do DSDP na bacia do Brasil, platô de São Paulo e bacia de

Angola, tendo terminado no final do Oligoceno ou ainda no início do Mioceno (Supko e Perch-Nielsen, 1977). O aumento da circulação vertical no Cenozóico provavelmente aumentou a fertilidade das águas superficiais no Atlântico Sul e causou uma rápida queda na profundidade da CCD de 3 km no Eoceno Superior a 4 km no Oligoceno Inferior (van Andel *et al.*, 1977).

O hiato de 22 Ma não permite o estabelecimento preciso de quando começou o fluxo termohalino profundo na locação 515, mas dados de outro local no Atlântico levaram a Johnson (1983a), a datar este evento mais precisamente partindo da hipótese de que o fluxo termohalino global profundo possa ser descrito como um sistema articulado - **teleconnective linkages** - entre os principais sistemas de correntes (Johnson, 1983b). Portanto, a geração de uma massa d'água suficientemente densa em torno da Antártica requer não apenas temperaturas baixas à superfície, mas a advecção de águas de alta salinidade em sub-superfície vindas do norte. Assim, os fatores limitantes que governam a formação da AABW podem incluir condições no Atlântico Norte e não simplesmente os parâmetros oceanográficos em torno do continente antártico.

As evidências apontam para o início da circulação profunda e graduais mudanças faunísticas e geoquímicas num período de 3-5 Ma próximo ao limite Eoceno/Oligoceno. A seqüência de eventos inclui (Johnson, 1983a; Mountain e Miller, 1992):

- 1) No Eoceno Médio (> 40 Ma), as águas de fundo do Atlântico Norte eram quentes e quimicamente corrosivas, havia pouca variedade de espécies, com depleção de $\delta^{13}\text{C}$. A circulação profunda não existia ou era muito lenta.
- 2) No início do Eoceno Superior (40 a 38.5 Ma), vários taxa de foraminíferos bentônicos foram extintos e outros apareceram pela primeira vez ocupando grandes áreas; o $\delta^{13}\text{C}$ nesses organismos aumentou $\sim 0.6\%$.
- 3) Um refletor sísmico principal, designado como R4 no norte do Atlântico e A^u ao longo da margem norte-americana, tornou-se muito difundido sobre o Atlântico Norte entre os Açores e a dorsal Greenland-Iceland-Scotland no limite Eoceno/Oligoceno (38-36 Ma), representando o início da entrada da água do Mar

da Noruega em resposta à subsidência da barreira Faeroe-Shetland. Ambos refletores têm características erosivas devido ao fluxo das correntes de contorno.

A iniciação do transbordamento da água do Mar da Noruega (proto-NADW) durante o final do Eoceno foi crucial no suprimento de águas de alta salinidade às regiões intermediárias e abissais. A distribuição de discordâncias no Atlântico Norte indica uma fonte de água de fundo vinda de norte, que desenvolveu a circulação profunda a partir do Eoceno de forma gradual, embora a erosão verificada tenha aparência de um evento geológico repentino. Em todo caso, o desenvolvimento de correntes abissais foi rápido o bastante e intenso para que seja levantada a hipótese de ligação com uma causa tectônica (Tucholke e Mountain, 1986).

Este fluxo estendeu-se para sul até a margem antártica, onde misturou-se com as águas frias próximas à superfície para produzir um fluxo de retorno ao longo do fundo, denominada por McCoy e Zimmermann (1977) como pAABW. Pelo Oligoceno Médio, alcançou o Atlântico Norte, substituindo as águas mais recentes da proto-NADW pelas mais antigas e mais corrosivas originárias de sul. Para a região do canal Vema, acredita-se que o forte fluxo da corrente de fundo foi primeiramente para sul no limite Eoceno/Oligoceno e em seguida estabeleceu-se o fluxo para norte, desde que o tempo de mistura dos oceanos é muito curto (100-10000 anos). Então, a circulação profunda no sudoeste do Atlântico pode ser explicada por evidências no Atlântico Norte, que apontam para a presença de uma proto-NADW como uma pré-condição para a formação da proto-AABW (Johnson, 1983a).

O fluxo de ambas NADW e AABW foi forte durante o Oligoceno, como indicado pelo início da formação de espessos depósitos de deriva no Atlântico Norte (McCave e Tucholke, 1986) e as altas taxas de acumulação de lamas hemipelágicas nas bacias da Argentina (> 20 m/Ma, locação 358) e do Brasil (40 m/Ma, locação 515). A causa da intensa sedimentação pode estar relacionada à regressão do nível do mar, que permitiu a passagem de sedimentos terrígenos sobre a plataforma continental e conseqüente aumento do

McCoy & Zimmermann (1977) observaram grandes mudanças nos processos sedimentares, nos padrões de circulação e na fisiografia oceânica; as mais importantes foram o desaparecimento de componentes calcários na bacia da Argentina por causa da subsidência abaixo da CCD e a completa intrusão da pAABW. As características dos pacotes sedimentares superiores são bastante diferentes das seqüências mais antigas sendo reconhecidas sismicamente neste trabalho, onde uma configuração laminada é sobreposta por outra caótica ou semitransparente em função da distância à margem continental como exemplificado na maioria dos perfis transversais (anexo I), refletindo uma grande mudança nas condições deposicionais.

Na bacia de Campos durante o Oligoceno, desenvolveu-se sedimentação pelágica transgressiva constituída por calcários de plataforma e uma camada de calcários pelágicos na porção profunda (Marco Azul), intermediada por três quedas relativas do nível do mar com conseqüente formação de cânions e transporte de sedimentos detríticos por correntes de turbidez para as regiões profundas do oceano (Castro, 1992). Na bacia do Brasil, o Oligoceno é representado por alta taxa de sedimentação, transporte de sedimentos por correntes de turbidez de oeste e pelas correntes de fundo de sul. A diminuição do volume da massa d'água propiciou a descida do nível do mar e o **by-pass** de terrígenos da plataforma continental para as regiões profundas; além disso, verifica-se o desenvolvimento da corrente de fundo que produziu o rearranjo e a deposição de sedimentos finos provenientes da bacia da Argentina, ocasionando o espessamento localizado do pacote sedimentar (mapa 5).

Discordância D3

Falta de fragmentos de microfósseis silicosos e de intervalos chertificados distinguem os argilitos cinza esverdeado escuro da sub-unidade 2b, associada à seqüência S1, daqueles da sub-unidade 2a, seqüência S2 (fig. 4). A natureza difusa e a tendência de conformidade com o fundo do mar da discordância D3, além de juntar-se à discordância

próxima à locação 515, seriam consistentes com uma origem diagenética (Barker *et al.*, 1983a).

Ewing *et al.* (1964) foram os primeiros a descrever o refletor regional Horizonte A na bacia da Argentina, caracterizando-o como plano e paralelo ao fundo do mar sem influência da topografia do embasamento. Na locação 358 do DSDP, o Horizonte A foi correlacionado com uma mudança na coluna estratigráfica de argilito com alto conteúdo de diatomáceas e radiolários do Oligoceno Superior para um argilito silicoso da mesma idade. Este refletor marca uma brusca mudança no caráter da reflexão, vários refletores altamente estratificados acima de uma seqüência geralmente transparente. A principal diferença está na natureza da sílica que abaixo do refletor ocorre com menos formas biogênicas, prevalecendo formas amorfas com granulometria de silte a areia fina. Assim, o Horizonte A também representaria um limite diagenético numa seqüência silicosa do Oligoceno Superior indicando um refletor diácrono. Supko e Perch-Nielsen (1977) sugerem que os períodos de lenta acumulação sedimentar estão diretamente relacionados às correntes, os quais requereriam pulsos de alta velocidade e propiciariam a diagênese por dissolução e reprecipitação da sílica biogênica.

Discordância D4

No Mioceno Inferior, com a subsidência da barreira Faeroe-Shetland, iniciou-se a formação de quantidades substanciais de NADW (Supko e Perch-Nielsen, 1977). Se esta massa d'água penetrou até altas latitudes no hemisfério sul, poderia causar uma sistema de ressurgência responsável pela alta produtividade que resultou em espessas seqüências calcárias observadas nos furos do DSDP perna 39 acima da CCD, locações 356 (platô de São Paulo) e 357 (elevação do Rio Grande), e seqüências biossilicosas na locação 358 (bacia da Argentina). O Mioceno Médio ao Superior foi um período de hiato no sudoeste do Atlântico e aumento da dissolução no sudeste, como indicado pela pobre preservação de calcários (Supko e Perch-Nielsen, 1977). Este hiato está relacionado aos eventos

climáticos globais que levaram a um forte gradiente longitudinal de calor superficial nos oceanos similar ao observado atualmente. O aumento global de $\delta^{18}\text{O}$ no Mioceno Médio (~15-14 Ma) tem sido interpretado como o desenvolvimento de extensa glaciação na Antártica (Shackleton e Kennett, 1975) com uma concomitante diminuição da temperatura da água de fundo.

No Mioceno Médio ocorreu a segunda etapa do resfriamento global com nova e irreversível mudança para o $\delta^{18}\text{O}$ intrinsecamente relacionada ao crescimento do gelo antártico, também decorrente do tectonismo e intemperismo químico de rochas continentais ígneas (Berger e Wefer, 1996). Como na primeira etapa, há a possibilidade de que as passagens oceânicas tenham contribuído para a mudança climática. Neste caso a abertura da passagem de Drake e o fechamento da comunicação equatorial entre o oceano Índico e o Pacífico, seriam responsáveis pela transformação nos padrões de distribuição de calor.

A corrente Circumpolar Antártica causou o isolamento das águas superficiais levando à formação das geleiras continentais na Antártica. Isto provavelmente produziu uma forte circulação termohalina com a formação da fria e salina AABW fluindo para norte no lado oeste do Atlântico, abaixo do fluxo para sul da menos densa NADW formada nos mares da Noruega e do Labrador. Este regime de correntes tinha potencial para erodir e dissolver carbonatos e sílica abaixo de uma CCD rasa em torno de 3200m no Atlântico Sul durante o Mioceno Médio.

Um limite litológico ocorre a 180 m do fundo na locação 515 do DSDP, havendo uma diminuição na abundância de componentes biogênicos na transição entre as unidades 2 e 1. Possivelmente representa uma discordância entre 12 e 8 Ma (Johnson, 1983), sendo denominada de D4. Este hiato pode ter se prolongado até o Plioceno Inferior (Barker *et al.*, 1983a) e foi observado um aumento no índice total de argila (TCI) e na razão TCI/quartzo que indicam um aumento do suprimento de sedimentos finos de origem continental, explicado por um aumento da erosão glacial na América do Sul e/ou um aumento do transporte da AABW (Zimmermann, 1983). Como há somente esparsas evidências de significativa intensificação do fluxo da AABW

associado com o crescimento do gelo antártico no Mioceno Médio, supôs-se que a produção de NADW permanecendo persistentemente forte durante este evento manteria o fluxo da AABW (Johnson, 1983).

Duas maiores mudanças na sedimentação ocorreram durante o Mioceno: um renovado influxo de terrígenos nas bacias da Argentina e do Brasil resultante do tectonismo na América do Sul e uma intensificação da produção de sílica nas altas latitudes. Os sedimentos biogênicos siliciclásticos expandiram para norte à medida que a massa d'água antártica se desenvolveu, sendo que no Mioceno Superior a convergência antártica já havia migrado para sua posição atual, 55° S.

O estágio Messiniano (~6.2-5.0 Ma), no final do Mioceno, é marcado por uma série de eventos globais climáticos e oceanográficos que são amplamente registrados:

- 1) O nível do mar caiu 50-70 m produzindo fácies deposicionais regressivas nas seqüências litológicas e sísmicas ao longo das margens continentais (Vail *et al.*, 1977).
- 2) Havia uma maior expansão do gelo antártico e um associado crescimento global em $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos bentônicos e planctônicos.
- 3) A corrente Circumpolar Antártica e as águas superficiais expandiram para norte com a migração da Convergência Antártica, levando a um deslocamento de 300 km da zona de acumulação de sílica biogênica (Kennett, 1977).
- 4) O Mar Mediterrâneo foi isolado do Atlântico Norte, havendo a deposição de fácies evaporíticas com vários quilômetros de espessura.
- 5) Ocorreu uma diminuição global em $\delta^{13}\text{C}$ em torno de 0.8 ‰. Este evento, datado como 6.2 Ma, tem sido interpretado como o resultado de um crescimento global no suprimento de carbono orgânico proveniente das zonas costeiras, que foram expostas às condições sub-aéreas pela regressão global do nível do mar.

No Atlântico Sul, os testemunhos do Messiniano produziram evidências quanto à resposta da circulação termohalina profunda na seqüência de eventos listadas acima. Durante a crise de salinidade no final do Mioceno, o

centro e o sul do Atlântico apresentaram uma abrupta subida da CCD a 4000 m, caindo posteriormente no início do Plioceno para mais de 4600 m (Thunnel, 1981 apud Johnson, 1983a).

No topo do Mioceno e dentro do Plioceno, uma discordância erosiva está presente de 5.4 a 4.0 Ma na locação 518 sobre a elevação do Rio Grande. Este hiato pode ser explicado pela reintrodução dos fluxos da NADW e AABW após o reinício do fluxo do Mediterrâneo que supriu alta salinidade à Água da Noruega (Johnson, 1983). Este período coincide com a aprofundamento da CCD no Atlântico tropical, à medida que a água oxigenada da NADW era reintroduzida em profundidades abissais.

A composição das comunidades bentônicas depositadas no flanco leste do canal Vema sugere que a intensificação de ambas AABW e NADW ocorram concomitantemente, suportando o conceito que a advecção de água de alta salinidade do Atlântico Norte é uma pré-condição necessária à formação da água de fundo em altas latitudes ao sul.

A ausência de produção da AABW e NADW durante o Messiniano permitiu uma deposição tranqüila de sedimentos na ausência dos efeitos erosivos e de retrabalhamento. Então o hiato representado pela discordância D4 também representa um período de não deposição nas áreas em que a deposição pelágica é menos favorecida por águas superficiais férteis.

A partir do Plioceno, o clima relativamente estável e a reintrodução das correntes profundas produziram o rearranjo dos sedimentos e erosão dos canais submarinos. O Plioceno é marcado por padrões de sedimentação similares aos atuais, estabelecidos durante o Mioceno e intensificados posteriormente. A taxa de sedimentação terrígena aumentou ao longo da costa sul-americana desde o platô de São Paulo para norte, onde o material grosso trazido pelas correntes de turbidez para a bacia do Brasil refletiria este influxo (McCoy e Zimmermann, 1977). Vários campos de ondas de sedimentos continuaram sendo formados, conforme verifica-se pela extensiva presença de refletores ondulados na seqüência S3 (fig. 5a, 5b e 6b).

Reconhecimento de Fácies Associadas às Correntes de Fundo

As correntes de fundo têm um pronunciado efeito em vários aspectos da sedimentação de mar profundo. Elas podem erodir grandes áreas sobre a elevação continental durante certos períodos; cortar profundos canais em sedimentos mais antigos, como o canal Vema; formar fossos ao longo da base de taludes íngremes ou no flanco de montes abissais isolados (Howe *et al.*, 1994; Carter e McCave, 1994); e dragar o fundo do mar em passagens abissais e soleiras permitindo a formação de nódulos polimetálicos. São agentes eficientes no transporte e redistribuição das partículas terrígenas e biogênicas por distâncias superiores a milhares de quilômetros. Modelam a morfologia construindo depósitos de deriva, que variam de corpos gigantes de sedimentos com mais de 1000 km de comprimento a feições menores relacionadas às passagens abissais.

A maior parte dos estudos efetuados sobre acumulações sedimentares em meio oceânico profundo admitem a concomitância e/ou interação dos processos longitudinais e transversais à margem continental. Esta interação é bem ilustrada na margem leste norte-americana (Stow, 1979; McCave e Tucholke, 1986; Locker e Laine, 1992; Faugères e Stow, 1993), onde numerosos canais carregam abundante material terrígeno na elevação continental, que é varrida pela ativa WBUC abaixo de 4000 m de profundidade. Igualmente ao longo da margem argentina, onde o fluxo da AABW é conhecido por interceptar e retrabalhar o material introduzido pelos processos gravitacionais (Klauss e Ledbetter, 1988).

Entretanto, a distinção entre os dois processos, a nível de fácies sísmicas e até mesmo sedimentares, ainda não está completamente resolvida. Esse problema ainda permanece parcialmente insolúvel devido aos conturitos assemelharem-se a sedimentos depositados por outros processos e ao retrabalhamento destes pelas correntes de fundo. Um grande número de critérios estão sujeitos a precaução, sendo necessário dispor de um máximo de argumentos e um bom conhecimento do contexto

morfológico e hidrológico regional, quando se pretende identificar sedimentos finos em termos de turbiditos e conturitos. Segundo o tipo de sísmica utilizada, a resolução varia dando um aspecto diferente às acumulações. Então, a análise da forma externa das seqüências e a configuração interna dos refletores mantêm-se mais significativas.

O estudo do eco-caráter definiu importantes aspectos dos processos sedimentares nas porções profundas da margem continental brasileira (Damuth e Hayes, 1977; Damuth, 1980), sendo reconhecida uma relação entre os padrões de refletividade nos ecogramas e a relativa abundância de partículas grossas (silte/areia) nos testemunhos das áreas cobertas por turbiditos. Foi observado também, que o fundo mar sobre a elevação continental retorna ecos hiperbólicos indicando que as formas criadas pela corrente de fundo dominam esta área. Desde então, diversas regiões da bacia do Brasil vêm sendo mapeadas com a utilização de levantamentos por 3.5 kHz e testemunhos (Mezèrais, 1991; Mello *et al.*, 1992; Massé *et al.*, 1997).

Na maioria das vezes as formas de fundo migratórias aparentam formação pelo fluxo termohalino devido aos campos de ondas regionalmente extensos, freqüentemente restritos a estreitas faixas de profundidade estendendo-se paralelos aos contornos regionais; vários tipos de dados suportam a origem por correntes de contorno (fotografias, medições de correntes, etc.). Entretanto, campos localizados de ondas migrantes podem ser observados nos **levees** de grandes canais de mar profundo e vales de leques submarinos. Então, correntes de turbidez e processos transversais ao talude poderiam criar feições similares ao fluxo termohalino.

Existem numerosas convergências entre as acumulações turbidíticas e conturíticas, somente o eco hiperbólico tangencial constituiria um critério confiável na identificação de um depósito conturítico (Mezèrais, 1991). Os ecos hiperbólicos tangenciais são interpretados como a resposta acústica de sulcos erosivos esculpido por correntes de fundo, sendo um excelente critério de reconhecimento.

Os conturitos são reconhecidos sismicamente por sua estrutura interna e sua configuração geométrica, notavelmente sua forma externa em relevo, se opondo aos depósitos pelágicos que tendem a acompanhar a paleotopografia ou depósitos de preenchimento tais quais os turbiditos. Se em superfície apresentam refletores bastante contínuos, seus corpos são freqüentemente transparentes (Mezèrais, 1991; Castro, 1992; Faugères e Stow, 1993). Essa aparência que reflete uma ausência de estruturas é a fácies sísmica mais observada nas gigantescas derivas de conturitos. Isto é presumivelmente devido à natureza extremamente fina e homogênea dos sedimentos.

Refletores sub-paralelos de amplitude moderada a alta ocorrem dentro de algumas seqüências, tendo interpretação especulativa porque podem refletir ou uma mudança na estrutura ou textura do sedimento, provavelmente devido às variações na circulação de fundo, ou uma suave mudança na composição sedimentar (proporções de calcário versus sílica), relacionada a variações nas massas d'água superficiais e de produtividade (Faugères e Stow, 1993).

Superfícies erosivas marcantes são uma feição comum aos conturitos. Programas de perfuração em mar profundo permitiram a datação de muito desses refletores, correspondendo aos maiores eventos hidrológicos no Cenozóico ligados a formação de plataformas de gelo ou episódios de maior crescimento do gelo antártico (Faugères e Stow, 1993). Embora nem todas superfícies erosivas sejam o resultado de intensa atividade da corrente de fundo, especialmente se limitadas em extensão, são certamente muito características dos depósitos de deriva.

Em larga escala os depósitos de deriva são reconhecidos por várias feições (McCave e Tucholke, 1986):

- 1) superfície e refletores internos não conformes às superfícies mais profundas;
- 2) espessura maior que a cobertura sedimentar adjacente;
- 3) camadas mais espessas no eixo da deriva e finas onde o fluxo é mais

rápido;

- 4) geralmente cobertos por **mud waves** e/ou contêm refletores ondulados;
- 5) refletores internos são freqüentemente muito fracos, especialmente se a deriva contem sedimentos muito finos depositados longe da área fonte.

Na margem da bacia do Brasil é notável a presença de corpos sedimentares não laminados apresentando uma configuração semitransparente caracterizada pela baixa amplitude e descontinuidade dos refletores internos. Essas enormes acumulações apresentam freqüentemente refletores ondulados e **hummocky**, indicando uma grande atividade da AABW na formação de extensos depósitos de deriva nas partes mais profundas do sopé continental.

Nos perfis monocanal é clara a ausência de estruturas nos sedimentos relacionados à MSS, resultando numa configuração transparente como marca principal dos processos de homogeneização de sedimentos, estabelecidos desde a implementação da AABW.

Uma última característica dos depósitos que se formaram sob a influência das correntes de fundo na bacia do Brasil, é a tendência de preenchimento e nivelamento do sopé continental por pacotes sedimentares em forma de lentes que diminuem de espessura da região distal para a proximal da margem continental e à medida que alcançam os grandes canais de mar profundo localizados ao norte, canal Colúmbia, e a sul, continuação do canal Vema para leste no interior dos baixos topográficos relacionados à ZFRG.

Síntese dos Processos Depositionais na Megassequência Superior

A região ocupada pelo platô de São Paulo atuou como um depocentro e evoluiu como um platô marginal desde o término da deposição evaporítica no Atlântico Sul devido à subsidência causada pelo resfriamento termal e pela carga sedimentar (Kumar e Gamboa, 1979). Provavelmente no Cretáceo Superior e Paleogeno Inferior a progradação sedimentar sobre a borda leste do platô tenha sido mais freqüente como indicam o grande depocentro entre 24 e 26° S, ao norte dos montes submarinos Jean Charcot, e o depocentro a leste dos montes submarinos Alnte. Saldanha e São Tomé em torno de 22° S (mapa 4).

Do Paleogeno Superior ao Recente, quando foi formada a MSS, o platô de São Paulo provavelmente bloqueou grande parte dos sedimentos que chegariam ao sopé continental; na MSS há apenas um depocentro que indica uma grande transposição sedimentar sobre a borda leste do platô, localizando-se ao norte dos montes submarinos Jean Charcot em torno de 26° S (mapa 5). A MSS tende a ser menos espessa na região proximal ao norte de 24° S.

Outra forma de **by-pass** de sedimentos tem sido referida aos tributários dos canais de mar profundo como Colúmbia e Carioca que estendem-se por mais de 600 km através da elevação continental, terminando na planície abissal do Rio de Janeiro. O canal Colúmbia encontra-se ativo, não sendo afastada a hipótese de sua manutenção estar ligada a um ramo da AABW mais profundo que fluiria ao longo de seu eixo bastante escavado. No seu extremo ocorrem depósitos turbidíticos preenchendo as calhas da ZFRJ (mapa 6).

O canal Carioca encontra-se preenchido por sedimentos pós-miocênicos num padrão **onlapping-fill** (fig. 5b). No seu término uni-se ao canal mesoceânico Rio de Janeiro, que parece ter sido escavado pelo ramo leste da AABW, sendo que em suas margens ocorrem sedimentos transparentes cobertos por ondas de sedimentos, ou seja, depósitos de deriva (Mello *et al.*, 1992).

Áreas profundas da elevação continental e da planície abissal são mais influenciadas pelos processos de transporte e deposição de sedimentos decorrentes da passagem da AABW. Ondas de sedimentos, formadas pelo assentamento de

partículas finas trazidas pela AABW, são disseminadas desde a elevação continental em profundidades superiores a 3400 m, sendo, encontradas sobre corpos extensos acusticamente semitransparentes em que ocorrem refletores de baixa amplitude, descontínuos ou caoticamente ondulados (mapa 6). Tais características sugerem depósitos de deriva, sendo reconhecidas em ecogramas desde o sul da área estudada próximo ao canal Vema até a latitude de 24°S.

Segundo Mello *et al.* (1992), fluxos de massa ocorrem principalmente ao norte da latitude 26° S e os depósitos de deriva não estão presentes ao norte de 24° S devido ao grande influxo de sedimentos trazido pelo Colúmbia, que provavelmente inibiu a formação da deriva. Nesta latitude, Biscaye e Eittrheim (1977) reportaram um considerável aumento no transporte de material particulado (8.1 t/ano), enquanto que a média encontrada na área ao norte do canal Vema foi bastante inferior (2.5 t/ano). A quantidade de material carregado pela AABW através do canal Vema ($6.5-7.0 \times 10^4$ g/s) pode ser significativa ao sul da bacia do Brasil tendo formado espessas cunhas sedimentares ao norte da saída do canal, mas certamente não é a influência dominante (Richardson *et al.*, 1987).

Mello *et al.* (1992), propõem um incremento local de partículas finas em suspensão provenientes de pulsos periódicos de correntes de turbidez ligadas ao canal Colúmbia. Tal afirmativa é suportada pelo trabalho de Bouma *et al.* (1969 *apud* Mello *et al.*, 1992), que mostraram que sedimentos finos terrígenos trazidos em suspensão geralmente não concentram-se suficientemente para transporem barreiras oceanográficas formadas dentro das massas de água profundas. Este material é retido ao longo de uma superfície isopicnal, como a zona da descontinuidade de dois graus (TDD) entre a AABW e a NADW, até que haja uma agregação das partículas e indução à deposição. O fluxo para norte da AABW, cruzando o eixo do canal, poderia transportar os sedimentos finos e gradualmente liberá-los como carga agregada ao norte do canal, sendo responsável pelo depósito acusticamente laminado que ocorre entre o canal e a cadeia Vitória-Trindade no trecho em que esta é contínua.

Um depocentro diretamente relacionado à desembocadura do canal Colúmbia ocorre em torno do paralelo 32 °W com mais de 600 m (mapa 5). Numa

área mais extensa a leste, de sedimentação relativamente espessa (acima de 700 m), este depocentro parcialmente se originou do material transportado por outro importante canal localizado ao norte dos altos do embasamento que marcam o limite norte da ZFRJ. O canal Carioca foi reconhecido por Castro (1992) como o principal receptor do material transportado via cânions submarinos para a bacia oceânica no tempo em que permaneceu ativo durante o Mioceno.

Portanto, a interação com o fluxo para norte da AABW resultaria na redistribuição do material terrígeno entre os canais Carioca e Colúmbia. Um suprimento elevado de sedimentos por fluxos de gravidade pode prevenir o desenvolvimento de uma morfologia característica a um depósito de deriva, pois sua formação requer milhões de anos e taxas de sedimentação de dezenas de metros por mil anos (McCave e Tucholke, 1986). Onde este lento processo é interrompido por fluxos intermitentes de material vindo da margem continental, a morfologia da deriva não se desenvolve, mas o retrabalhamento pela corrente de fundo pode estabelecer um padrão granulométrico característico de deposição controlada por correntes.

Nos perfis sísmicos desta área, a MSS apresenta configuração semitransparente marcada pela baixa amplitude dos refletores, num marcante contraste com a MSI de caráter acústico laminado nas porções média e inferior do sopé continental. A presença de refletores ondulados se restringe à seqüência S2 (fig. 5c), indicando uma inibição na construção de depósitos de deriva típicos no topo da MSS após o Mioceno devido ao aumento da carga sedimentar de origem terrígena que também contribuiu para o preenchimento do canal Carioca. Assim, os depósitos conturíticos seriam mais pronunciados neste setor da margem continental no período Oligoceno Superior - Mioceno Médio, quando o nível de mar alto impediria grande transferência de sedimentos para a bacia oceânica.

Massé *et al.* (1997) estudando a interação de processos turbidíticos e por correntes de contorno na região do canal Colúmbia observaram que os turbiditos são dispersos na parte mais rasa do **levee** ao norte do canal, mas segundo estes autores, seriam provenientes dos montes submarinos da cadeia Vitória-Trindade. O depósito é pobre em quartzo, mas rico em mica e foraminíferos; a abundância e a

espessura de camadas turbidíticas siltico-arenosas diminuem progressivamente de norte para sul e desaparecem rapidamente para leste quando a cadeia Vitória-Trindade torna-se descontínua. Segundo os autores supracitados, as correntes de turbidez não transbordariam significativamente sobre a margem norte, sendo o material arenoso rico em quartzo originado da margem continental e encontrado somente no eixo do canal onde é depositado em espessas camadas. Toda a área seria varrida pelo fluxo da AABW; depósitos lamosos associados às correntes de contorno são dominantes no flanco sul do canal Colúmbia, livres de qualquer suprimento turbidítico devido ao efeito de Coriolis que o deflete para norte.

Nos mapas 5 e 6 e na figura 5d observa-se que a MSS é pouca espessa no trecho ao norte do canal Colúmbia em que a cadeia Vitória-Trindade é contínua (100 a 300 m) e a configuração torna-se sub-paralela com refletores contínuos. Na margem norte junto ao canal, o pacote tem uma aparência caótica possivelmente gerada pelo extravasamento ocasional das correntes de turbidez. A presença da cadeia de montanhas gera uma constrição ao fluxo da AABW, que aliada à força de Coriolis deve aumentar a velocidade da corrente de fundo proporcionando a condição para a existência de pacotes laminados como os verificados na passagem abissal entre os montes Dogaressa e Colúmbia (perfil H82-1) que se assemelham sísmicamente aos da boca do canal Vema (Mezèrais *et al.*, 1993), investigados por sísmica monocanal de alta resolução.

Num extenso perfil (L517, anexo I) entre o canal Colúmbia e a cadeia Vitória-Trindade, observa-se a mudança gradual para sedimentos semitransparentes com o término da continuidade da cadeia Vitória-Trindade (mapa 6) e a homogeneização da MSS na característica sísmica e na espessura sedimentar (mapas 5 e 6). Provavelmente, parte do fluxo da AABW seria defletido para norte nas passagens abissais e outro ramo siga para leste, ambos levando uma carga de sedimentos finos pirateados de correntes de turbidez e conduzidos em camadas nefelométricas.

CONCLUSÕES

A correlação dos perfis sísmicos do LEPLAC com a seção amostrada no sítio 515 do DSDP mostra um forte refletor de extensão regional a 1.20 s, indicando a discordância D1, que é um hiato provavelmente relacionado a uma corrente de fundo que erodiu as áreas mais profundas. A formação de tal corrente pode estar relacionada ao tectonismo global no limite Paleoceno/Eoceno que levou a abertura das passagens conectando o oceano Austral ao Atlântico e possivelmente, até mesmo da passagem abissal do Rio Grande com o início do desenvolvimento do canal Vema.

Um segundo refletor ocorre a 0.75 s (D2) e presumivelmente representa o começo do fluxo da corrente de fundo, denominada por alguns autores como pAABW ou proto-AABW, e extensiva redeposição de sedimentos no sul da bacia do Brasil. Essa discordância na locação 515 corresponde a um hiato de 22 Ma do Eoceno Inferior ao Oligoceno Superior, mas segundo evidências do Atlântico Norte a corrente de fundo que a formou teve início no limite Eoceno/Oligoceno (Johnson, 1983a).

Acima deste, em 0.65 s, ocorre um refletor mais difuso (D3) e ambos juntam-se a sul. Possivelmente representa um limite diagenético, isto é, os sedimentos abaixo da discordância foram datados como Oligoceno Superior, mas são mais antigos, pois sofreram processos de remineralização e dissolução sob um forte regime de correntes.

Finalmente, um refletor mais raso (D4) é visto claramente aprofundando-se não mais que 0.3 s, mas próximo à locação torna-se menos evidente. Essa discordância seria o hiato do Mioceno Médio a Superior muito característico ao Atlântico Sul, formada quando a AABW passou a ser gerada tal qual atualmente; no mar de Weddell, com o clima polar no continente antártico e a presença da corrente Circumpolar Antártica.

No lado oeste, área proximal da elevação continental, foi reconhecido uma seqüência mais antiga (I0) em que os refletores são sub-paralelos contínuos de alta amplitude que terminam em **downlap** sobre o

embasamento. A seqüência I1 também apresenta uma configuração sub-paralela na maior parte da área, sendo a continuidade e a amplitude variáveis. No interior das calhas estruturais que marcam as zonas de fratura há o preenchimento destas com a presença de terminações em **onlap**.

A seqüência I2, igualmente às outras que compõem a MSI, apresenta configuração sub-paralela mas a continuidade e amplitude dos refletores diminui nas áreas distais ao norte do canal Colúmbia e no interior das profundas calhas do embasamento tornando-a semitransparente. Na região proximal, onde a MSI é mais espessa, ocorrem refletores caóticos a descontínuos associados a fluxos de massa.

A seqüência S1 é acusticamente transparente e ocorre predominantemente na área distal e somente ao sul do canal Colúmbia. Ao norte do DSDP 515 passa de extremamente fina a bastante espessa, indicando um rápido preenchimento das profundas calhas do embasamento por sedimentos vindos da bacia da Argentina logo após o estabelecimento da circulação profunda.

A seqüência S2 apresenta uma grande diversidade de fácies sísmicas em função de ocupar uma extensa área na bacia do Brasil em que os ambientes deposicionais são influenciados por diferentes tipos e intensidade de transporte sedimentar. Na região proximal predomina a configuração caótica à descontínua, em algumas áreas sub-paralela, relacionadas a fluxos por gravidade; na região distal domina a configuração semitransparente relacionada a depósitos de deriva com a presença de refletores **hummocky** na base e caoticamente ondulados no topo.

A seqüência S3 na área distal é acusticamente transparente, possuindo refletores ondulados que mascaram em vários pontos a discordância D4 ao sul do canal Carioca. Na área proximal adquire um padrão caótico a sub-paralelo e tende a ser menos espessa.

A discordância D2 ao longo da margem da bacia do Brasil, representa a erosão por correntes de contorno e marca a base de uma megasseqüência caracterizada por óbvios indicadores de depósitos controlados por correntes

menos intensas posteriormente. Na MSI os refletores são mais estratificados, contínuos e com maior amplitude, sendo relacionados a uma intensa progradação de sedimentos terrígenos intercalada com sedimentos pelágicos na ausência de circulação profunda. A distribuição de fácies sísmicas da MSS apresenta refletores de baixa amplitude na área distal resultando numa configuração semitransparente, geometria dos depósitos em lentes e refletores ondulados associados a ondas de sedimento característicos de sedimentos retrabalhados por correntes de fundo. No sopé continental superior as camadas acima da proeminente discordância D2, parecem ter sido depositadas por fluxos de gravidade, resultando em refletores caóticos a descontínuos na região proximal.

Os profundos arcabouços tectônicos que influenciaram a sedimentação na bacia do Brasil foram as calhas das zonas de fratura do Rio de Janeiro, principalmente, e de Martins Vaz, dentro das quais depositaram-se espessas seqüências. Nestes locais formaram-se depocentros alongados, orientados transversalmente à margem continental, com mais de 1400 m de espessura sedimentar ao sul e ao norte de altos do embasamento que ocorrem alinhados na latitude de 24 °S, separando duas áreas onde a crosta oceânica apresenta um desnível superior a 300 m, sendo mais profunda a sul, na calha da ZFRJ.

A MSS, em função da ação da AABW no transporte e deposição de sedimentos, está bem desenvolvida na área distal do sopé continental e inclusive na calha da ZFRJ, na qual ocorrem espessos lobos de sedimentos trazidos pela corrente de fundo e a MSS atinge sua maior espessura, 1000 m. Os fluxos gravitacionais foram mais eficazes em termos de acumulação sedimentar ao norte dos montes submarinos Jean Charcot, ao longo do canal Carioca e na boca do canal Colúmbia, que transportou turbiditos que preenchem a calha da ZFRJ nivelando-a e construindo parte da planície abissal. A interação com a corrente de fundo é notada ao norte dos canais Carioca e Colúmbia, redistribuindo a sedimentação terrígena transportada

por correntes de turbidez através destes canais com a formação de depocentros secundários com espessuras acima de 500 m.

A presença de conturitos sísmicamente semitransparentes, confirmados pela presença de refletores ondulados em pelo menos uma das seqüências que compõe a MSS, é um indício seguro de que a AABW tem depositado sedimentos finos provenientes da bacia da Argentina e retrabalhado os sedimentos terrígenos que ocasionalmente chegam ao sopé continental via canais de mar profundo. Esta interação de processos tem depositado uma megasseqüência superior relativamente espessa na porção distal da margem, que tem nivelado a topografia, contrastando com a cunha sedimentar progradante da megasseqüência inferior.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aguiar, A.C.K.V. (1997). Estrutural crustal oceânica da bacia do Brasil entre a elevação do Rio Grande e a cadeia Vitória-Trindade. M.S. thesis, ON-CNPq, Rio de Janeiro, 120 p.

Alves, E.C. (1981). Estruturas da margem continental sul brasileira e das áreas oceânicas e continentais adjacentes. In: Asmus, H.E. (ed.). Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais. Rio de Janeiro, PETROBRAS, Projeto REMAC, v. 9, p. 145-170.

Alves, E.C.; Mello, S.L.M. & Dias, M.S. (1997). Relatório Técnico Final - Estudo geológico e geofísico da porção oceânica ao largo da região sudeste. In: Silva, C. G. *et al.*, projeto: Compartimentação tectônica entre as bacias de Campos e Santos: papel da zona de fratura do Rio de Janeiro e magmatismo do alto de Cabo Frio, Departamento de Geologia/UFF-PADCT-FINEP.

Asmus, H.E. & Guazelli, W. (1981). Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das áreas oceânicas e continentais adjacentes. - Hipóteses sobre tectonismo causador e implicações para os prognósticos do potencial de recursos minerais. In: Asmus, H.E. (ed.). Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais. Rio de Janeiro, PETROBRAS, Projeto REMAC, v. 9, p. 117-143.

Barker, P.F., Carlson, R. L., Johnson, D.A. *et al.* (1981). Leg 72: Southwest Atlantic Circulation and Rio Grande Rise tectonics. Geol. Soc. Am. Bull., v. 92, p. 294-309.

Barker, P.F., Carlson, R.L. & Johnson, D.A. (1983a). Site 515: Brazil Basin. In: P.F. Barker, R.L. Carlson *et al.*, Initial reports DSDP, U.S. Govt. Printing Office, Washington D.C., v. 72, p. 53-74.

Barker, P.F., Carlson, R.L. & Johnson, D.A. (1983b). Initial reports DSDP, U.S. Govt. Printing Office, Washington D.C., v. 72.

Berger, W.H. & Wefer, G. (1996). Expeditions into the past: paleoceanographic studies in the South Atlantic. In: Wefer, G., Berger, W.H., Siedler, G. & Webb, D.J. (eds.). The South Atlantic: Present and Past Circulation. Springer-Verlog Berlin Heidelberg, p. 363-410.

Biscaye, P.E. & Eitrem, S.L. (1977). Suspended particulate loads and transport in the nepheloid layer of the abyssal Atlantic Ocean. Marine Geology 23:155-172.

Brehme, I. (1984). Vales submarinos entre o banco dos Abrolhos e Cabo Frio. M.S. thesis, UFRJ, Rio de Janeiro, 116 p.

Cande, S.C.; La Brecque, J.L. & Haxby, W.B. (1988). Plate kinematics of South Atlantic - chron 34 to present. Jour. Geophys. Res., v. 93, p. 13479-92.

Carter, L., McCave, I.N. (1994). Development of sediment drifts approaching an active plate margin under the SW Pacific Deep Western Boundary Current. Paleoceanography 9 (6), 1061-1085.

Castro, D. D. (1992). Morfologia da margem continental sudeste-sul brasileira e estratigrafia sísmica do sopé continental. M.S. thesis, UFRJ, Rio de Janeiro, 226 p.

Damuth, J.E. & Hayes, D.E. (1977). Echo character of the east Brazilian continental margin and its relationship to sediment processes. *Marine Geology*, v. 24, p. 73-95.

Damuth, J. E. (1980). Use of high-frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep sea: a review. *Marine Geology*, 38: 51-75.

Ewing, M.; Ludwig, W.J. & Ewing, J.I. (1964). Sediment distribution in the oceans: the Argentine Basin. *J. Geophys. Res.*, v. 69 p. 2003-32.

Ewing, M.; Carpenter, G., Windisch, C. & Ewing, J. (1973). Sediment distribution in the oceans: the Atlantic. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 84, p. 71-88.

Faugères, J.C. & Stow, D.A.V. (1993). Bottom-current-controlled sedimentation: a synthesis of the contourite problem. In: D.A.V. Stow and J.-C. Faugères (editors), *Contourites and Bottom Currents*. *Sediment. Geol.*, v. 82, p. 287-297.

Faugères, J.C., Mézerais, M.L. & Stow, D.A.V. (1993). Contourite drift types and their distribution in the North and South Atlantic Ocean basins. In: D.A.V. Stow and J.-C. Faugères (editors), *Contourites and Bottom Currents*. *Sediment. Geol.*, v. 82, p. 189-203.

Francheteau, J. & Le Pichon, X. (1972). Marginal fracture zones as structural framework of continental margins in South Atlantic ocean. *Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, v. 56, p. 991-1007.

Francisconi, O. & Kowsmann, R. O. (1976). Preliminary structural study of the South Brazilian continental margin. In: Almeida F. F. M. (ed.), *Continental Margins of Atlantic Type*, *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 48 p. 89-100.

Gamboa, L.A.P. & Rabinowitz, P.D. (1981). The Rio Grande fracture zone in the western south Atlantic and its tectonics implications. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 52, p. 410-418.

Gamboa, L.A.P.; Buffler, R.T. & Barker, P.F. (1983). Seismic stratigraphy and geology history of the Rio Grande Gap and southern Brazil basin. In: P.F. Barker, R. L. Carlson *et al.*, *Initial reports DSDP*, U.S. Govt. Printing Office, Washington D.C., v. 72., p. 481-497.

Gamboa, L.A.P.; Ganey, P. & Buffler, R.T. (1987). Erosion and progradation in the deep sea: examples from the western South Atlantic. In: A. W. Bally, ed., *Atlas of seismic stratigraphy: AAPG Studies in Geology*, n. 27(3), p. 237-243.

Gorini, M.A. & Carvalho, J.C. (1984). Geologia da margem continental inferior brasileira e do fundo oceânico adjacente. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, B.R.; Asmus, H.E. (eds.). *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro, DNPM, p. 473-489.

Houtz, R.E. (1977). Sediment sound velocity characteristics of the east south American margin from sonobuoys. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 88, p. 720-722.

Howe, J.A., Stoker, M.S. & Stow, D.A.V. (1994). Late Cenozoic sediment drift complex, northeast Rockall Trough, North Atlantic. *Paleoceanography*. v. 9(6), p. 989-999.

Johnson, D.A. (1983a). Paleocirculation of the southwestern Atlantic. In: P.F. Barker, R. L. Carlson *et al.*, *Initial reports DSDP*, U.S. Govt. Printing Office, Washington D.C., v. 72, p. 977-994.

Johnson, D.A. (1983b). Regional oceanographic setting of the Southwestern Atlantic. In: P.F. Barker, R.L. Carlson *et al.*, Initial reports DSDP, U.S. Govt. Printing Office, Washington D.C., v. 72, p. 15-35.

Johnson, D.A. & Rasmussen, K.A. (1984). Late Cenozoic deposition and contourite deposition in the southern Brazil basin. *Marine Geology*, v. 58, p. 225-262.

Klauss, A. & Ledbetter, M.T. (1988). Deep-sea sedimentary processes in the Argentine Basin revealed by high resolution seismic records (3.5 kHz echograms). *Deep-Sea Research*, v. 35 (6), p. 899-917.

Kennett, J.P. (1977). Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the Circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography. *Journal Geophys. Research*, v. 82 (27), p. 3843-60.

Kennett, J.P. (1982). *Marine Geology*. Englewood Cliffs: Prentice - Hall. 813 p.

Kumar, N.; Gamboa, L. A. P.; Schreiber, B. C. & Mascle, J. (1977). Geologic history and origin of São Paulo Plateau (Southeastern Brazilian Margin) comparison with the Angola Margin, and the early evolution of the northern South Atlantic. In: Supko, P.R. & Perch-Nielsen, K., Initial reports DSDP, U.S. Govt. Printing Office, Washington D.C., v. 39. p. 927-945.

Kumar, N. & Gamboa, L.A.P. (1979). Evolution of the São Paulo plateau and implications for the early history of South Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 90, p. 281-293.

Le Pichon, X.; Ewing, M. & Truchan, M. (1971). Sediment transport and distribution in the Argentine Basin. Antarctic bottom current passage into the Brazil Basin. In: Ahrens, L.H. *et al.* (eds.). *Physics and Chemistry of the Earth*. New York, Pergamon Press, v.8, p. 31-48.

Leyden, R.; Ludwig, W. & Ewing, M. (1971). Structure of continental margin off Punta del Este, Uruguay, and Rio de Janeiro, Brazil. *Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, v. 55, p. 2161-2173.

Leyden, R.; Asmus, H.E.; Zembruski, S. & Bryan, G. (1976). South Atlantic diapiric structures. *Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, v. 60(2), p. 196-212.

Locker, S.D. & Laine, E.P., (1992). Paleogene-Neogene depositional history of the middle U.S. Atlantic continental rise: mixed turbidite and contourite depositional system. *Marine Geology*, v. 103, p. 137-164.

Massé, L., Faugères, J.C. & Hrovatin, V. (1997). The interplay between turbidity and contour current processes on the Columbia channel fan drift, southern Brazil basin. *Sedim. Geol.*, v. 115, p. 111-132.

McCave, I.N. & Tucholke, B. E. (1986). Deep current-controlled sedimentation in the Western North Atlantic. In: P.R. Vogt and B.E. Tucholke (eds.), *The Western North Atlantic Region*, volume M. Geological Soc. of America, p. 451-468.

McCoy, F.W. & Zimmerman, H.B. (1977). A history of sediment lithofacies in the South Atlantic ocean. In: Supko, P.R. & Perch-Nielsen, K., Initial reports DSDP, U.S. Govt. Printing Office, Washington D.C., v. 39, p. 1047-79.

Mello, G.A. (1988). Processos sedimentares recentes na bacia do Brasil: setor sudeste-sul. M.Sc.

thesis, UFRJ, Rio de Janeiro.

Mello, G.A., Flood, R.D., Orsi, T.H. & Lowrie, A. (1992). Southern Brazil basin: sedimentary processes and features and implications for continental rise evolution. In: Poag, C.W. (ed.). *Geologic Evolution of Atlantic Continental Rises*, p. 189-213.

Mezèrais, M.L. (1991). *Accumulations sédimentaires profondes turbiditique (deep-sea du Cap Ferret) et contouritique (bassin sud-brésilien): géométrie, facies, édification*. Thèse, Université de Bordeaux I, 606, 301 p.

Mezèrais, M.L., Faugères, J.C., Figueiredo, A.G. Jr. & Massé, L. (1993). Contour current accumulation off the Vema Channel mouth, southern Brazil Basin: pattern "of a contourite fan". In: D.A.V. Stow and J.-C. Faugères (editors), *Contourites and Bottom Currents*. *Sediment. Geol.*, v. 82, p. 173-187.

Mountain, G.S. & Miller, K.G. (1992). Seismic and geologic evidence for Early Paleogene deepwater circulation in the Western North Atlantic. *Paleoceanography*, v. 7, p. 423-439.

Palma, J.J.C. (1984). *Fisiografia do fundo oceânico*. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, B.R.; Asmus, H.E. (eds.). *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro, DNPM, p. 429-441.

Pimm, A. C., & Hayes, D. E. (1972). General synthesis. In: Hayes, D. E., Pimm, A. C. *et al.*, *Initial Reports Deep Sea Drill. Proj.*, 14, 955-975.

Rabinowitz, P.D. & La Brecque, J. (1979). The mesozoic South Atlantic ocean and evolution of its continental margins. *Jour. Geoph. Res.*, v. 84, p. 5973-6002.

Richardson, M.J., Biscaye, P.E., Gardner, W.D. & Hogg, N.G. (1987). Suspended particulate matter transport through the Vema Channel. *Mar. Geol.*, v. 77, p. 171-184.

Rona, P.A. (1973). Worldwide unconformities in marine sediments related to eustatic changes of sea level. *Nature Phys. Sci.*, v. 244, p. 25-26.

Sangree, J.B. & Widmier, J.M. (1979). Interpretation of depositional facies from seismic data. *Geophysics*, v. 44, p. 131-160.

Savin, S. M., Douglas, R. G. & Stehli, F. G. (1975). Tertiary marine paleotemperatures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 86, p. 1499-1510.

Shackleton, N.J. & Kennett, J.P. (1975). Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Sites 277, 279 and 281. In: Kennett, J.P., Houtz, R.E. *et al.*, *Initial reports DSDP.* U.S. Govt. Printing Office, Washington D.C., v. 29. p. 743-755.

Stow, D.A.V. (1979). Distinguish between fine-grained turbidites and contourites on the Nova Scotian deep water margin. *Sedimentology*, v. 26, p. 371-387.

Stow D.A.V. (1994). *Deep Sea Processes of Sediment Transport and Deposition*. In: Pye, K. (ed.) *Sediment Transport and Depositional Processes*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 257-291.

Supko, P.R. & Perch-Nielsen, K. (1977). General synthesis of central and South Atlantic drilling results, leg 39, Deep Sea Drilling Project. In: Supko, P.R. & Perch-Nielsen, K., Initial reports DSDP., U.S. Govt. Printing Office, Washington D.C., v. 39, p. 1099-1131.

Tucholke, B.E. & Mountain, G.S., (1986). Tertiary paleoceanography of the western North Atlantic Ocean. In: P. R. Vogt and B. E. Tucholke (eds.), The Western North Atlantic Region, vol. M. Geological Soc. of America, p. 631-650.

Vail, P.R.; Mitchum, R.M.Jr; Todd, R.G., Widmier, J.M. & Thompson III, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: Payton, C.E. (ed.). Seismic Stratigraphy - applications to hidrocarbon exploration. AAPG, memoir 26, p. 49-205.

van Andel, T.H.; Thiede, J.; Sclater, J.G. & Hay, W.W. (1977). Depositional history of the South Atlantic Ocean during the last 125 million years. Jour. Geol., v. 85 (6), p. 651-698.

Zembruscki, S.G. (1979). Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. In: Chaves, H.A.F. (ed.). Geomorfologia da margem continental brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. Rio de Janeiro, PETROBRAS, Projeto REMAC, 7, 129-177.

Zimmerman, H.B. (1983). Clay mineral stratigraphy of the Rio Grande Rise and southern Brazil Basin, Western South Atlantic Ocean. In: P.F. Barker, R. L. Carlson *et al.*, Initial reports DSDP, U.S. Govt. Printing Office, Washington D.C., v. 72, p. 383-389.

ANEXO I

PERFIS SÍSMICOS

Relação dos perfis sísmicos:

Perfil L509 - multicanal

Perfil L514 - multicanal

Perfil L58 - multicanal

Perfil L517 - multicanal

Perfil L34 - multicanal

Perfil L515 - multicanal

Perfil L35 - multicanal

Perfil L36 - multicanal

Perfil L37 - multicanal

Perfil L38 - multicanal

Perfil L39 - multicanal

Perfil L40 - multicanal

Perfil L41 - multicanal

Perfil HAS82-1 - monocanal

Perfil HAS82-2 - monocanal

Perfil HAS82-4 - monocanal

Perfil HAS82-5 - monocanal

Perfil HAS82-6 - monocanal

Perfil HAS82-7 - monocanal

Perfil HAS82-8 - monocanal

Perfil HAS82-9 - monocanal

Perfil HAS82-10 - monocanal

Perfil L509:

I1) Padrões de preenchimento nas depressões estruturais apresentando **onlap** dos refletores sub-paralelos sobre o embasamento; ou acompanhando o relevo da crosta oceânica. Continuidade variável e amplitude baixa a moderada, semitransparente na base.

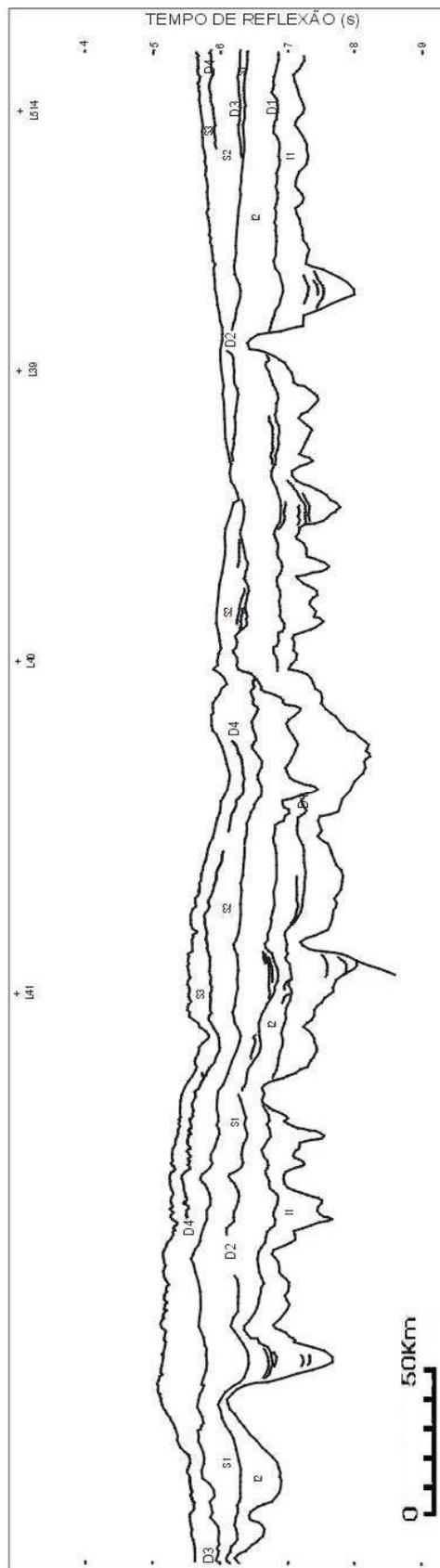
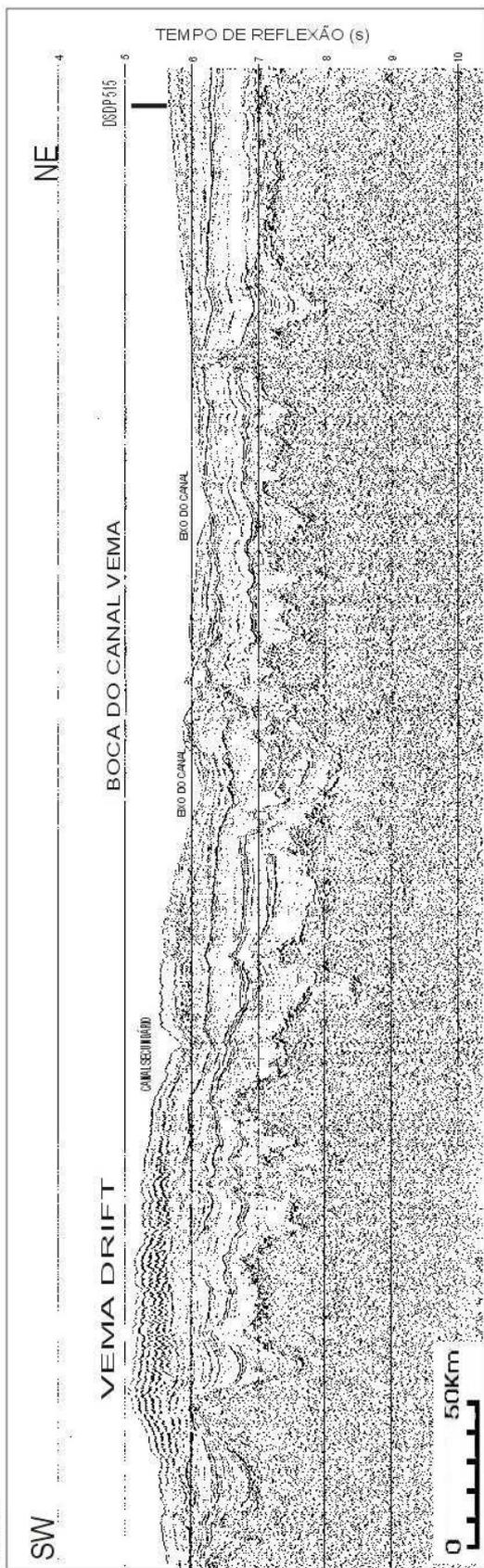
I2) A sudoeste, seqüência conforme ao paleorelevo com poucos refletores sub-paralelos de baixa amplitude. Onde a discordância D2 seccionou um profundo e estreito canal, a configuração torna-se caótica. A nordeste da passagem abissal do Rio Grande numa espessa seqüência (~ 0.5 s) que aflora no eixo do canal Vema, a configuração é sub-paralela com refletores de boa continuidade e baixa amplitude.

S1) Refletores descontínuos de baixa amplitude, passando a semitransparente na saída da passagem abissal do Rio Grande. A nordeste as discordâncias D2 e D3 se juntam não permitindo o reconhecimento desta seqüência até as imediações do DSDP 515, onde ocupa uma larga depressão com espessura de 0.1 s.

S2) A sudoeste ocorre um espesso pacote caracterizado por refletores ondulados de forte amplitude acima de D3, indicando um depósito de deriva reconhecido por Mello et al. (1992) na margem esquerda do braço secundário do canal Vema. Em direção à passagem abissal do Rio Grande os refletores tornam-se descontínuos a irregulares. Na saída do canal Vema apresenta refletores sub-paralelos afinando até desaparecer no eixo do canal, indicando ter sido bastante erodida nessa área. A nordeste torna-se semitransparente e apresenta na base refletores **hummocky** sobre a discordância D3, caracterizados como refletores irregulares e descontínuos marcados por terminações não sistemáticas, e no topo refletores ondulados a caóticos.

S3) Refletores ondulados a descontínuos mascarando a discordância D4 em muitos trechos.

L509



Perfil L514:

I1) Configuração sub-paralela, continuidade e amplitude moderada a alta ao longo de todo perfil. Ao norte do DSDP 515 ocorre um **mound** com espessura > 0.2 s.

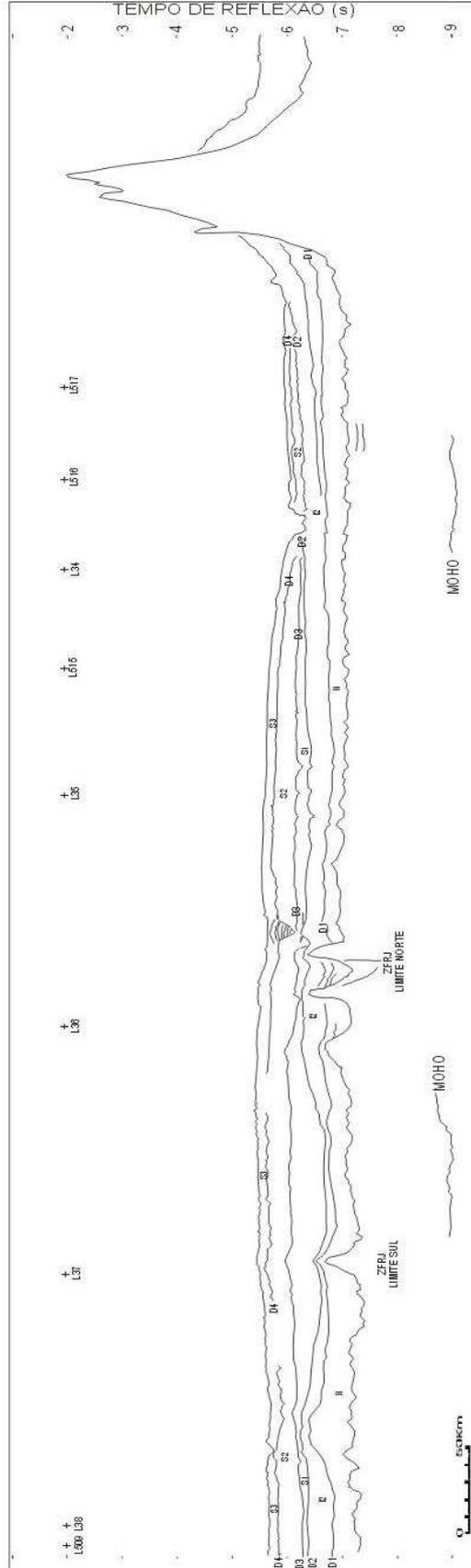
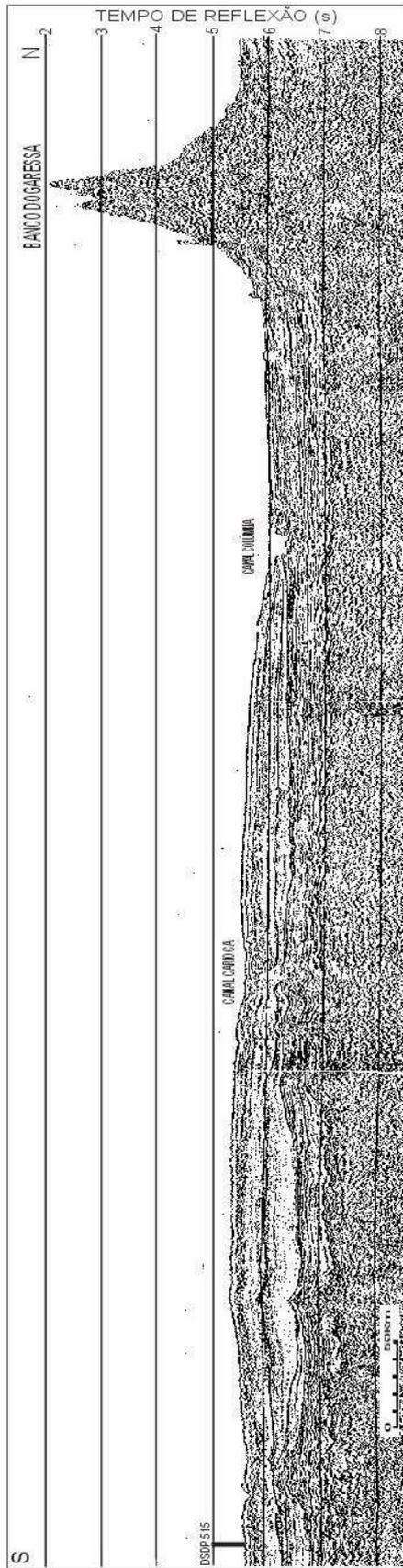
I2) A sudoeste poucos refletores internos, sub-paralelos, contínuos de baixa amplitude, a seqüência afina sobre o **mound** e ao longo da região de crosta mais profunda. Quando torna-se espessa (> 0.3 s), apresenta refletores sub-paralelos, continuidade e amplitude moderada a alta. Ao norte do canal Colúmbia os refletores são descontínuos e estão acima de uma seqüência localizada, bem estratificada, possivelmente originada de fluxos de gravidade provenientes do monte submarino Dogaressa já que a seqüência torna-se espessa no sopé deste.

S1) Ocupa uma larga depressão como uma fina seqüência (0.1 s) onde não pode-se observar refletores internos; quando tornar-se espessa (> 0.5 s), a configuração é transparente com refletores ondulados no topo exatamente no interior da região de uma larga calha. Afina novamente sobre os altos relacionados à ZFRJ, desaparecendo no leito de um paleocanal, pretérita posição do canal Carioca quando foi formado no Oligoceno. Ao norte apresenta refletores descontínuos, tendendo a uma configuração semitransparente e sendo cortada por pequenos canais, termina imediatamente ao sul do canal Colúmbia.

S2) Semitransparente, em alguns trechos apresenta refletores **hummocky** na base, e no topo freqüentemente refletores ondulados a caóticos. Nos canais Carioca e Colúmbia esta seqüência foi totalmente erodida. Ao norte do Colúmbia os refletores são caóticos sobre o dique marginal, passando a regulares à medida que a seqüência afina nas proximidades do monte submarino Dogaressa.

S3) Refletores ondulados característicos da ação da corrente de fundo mascaram a discordância D4 em longos trechos ao sul do canal Carioca. Entre os canais Carioca e Colúmbia observa-se um refletor interno contínuo ao longo de quase toda seqüência. Localmente preenche o canal Carioca num padrão **onlapping-fill**; ao norte do canal Colúmbia a seqüência perde individualidade tornando-se parte do pacote que representa o **levee** formado a norte pela interação das correntes de turbidez que eventualmente extravasaram e correntes de fundo.

L514



Perfil L58:

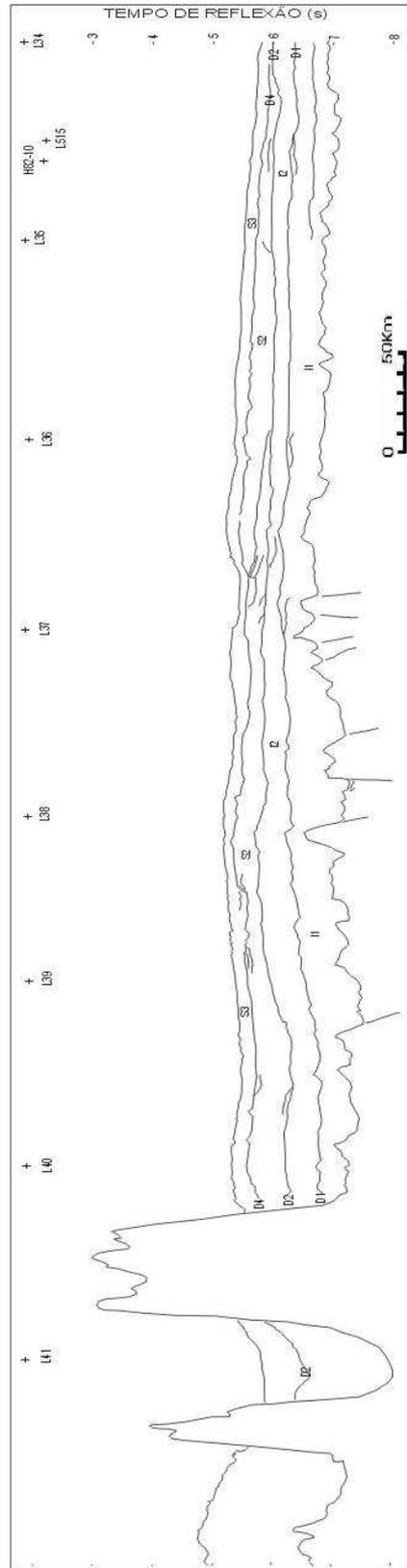
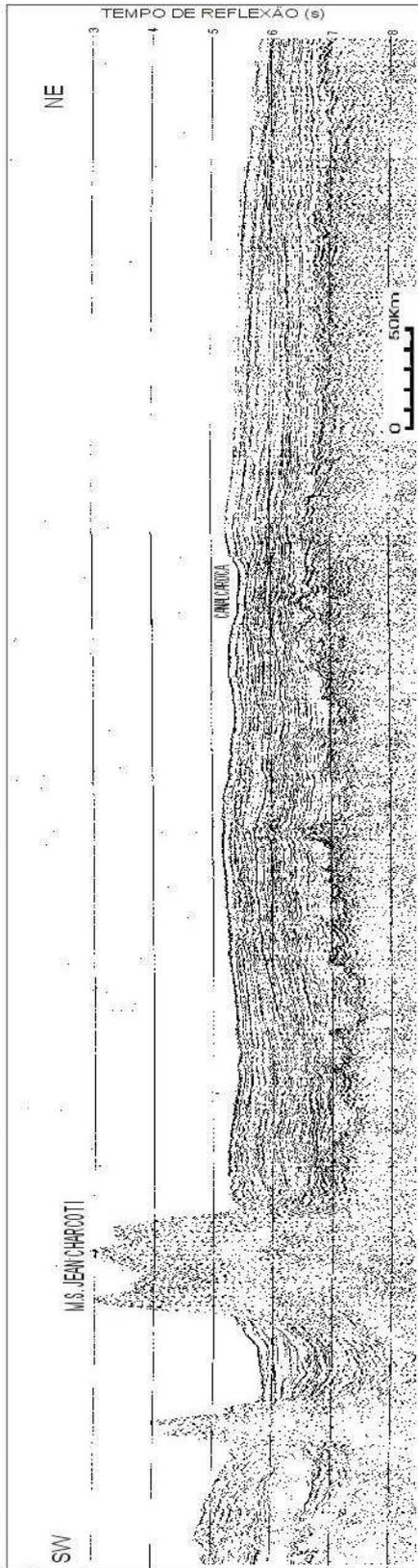
- I1) Configuração caótica junto ao monte submarino Jean Charcot I; passando a sub-paralela com refletores descontínuos a contínuos e amplitude variável.
- I2) Configuração caótica com refletores irregulares, amplitude variável; passando a descontínua a nordeste do canal Carioca.
- S2) Refletores caóticos, irregulares e descontínuos; baixa amplitude acentuada entre os canais profundos. No canal Carioca os refletores terminam em **downlap** acima de D2 e no topo da seqüência são truncados pela discordância D4.
- S3) Refletores irregulares de amplitude moderada passando a descontínuos a nordeste do canal Carioca. A discordância D4 delinea a sudoeste um largo paleocanal raso.

Perfil L517:

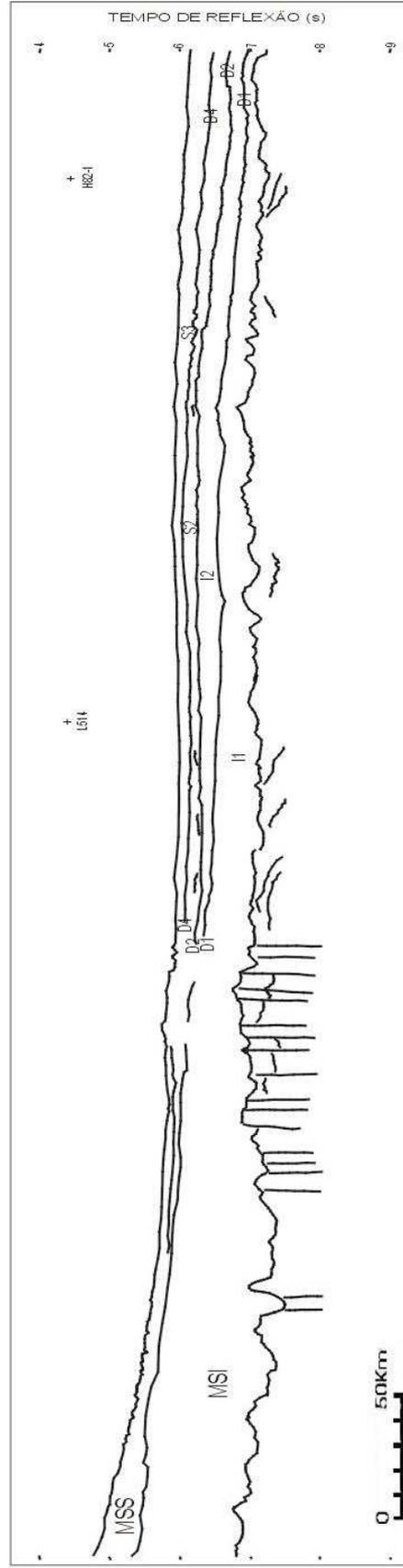
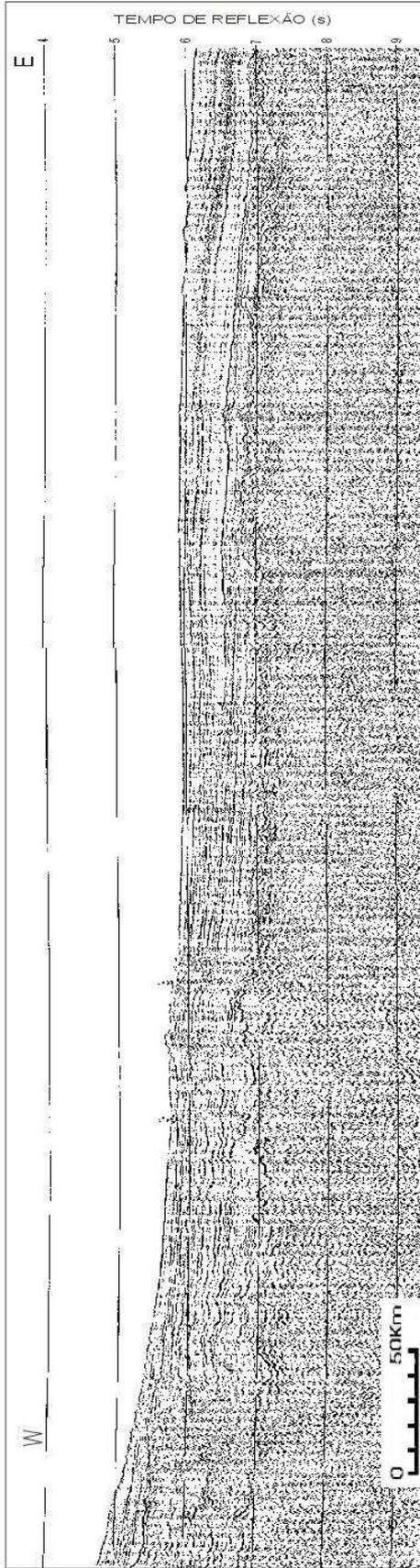
Na área proximal são observados em diversos trechos um padrão anômalo na seção sedimentar, com refletores completamente distorcidos semelhante aos encontrados na crosta oceânica além de protuberâncias que surgem no fundo do mar possivelmente ligadas a reativação tectônica da ZFMV. Aparentemente há uma junção das discordâncias D1 e D2 separando uma espessa megasseqüência inferior (> 1.5 s) de uma fina megasseqüência superior (< 0.3 s). Na porção distal podem ser descritas 4 seqüências:

- I1) Configuração sub-paralela, alternância de refletores contínuos de alta amplitude com refletores descontínuos.
- I2) Sub-paralela, continuidade e amplitude variáveis, passando a semitransparente com poucos refletores de baixa amplitude.
- S2) Sub-paralela, refletores moderadamente contínuos terminando em **downlap** contra D2; a amplitude diminui à leste. Passa a apresentar uma configuração semitransparente, ondulada no topo e refletores **hummocky** na base da seqüência quando torna-se mais espessa.
- S3) Semitransparente, refletores descontínuos.

L58



L517



Perfil L34:

I0) A oeste há uma seqüência mais antiga formada por refletores sub-paralelos contínuos de alta amplitude e baixa freqüência, terminando em **downlap** contra o embasamento.

I1) Cunha de sedimentos com refletores sub-paralelos contínuos, amplitude alta a média, terminando em **downlap** contra o embasamento.

I2) Configuração sub-paralela, refletores contínuos de amplitude alta a moderada; na região proximal a seqüência é muito fina (< 0.2 s), na distal está em conformidade à seqüência abaixo.

S2) Configuração divergente, refletores contínuos, amplitude e freqüência baixa, em **onlap** sobre D2; ocorre somente na região distal.

S3) Semitransparente com poucos refletores contínuos nos extremos noroeste e sudeste do perfil, aparentemente são truncados pelo fundo do mar na região proximal.

Perfil L515:

I1) Configuração sub-paralela, alternância de refletores contínuos de amplitude moderada com descontínuos.

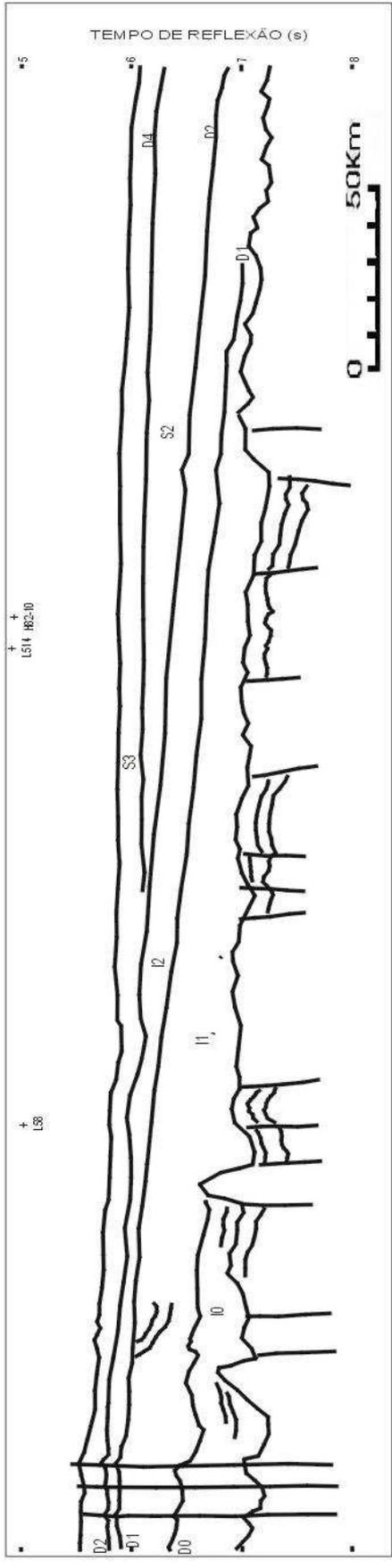
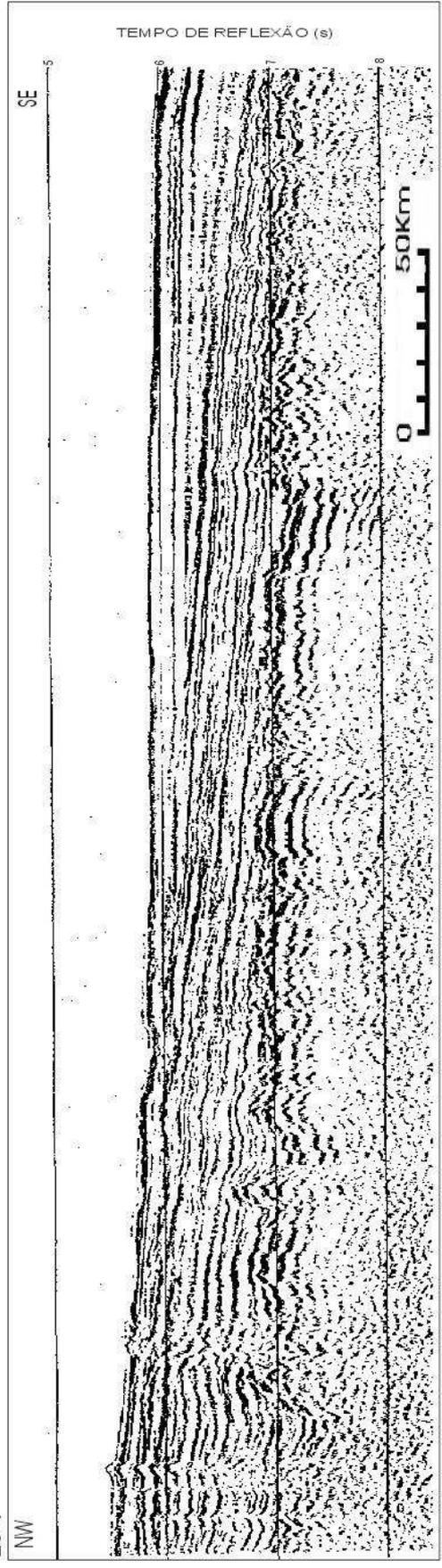
I2) Sub-paralela, semelhante à seqüência anterior.

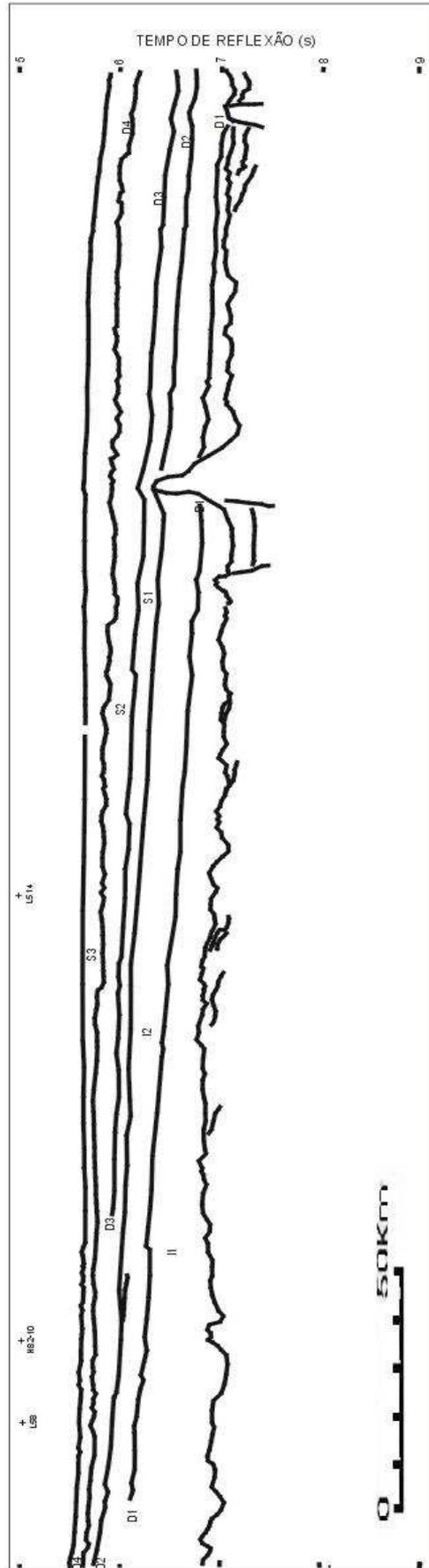
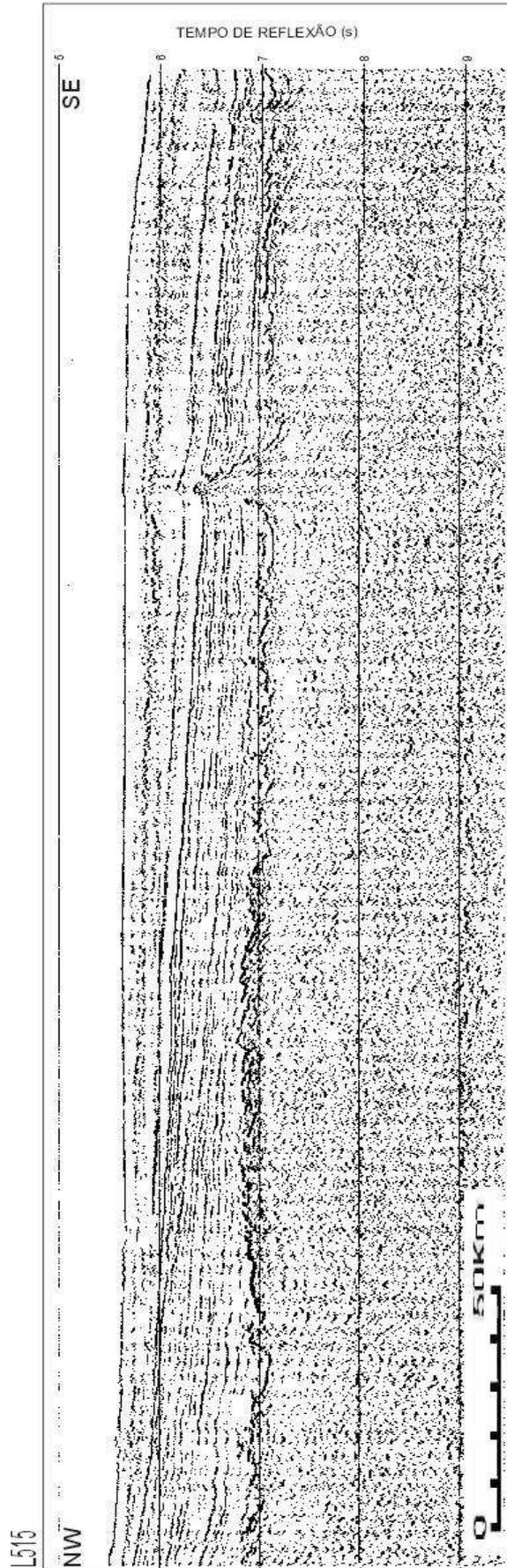
S1) Ausência de reflexões internas sistemáticas, tornando a seqüência transparente.

S2) Semitransparente, refletores descontínuos.

S3) Transparente no topo, refletores ondulados de amplitude moderada na base, mascarando a discordância D4.

L34





Perfil L35:

I0) A noroeste, uma seqüência mais antiga formada por vários refletores sub-paralelos contínuos de amplitude alta a moderada, terminando em **downlap** contra o embasamento.

I1) Configuração sub-paralela, refletores razoavelmente contínuos de baixa amplitude.

I2) Configuração caótica passando a sub-paralela com refletores razoavelmente contínuos a descontínuos, amplitude baixa.

S1) Acusticamente semitransparente na região distal, passando a caótica e não permitindo a identificação da discordância D3 para noroeste.

S2) Refletores descontínuos a caóticos, seqüência tornando-se semitransparente distalmente.

S3) Acusticamente semitransparente com poucos refletores descontínuos de baixa amplitude; aparentemente só ocorre a sudeste sendo a discordância D4 truncada pelo fundo do mar.

Perfil L36:

I1) Configuração sub-paralela, continuidade e amplitude variáveis.

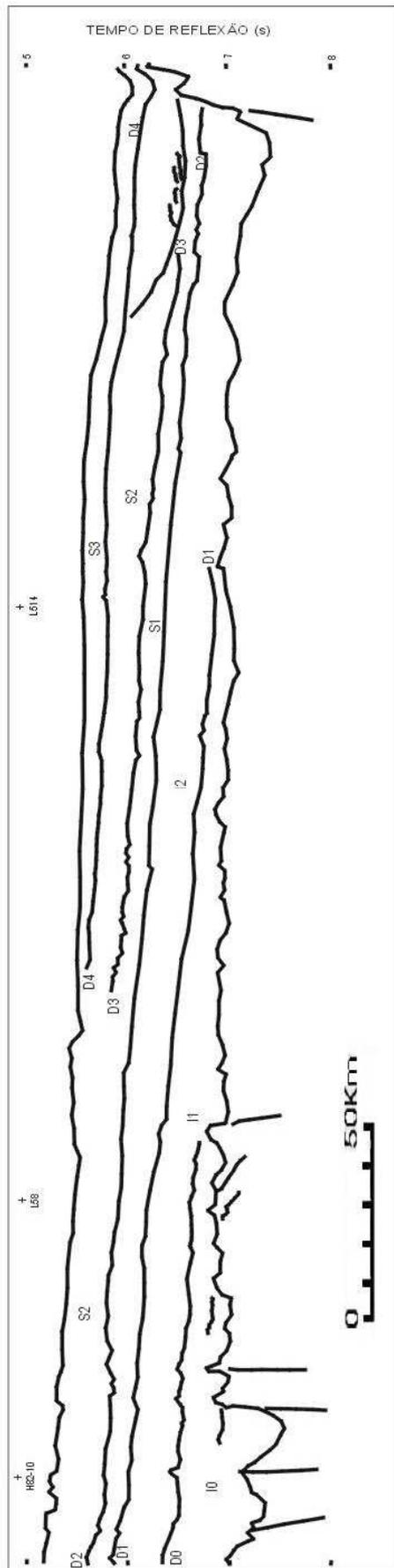
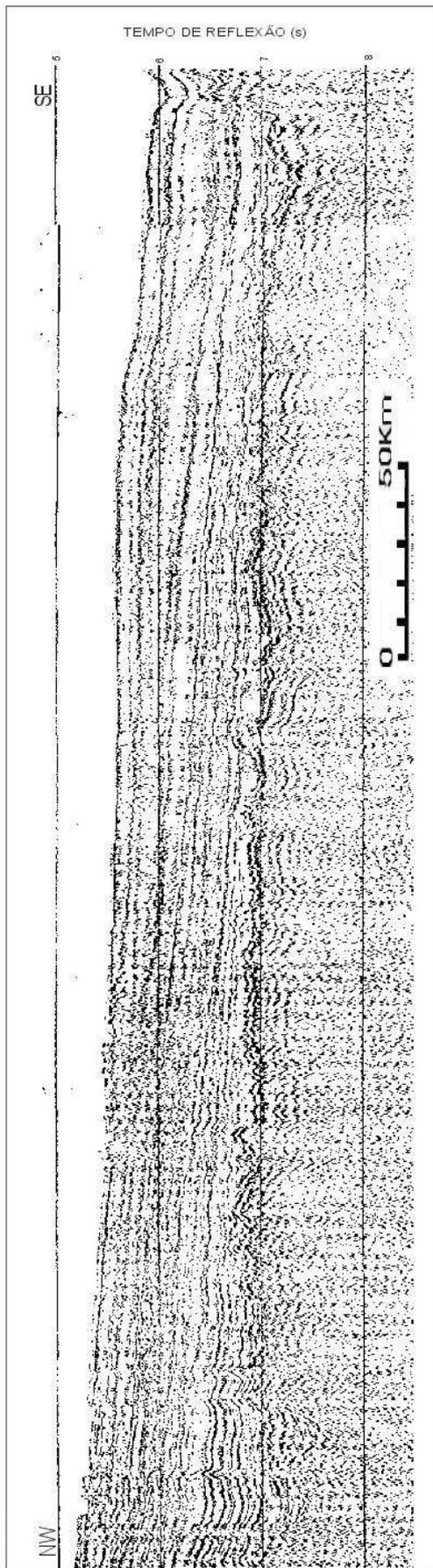
I2) Refletores descontínuos a irregulares de amplitude variável, em muitos trechos a noroeste do monte submarino Rio de Janeiro são caóticos.

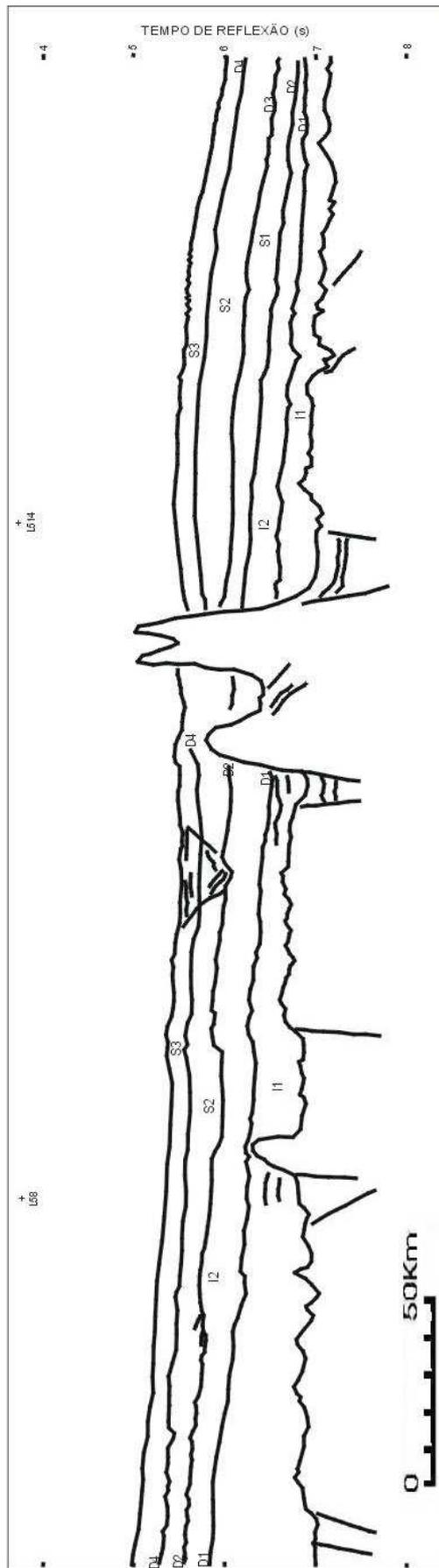
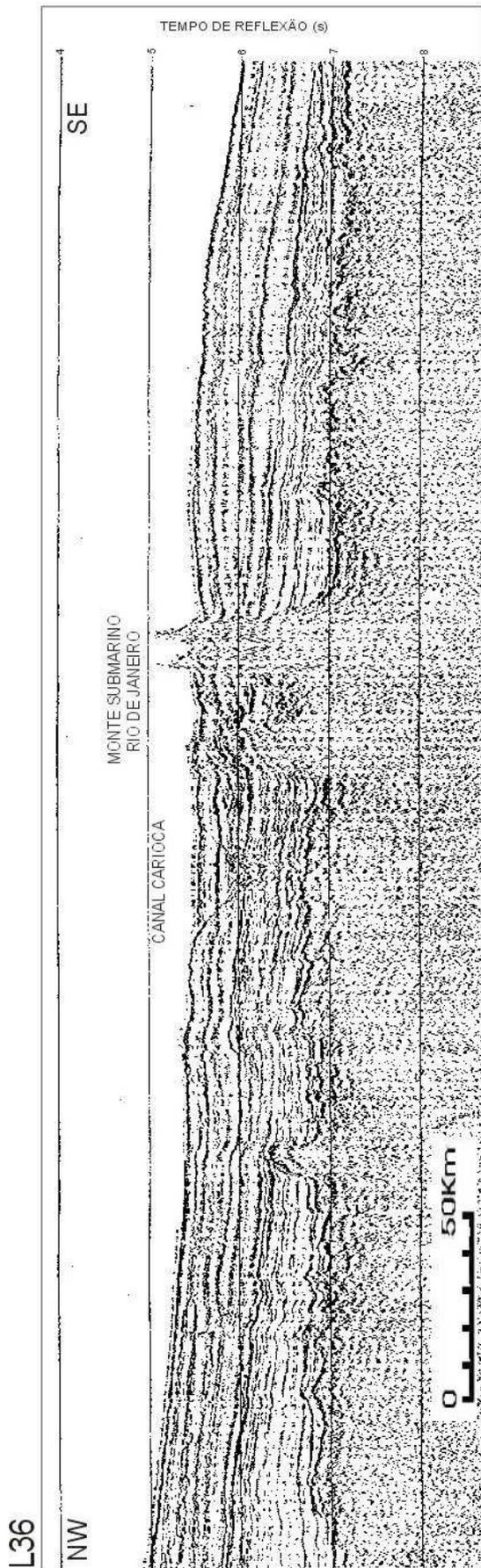
S1) Semitransparente com poucos refletores descontínuos de baixa amplitude, esta seqüência ocorre somente a sudeste do monte submarino Rio de Janeiro.

S2) Refletores de continuidade variável e amplitude moderada passando a descontínuos e baixa amplitude a noroeste do canal Carioca. Caótica nas proximidades do monte submarino. A sudeste a seqüência apresenta poucos refletores descontínuos tornado-a semitransparente com formato externo de lente.

S3) Sub-paralela, continuidade e amplitude moderadas a noroeste; fácies de preenchimento no canal Carioca. O traçado do canal no período em que foi ativo é bem definido pelos refletores de suas margens. O forte refletor em seu interior pode ser a discordância D4, o que indicaria dois períodos de preenchimento. Refletores ondulados a sudeste do monte submarino Rio de Janeiro.

L35





Perfil L37:

I0) Configuração sub-paralela, a continuidade e amplitude dos refletores são altas, mas diminui nas áreas mais profundas.

I1) Sub-paralela, refletores de continuidade e amplitude altas diminuindo a sudeste no interior de uma calha altamente fraturada.

I2) Na área proximal refletores contínuos de amplitude alta e distalmente diminui; configuração caótica à descontínua sobre os altos do embasamento a sudeste.

S1) Acusticamente semitransparente com refletores descontínuos a sudeste; nas proximidades do canal Carioca observa-se um padrão caótico e uma discordância de caráter local, definindo uma seqüência em cunha com refletores caóticos que podem corresponder a um grande depósito relacionado a fluxos gravitacionais.

S2) Refletores descontínuos a ondulados, restrita à área distal.

S3) Refletores ondulados na área distal, na área proximal faz parte de um pacote turbidítico em que predomina o padrão caótico, no seu topo os refletores ondulados se associam a ondas de sedimento no **levee** do canal Carioca.

Perfil L38:

I0) Configuração sub-paralela, refletores contínuos, amplitude alta à baixa.

I1) Sub-paralela, refletores contínuos de alta amplitude a noroeste passando a menos contínuos de amplitude variável a sudeste, em conformidade ou preenchendo os baixos do embasamento.

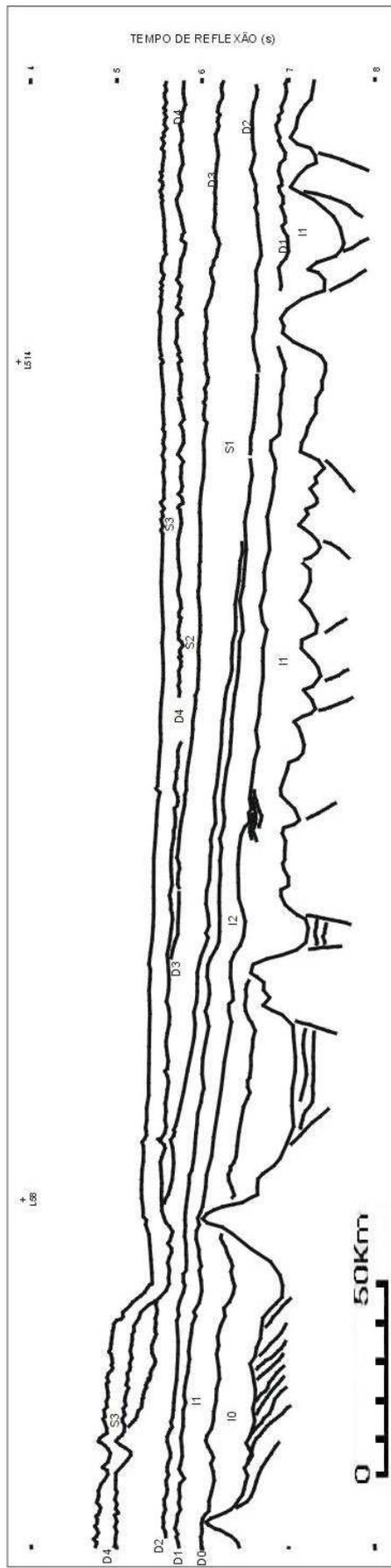
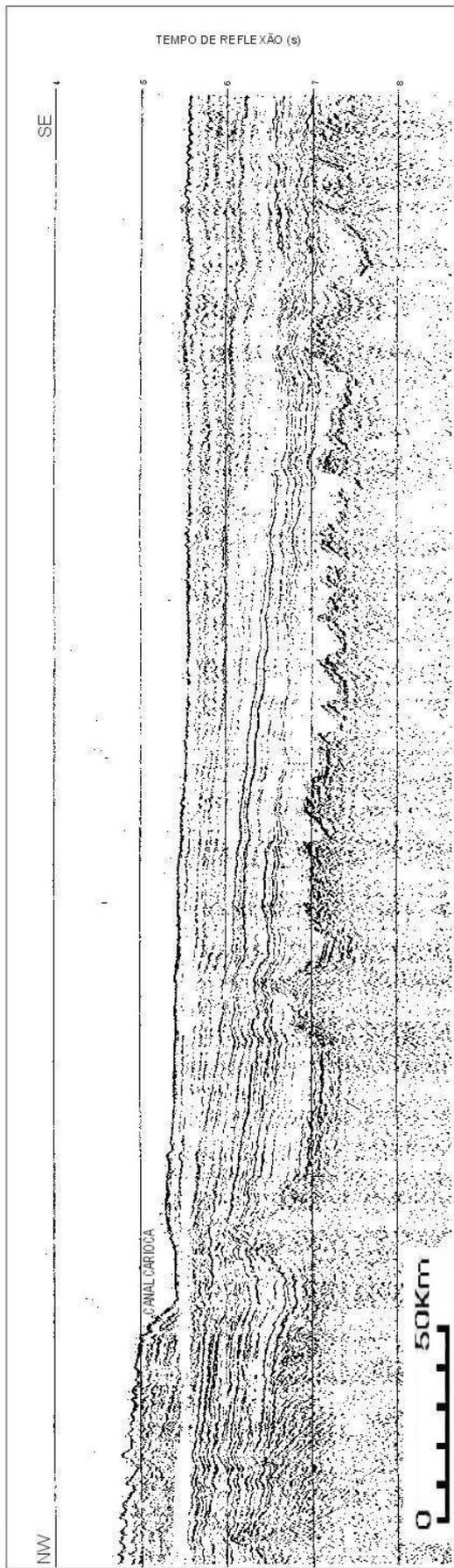
I2) Configuração caótica representada por reflexões descontínuas num arranjo desorganizado, passando à acusticamente semitransparente com poucos refletores de baixa amplitude.

S1) Na área proximal os refletores são descontínuos a caóticos, distalmente é muito fina (0.1 s) e preenche uma larga depressão na área do DSDP 515.

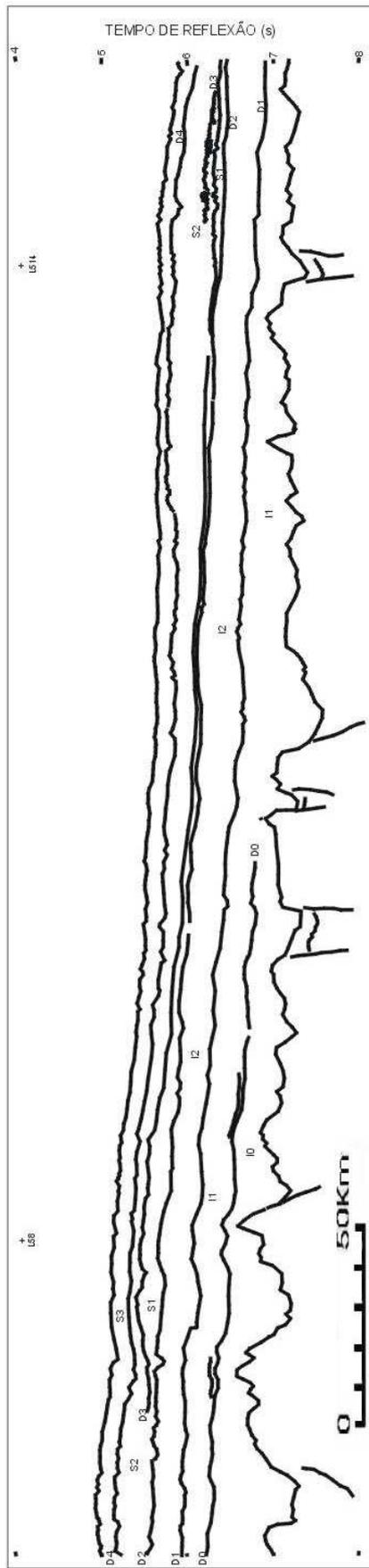
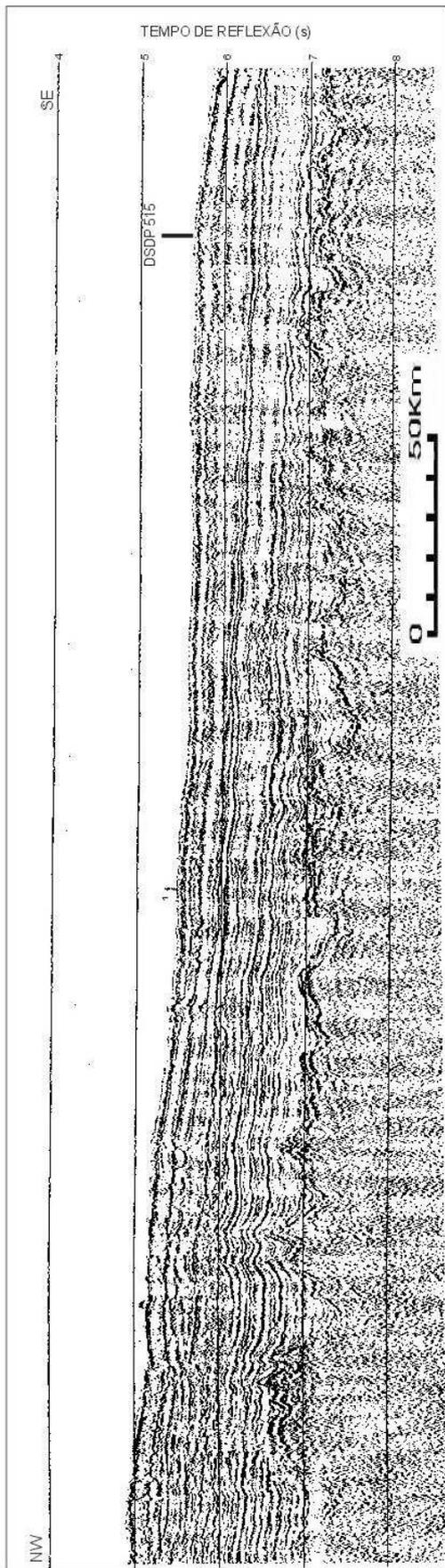
S2) Caótica a noroeste passando a acusticamente semitransparente, devido à baixa amplitude dos refletores; reflexões **hummocky** na base da seqüência na área do DSDP 515.

S3) refletores ondulados a caóticos ao longo de grande parte da seqüência, no sítio do DSDP 515 mascaram a discordância D4.

L37



L38



Perfil L39:

I1) Configuração sub-paralela, refletores contínuos a descontínuos e amplitude variável. Na região do canal Vema, a seqüência está em conformidade aos altos do embasamento sendo limitada extensionalmente por estes.

I2) Sub-paralela, refletores contínuos de alta amplitude, passando a caóticos próximo aos altos do embasamento; para sudeste ocorrem poucos refletores contínuos prevalecendo um padrão semitransparente. Sobre os altos do embasamento os refletores acompanham a irregularidade da topografia.

S2) Configuração caótica, refletores irregulares a descontínuos, amplitude baixa; a seqüência afina numa larga depressão na boca do canal Vema, permitindo afloramento da seqüência abaixo.

S3) Refletores ondulados acompanhando a rugosidade do fundo do mar. Na margem direita do canal Vema há uma seqüência caótica sob um fundo bastante irregular, não sendo mais reconhecida a discordância D4.

Perfil L40:

A sudeste do monte submarino Jean Charcot III, todo pacote sedimentar apresenta um padrão de camadas arqueadas sub-paralelas mergulhando contra o embasamento, mais a leste ocorrem refletores caóticos em toda seção sedimentar. Este trecho encontra-se imediatamente ao norte da boca do canal Vema, zona caracterizada pelo tectonismo associado à ZFRG e à deposição de sedimentos carreados pela AABW. As fácies caóticas poderiam ser causadas por reativação tectônica, tendo atingido todo pacote sedimentar (espessura de 1.0 a 1.5 s) e/ou formação de um conturito num regime de fluxo de alta energia. A noroeste do monte submarino Jean Charcot III a seqüência é muito espessa (> 2.0 s).

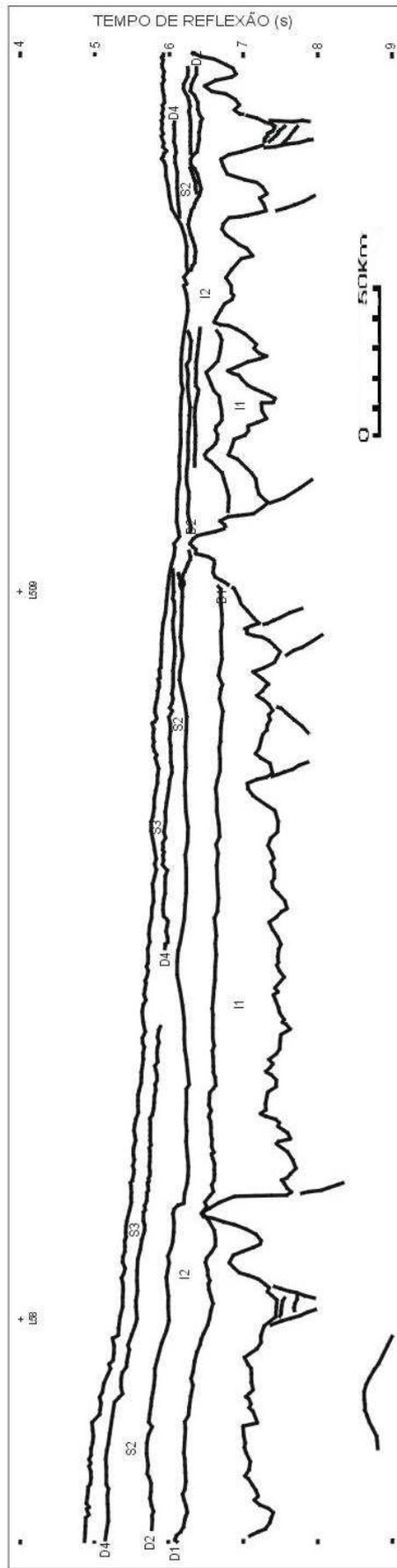
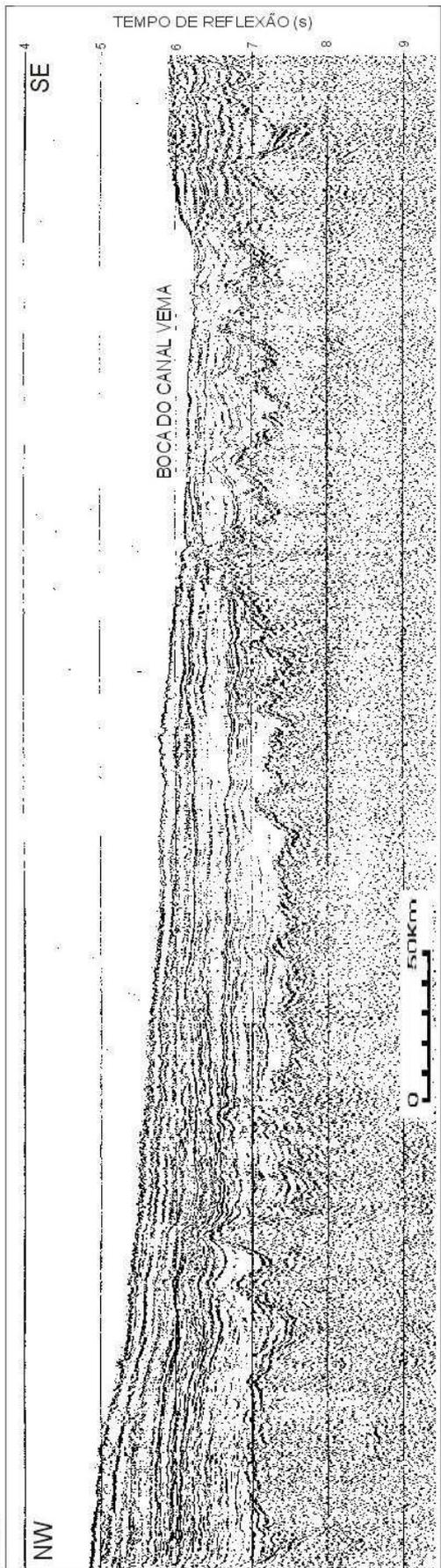
I1) Configuração sub-paralela, continuidade boa e amplitude alta.

I2) Refletores descontínuos e baixa amplitude no topo, na base refletores contínuos de amplitude moderada. Observa-se também uma seqüência localizada entre I1 e I2, em que a configuração é sub-paralela com refletores contínuos de alta amplitude.

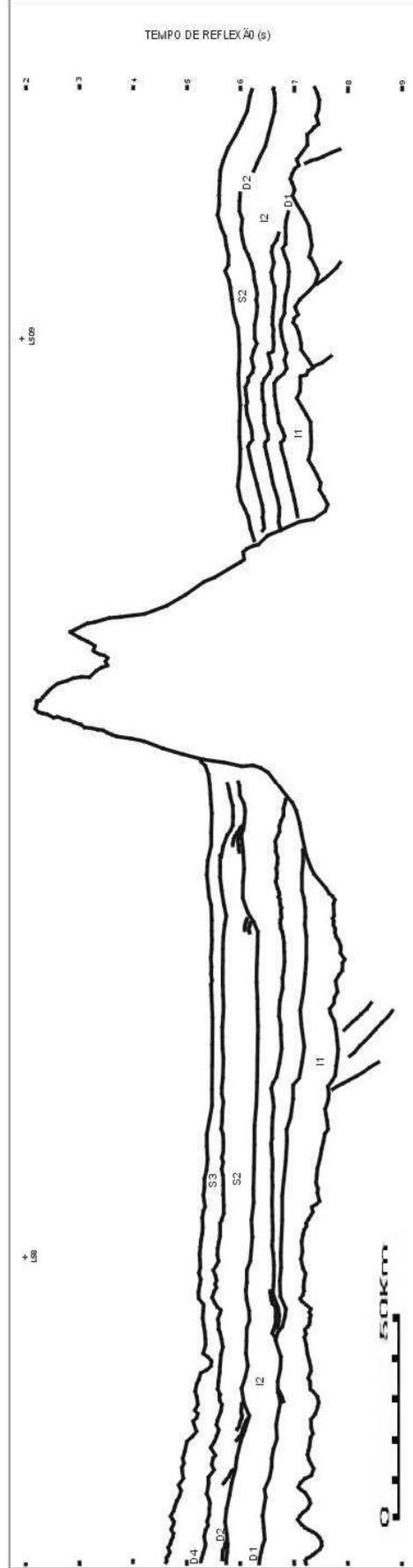
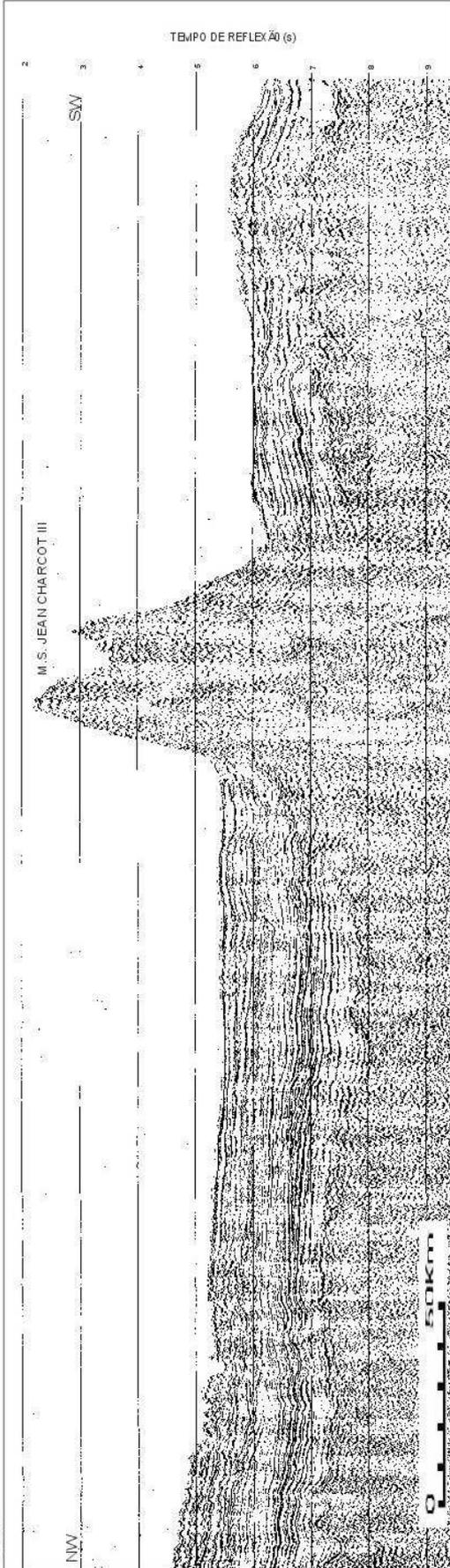
S2) Em geral predomina um padrão caótico que pode estar relacionado a um ambiente de energia relativamente alta correspondendo a fluxos de massa; vários refletores terminam em **downlap** contra D2 denotando uma configuração progradacional na base da seqüência.

S3) Configuração caótica passando a sub-paralela.

L39



L40



Perfil L41:

I1) Restrita a uma larga calha estrutural que ocorre ao sul dos montes submarinos e a norte da ZFRG; configuração sub-paralela de baixa amplitude à caótica nas proximidades do monte submarino Jean Charcot II, indicando complexos de deslizamento.

I2) Configuração caótica a sub-paralela, continuidade e amplitude variáveis, terminando em **downlap** sobre a discordância D1.

S1) Refletores descontínuos tornando a seqüência semitransparente.

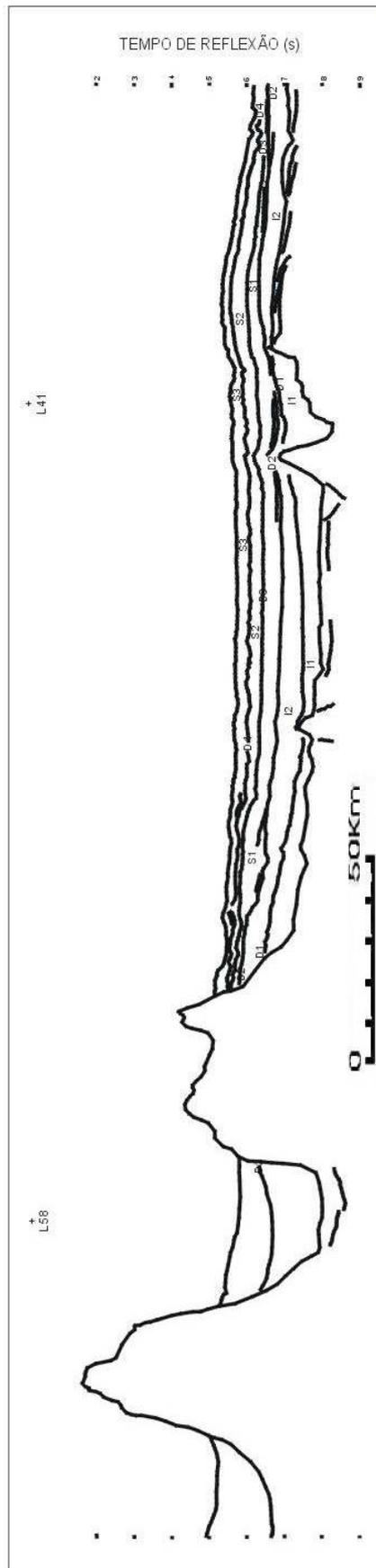
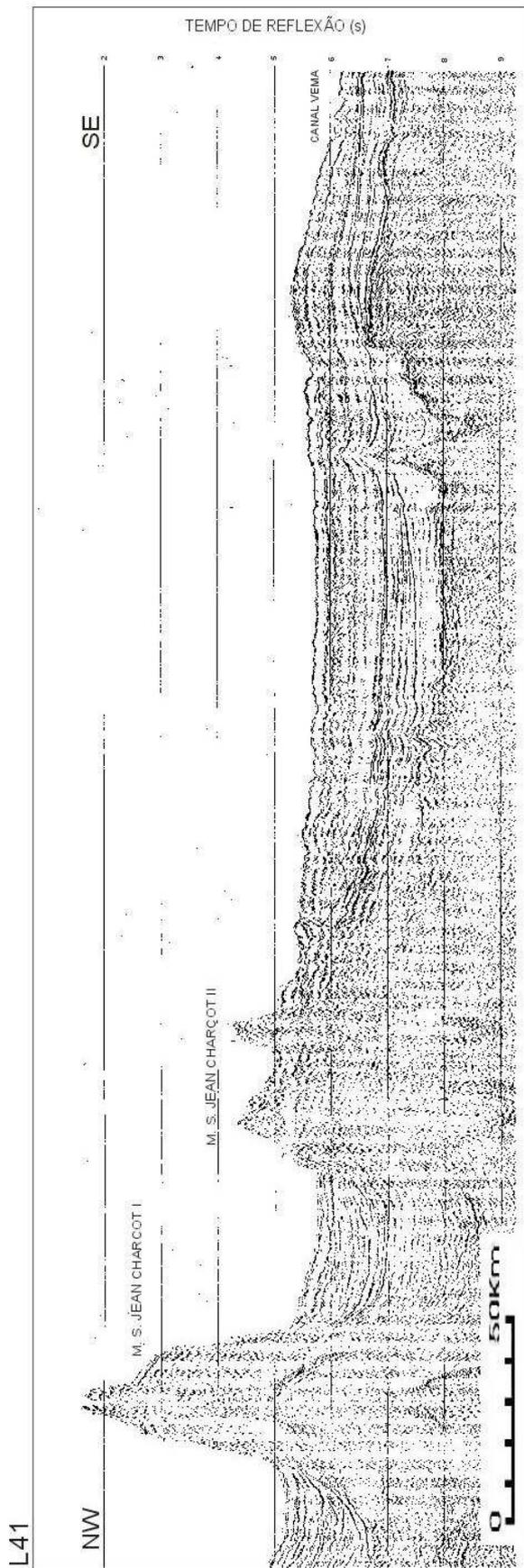
S2) Refletores descontínuos a ondulados num padrão caótico.

S3) Refletores ondulados de amplitude moderada principalmente nas imediações do canal Vema.

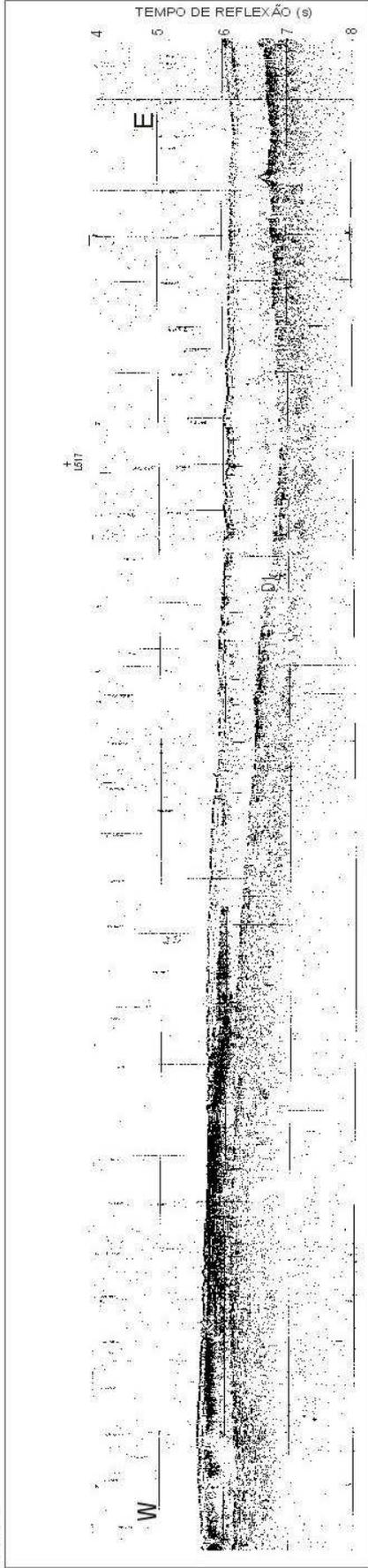
Perfil HAS82-1:

I1) Sedimentos laminados, boa continuidade e amplitude alta a moderada. Preenchem os flancos de um alto do embasamento e a leste deste, a seqüência desaparece permitindo uma completa definição do embasamento.

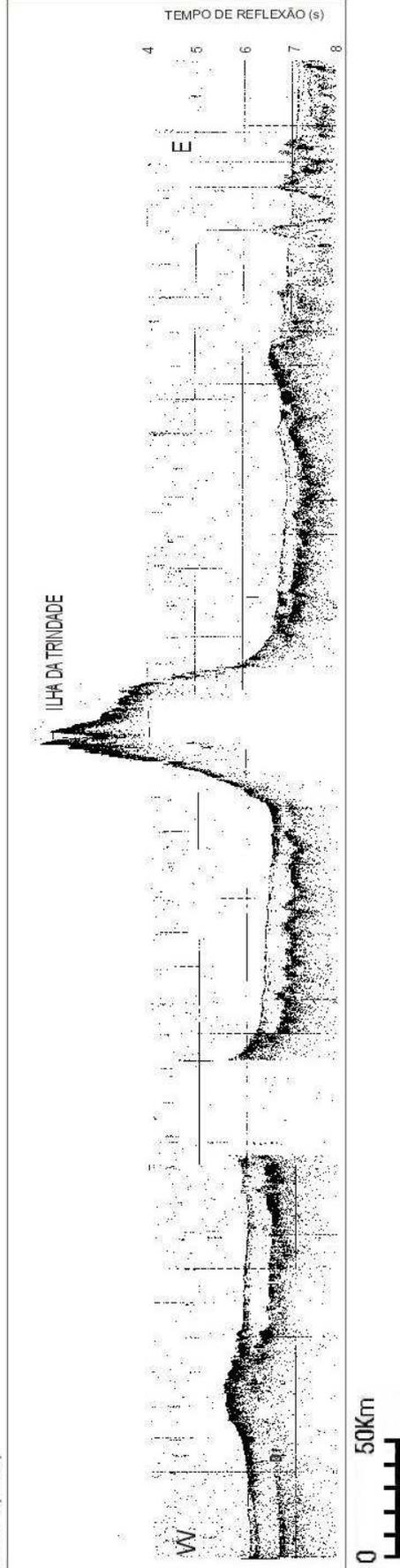
Acima de I1, numa passagem abissal na cadeia Vitória-Trindade, entre os montes submarinos Dogaressa e Colúmbia, os sedimentos se tornam altamente refletivos. Esta característica é comum a zonas do oceano profundo varridas por intensas correntes de fundo. A leste sedimentos transparentes, exceto acima de uma elevação do embasamento correspondente ao sopé do monte submarino Colúmbia. A leste da ilha de Trindade, ao preencher os baixos do embasamento, apresenta refletores sub-paralelos descontínuos num pacote homogêneo.



H82-1



H82-1 (cont.)



Perfil HAS82-2:

Configuração transparente ao norte da zona de fratura do Rio de Janeiro acompanhando o embasamento indicando sedimentos hemipelágicos. Dentro da ZFRJ, sedimentos terrígenos apresentam reflexões de alta amplitude na base e transparente no topo, nivelando o fundo do mar entre os altos do embasamento. Tal característica acústica é bastante comum nas planícies abissais onde são identificadas camadas turbidíticas em testemunhos e furos litológicos. Acompanhando os altos do embasamento sedimentos pelágicos.

Perfil HAS82-4:

Sedimentos laminados ao sul entre colinas abissais – limite leste dos terrígenos. Laminados na base e transparente no topo próximo ao limite norte da ZFRJ. Acompanhando os altos do embasamento ou preenchendo alguns baixos sedimentos pelágicos a hemipelágicos.

Perfil HAS82-5:

Colinas abissais, pequenas acumulações sedimentares na base destas.

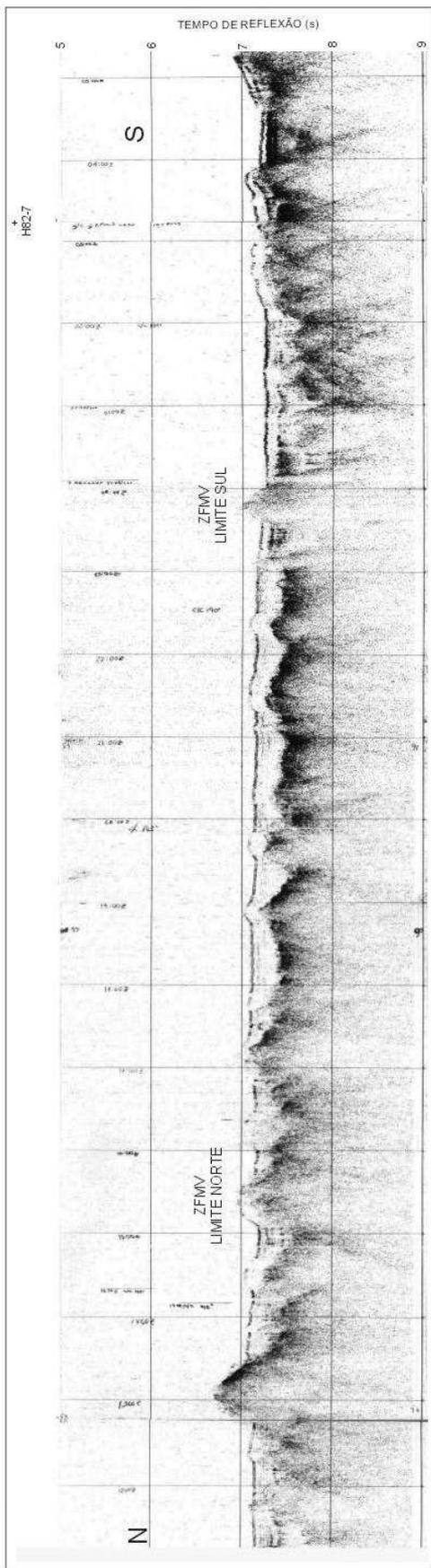
Perfil HAS82-6:

Colinas abissais, pequenas acumulações sedimentares na base destas.

Perfil HAS82-7:

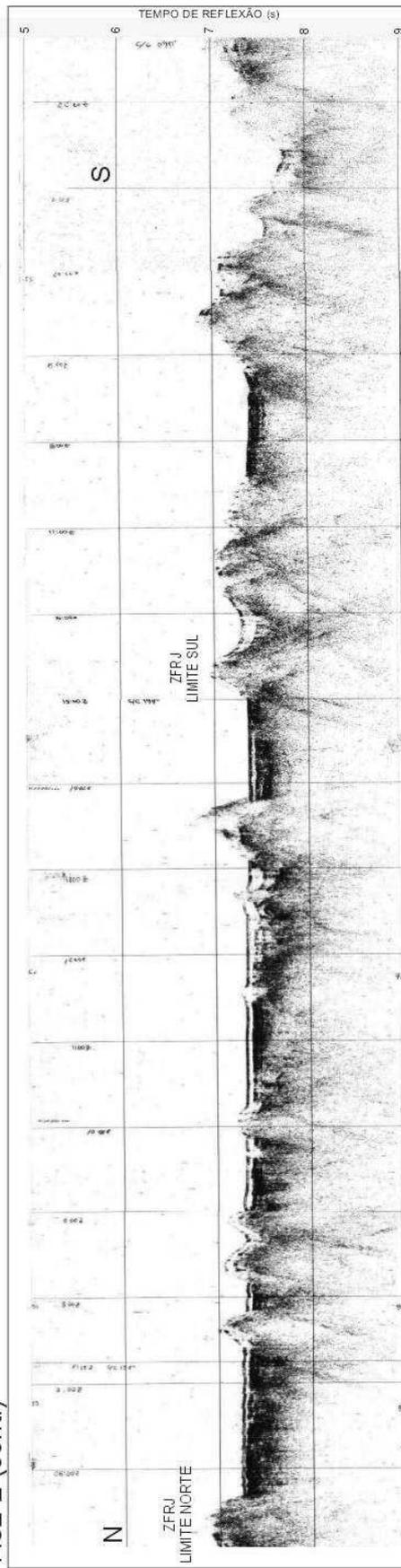
Sedimentos altamente refletivos preenchendo o fundo ao norte da ZFRJ, passando a transparentes que acompanham ou preenchem o embasamento e sobrepõem-se aos sedimentos altamente refletivos onde ocorrem baixos relativos nivelados.

H82-2



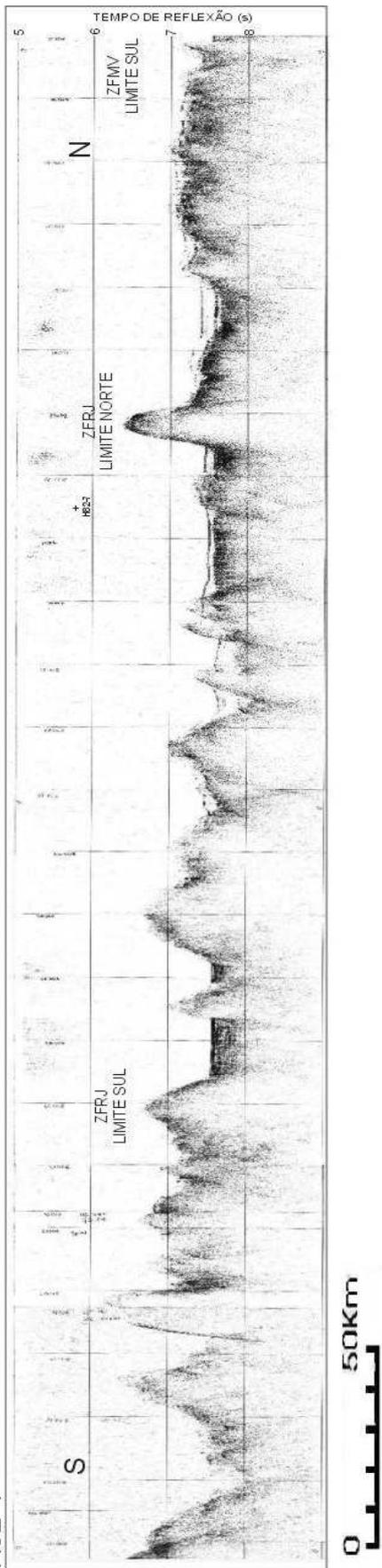
0 50Km

H82-2 (cont.)

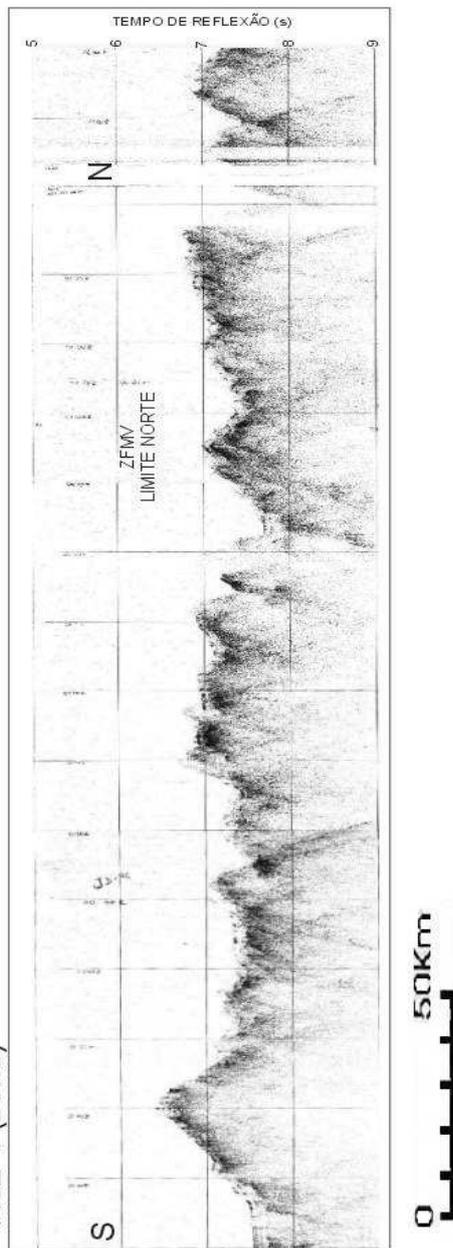


0 50Km

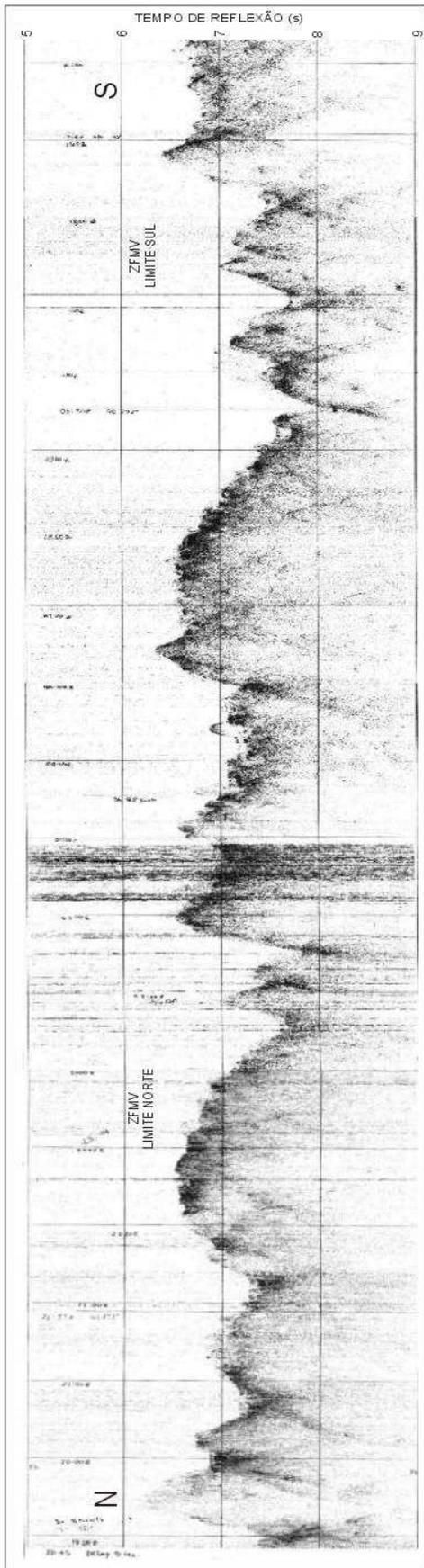
H82-4



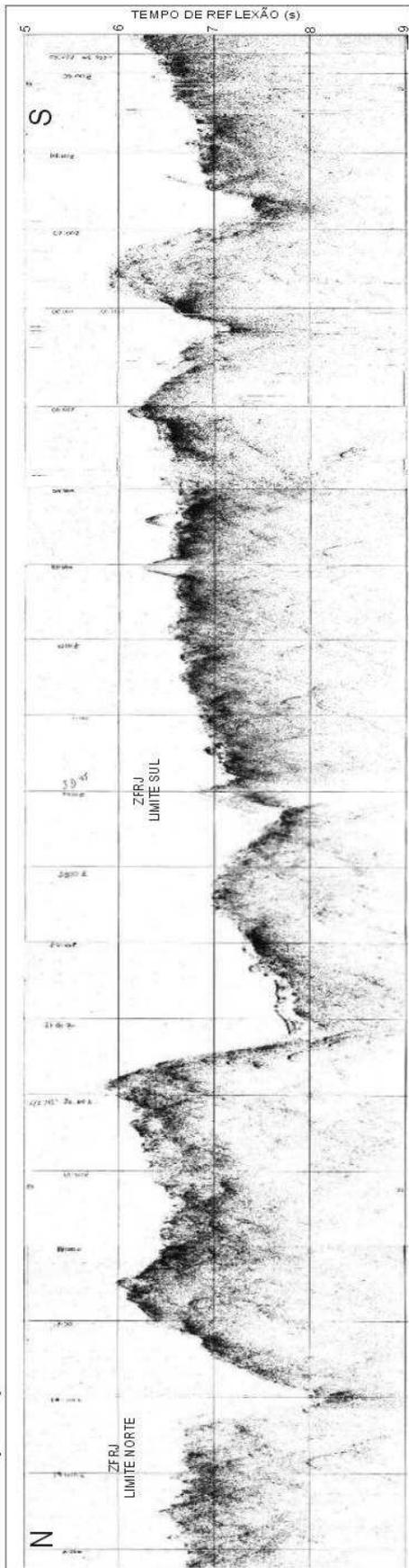
H82-4 (cont.)



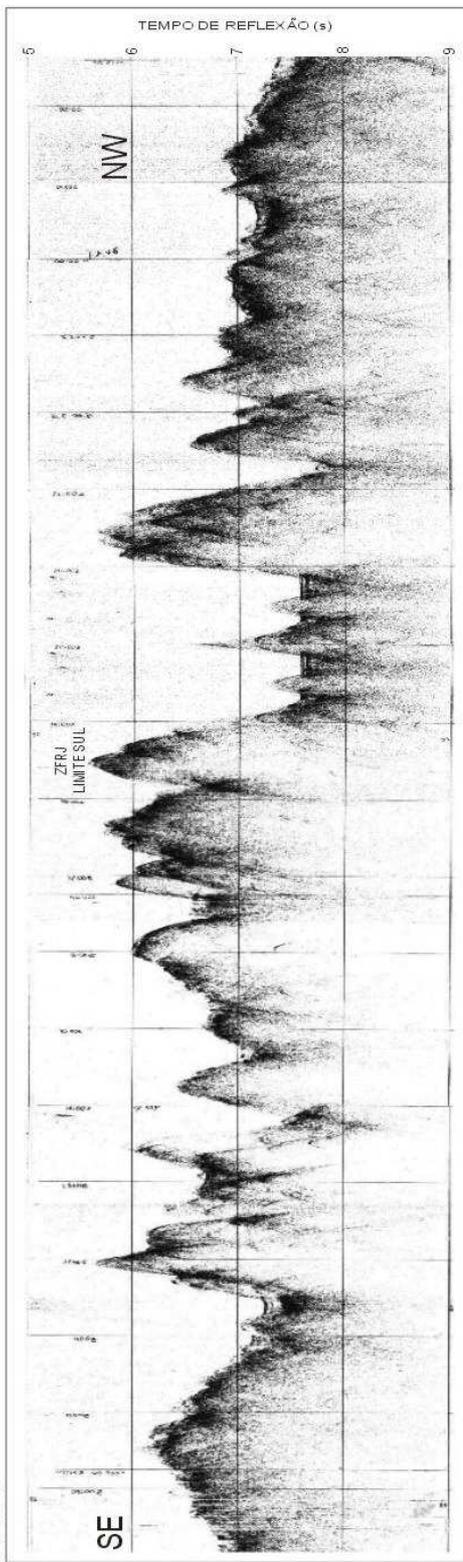
H82-5



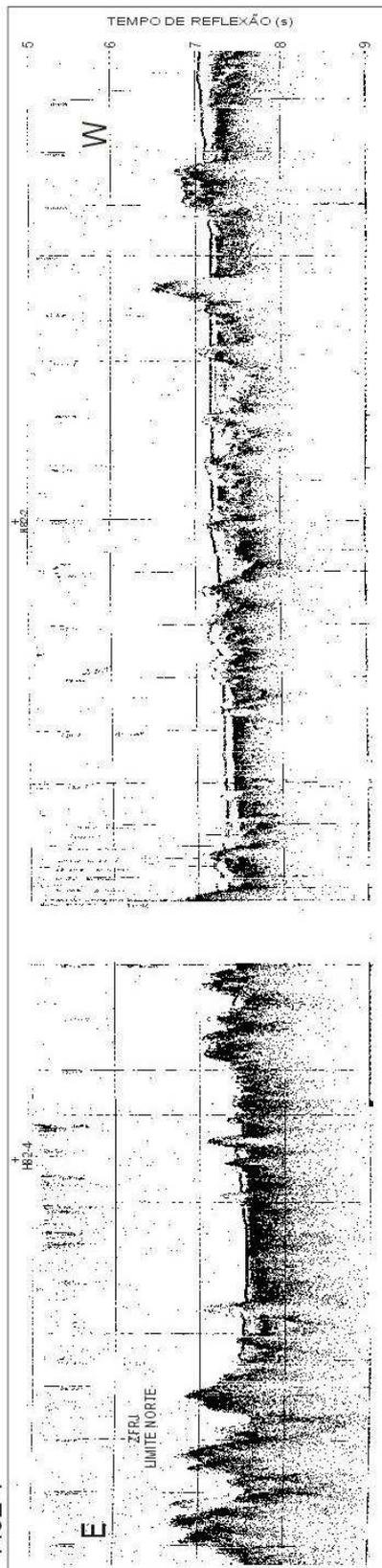
H82-5 (cont).



H82-6



H82-7



Perfil HAS82-8:

Sedimentos que apresentam forte sinal acústico na base e transparente no topo a norte da ZFRJ. Sedimentos altamente refletivos preenchem as calhas e nivelam o fundo dentro da ZFRJ. Pelágicos sobre os altos em seu interior.

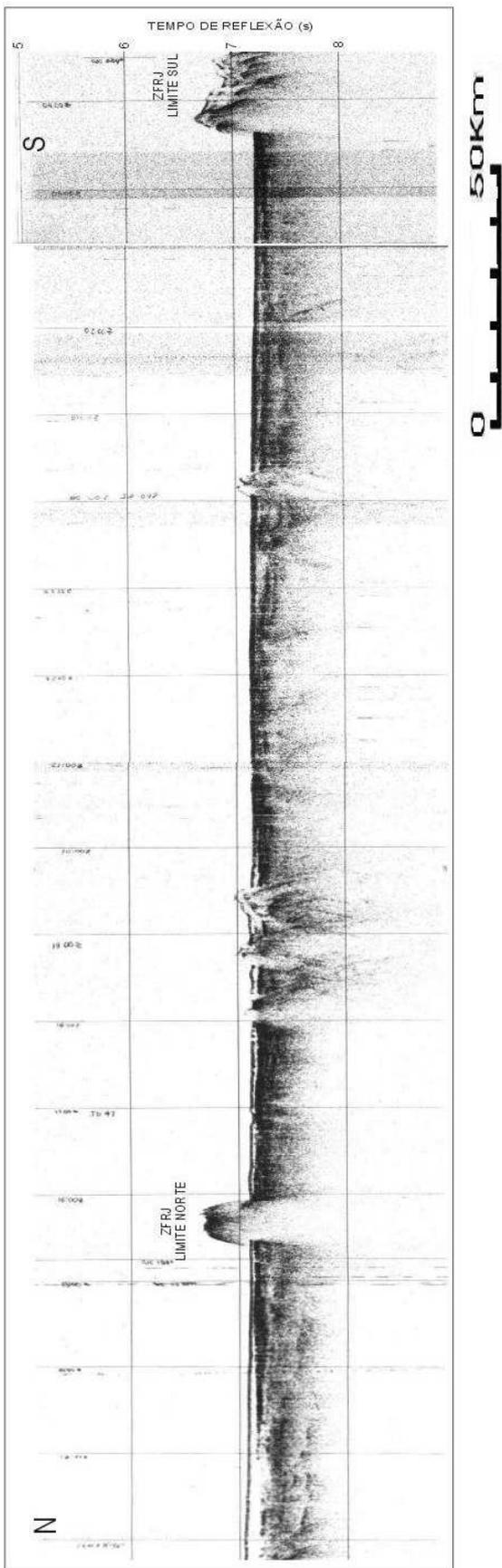
Perfil HAS82-9:

Sedimentos altamente refletivos no topo nivelando o fundo na ZFRJ; a noroeste observa-se a discordância D1, havendo a distinção entre a seqüência I1 altamente refletiva amplitude e o pacote transparente acima.

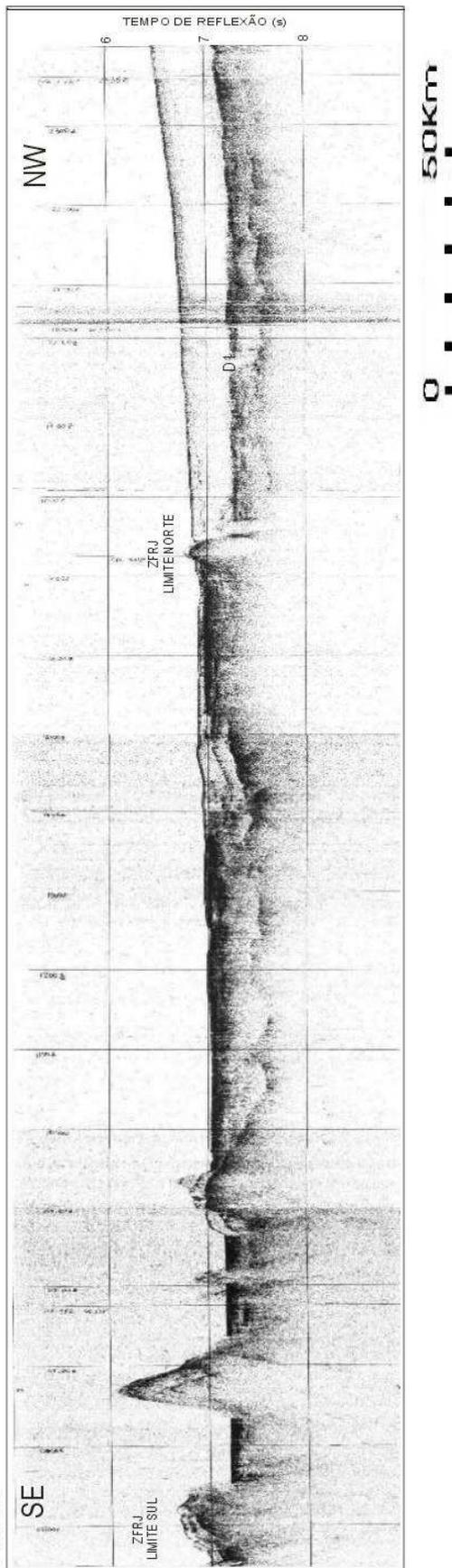
Perfil HAS82-10:

Na margem norte do canal Colúmbia a seqüência I1 apresenta alta refletividade no topo e o pacote sedimentar acima de I1 é transparente. A discordância D2 é representada por um fraco refletor, mas que permite estabelecer uma configuração transparente para a seqüência I2. Nas proximidades do canal fortes refletores podem representar turbiditos de transbordamento que ajudaram a construir o dique marginal. Na margem sul a megasseqüência inferior apresenta continuidade e amplitude altas, mascarando o embasamento e os refletores mais antigos. Na MSS a configuração é transparente mas com alguns refletores plano-paralelos visíveis no topo na área distal. Na proximal há uma grande mudança nas fácies sísmicas que passam a apresentar um forte caráter acústico.

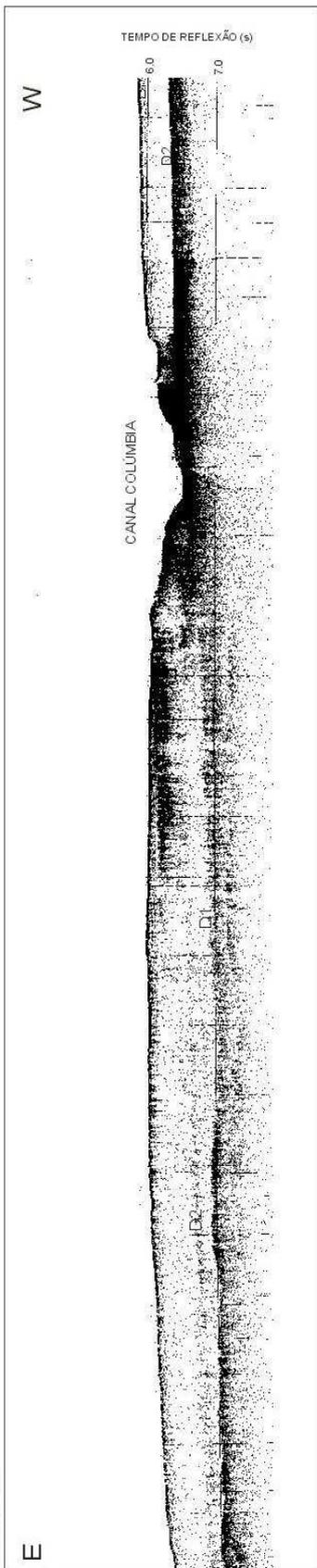
H82-8



H82-9



H82-10



H82-10 (cont.)

