

**UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE  
CENTRO DE ESTUDOS GERAIS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

**ANÁLISE DOS PROCESSOS SEDIMENTARES DE MAR  
PROFUNDO E CARACTERIZAÇÃO DOS DEPÓSITOS NO  
CANAL VEMA**

**ANA SCHANZEMBACH**

Monografia apresentada ao Curso de Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal Fluminense, como requisito final para obtenção do grau de Bacharel em Geofísica.

**ORIENTADOR**

Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva

**Niterói  
2010**

# **ANÁLISE DOS PROCESSOS SEDIMENTARES DE MAR PROFUNDO E CARACTERIZAÇÃO DOS DEPÓSITOS NO CANAL VEMA**

Monografia apresentada ao Curso de Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal Fluminense, como requisito final para obtenção do grau de Bacharel em Geofísica.

Aprovada em 15 de julho de 2010.

## **BANCA EXAMINADORA**

---

Prof. Dr. José Antônio Baptista Neto – Lagemar/UFF

---

Prof.(a). Dra. Eliane da Costa Alves – Lagemar/UFF

---

Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva – Lagemar/UFF

## AGRADECIMENTOS

Ao orientador Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva pelo apoio e orientação neste projeto final.

A Prof(a). Dr(a). Eliane Alves pela oportunidade de participar do projeto de pesquisa que financia este trabalho.

Aos professores da banca examinadora, Prof. Dr. Rogério Santos, Prof. Dr. Alberto Garcia Figueiredo Jr. pelas sugestões e orientações.

A minha família e companheiro pelo apoio dessas longas horas de estudo.

Aos meus colegas de projeto: Alex, Vitor, Rodolfo, Dean, Gabriel, Leandro, Rubya e Patrícia. E um agradecimento especial ao colega Frank por toda a sua sabedoria e dedicação dada a este projeto.

Aos mestres por toda a paciência e orientação.

E a empresa Repsol YPF por todo apoio financeiro e por acreditar nos futuros profissionais formados nesta instituição.



## RESUMO

Os depósitos sedimentares nas porções profundas da margem continental e bacias oceânicas são resultados da ação combinada de processos sedimentares. Os depósitos construídos por estes processos interagem ao longo do tempo geológico com um terceiro elemento: as correntes de fundo. O poder de interação das correntes oceânicas de fundo varia de acordo com o local e o tempo e podem retrabalhar os depósitos formando o que se conhece como depósitos de deriva (*drifts*), dentre os quais se destacam os contornitos. Os contornitos vêm ganhando muito destaque nas novas pesquisas da área de geologia marinha sedimentar devido à forma como interage com os depósitos turbidíticos através do retrabalhamento ocasionado pelas correntes de fundo e assim criando condições essenciais para o surgimento de potenciais reservatórios de hidrocarbonetos. O objetivo desta monografia é o de trazer mais uma contribuição nos estudos dos depósitos sedimentares de mar profundo e em especial o entendimento mais aprofundado dos depósitos de deriva e contornitos de uma forma geral. Para este estudo foi selecionada a área do Canal Vema onde foram analisados os mecanismos de construção dos corpos sedimentares, o papel das correntes de contorno na construção dos depósitos de deriva, se analisou as diferenças nos mecanismos de construção entre depósitos de correntes de turbidez e entre os depósitos de corrente de contorno e a forma como atuaram os mecanismos de construção do sistema do Canal Vema. Para este estudo foi usada uma metodologia na qual foram analisadas batimetrias locais e regionais com dados GEBCO, interpretações de linhas sísmicas provenientes dos levantamentos (LEPLAC II/IV e IPOD) e a correlação com os dados do poço (515 DSDP). A análise dos dados possibilitou a delimitação do corpo sedimentar mais expressivo, o Leque Contornítico Vema, que até sua forma atual passou por 4 fases construtivas desde o Mioceno Inferior ao Quaternário, e esta acumulação de natureza contornítica é uma resposta direta da ação da corrente de fundo AAF (AABW).

**Palavras-Chave:** Canal Vema | Contornitos | Sismoestratigrafia | Depósitos de Águas Profundas | Correntes de Contorno

## ABSTRACT

Sedimentary deposits in the deep portions of the continental margin and ocean basins are the result of combined action of sedimentary processes. The deposits built by these processes interact over geological time with a third element: the bottom currents. The power of interaction of ocean currents, background varies according to location and time and can rework the deposits forming what is known as drift, among which stand out contourites. The contourites have gained much prominence in the new research area of marine sedimentary geology because of the way it interacts with the turbiditic deposits caused by reworking by bottom currents and thus create essential conditions for the emergence of potential hydrocarbon reservoirs. The purpose of this monograph is to bring more assistance in studies of deep sea sediments and in particular the deeper understanding of the deposits of drift and contourites in general. For this study area was selected Vema Channel where we analyzed the mechanisms of construction of sedimentary bodies, the role of boundary currents in the construction of the deposits of drift, we analyzed the differences in building mechanisms between deposits of turbidity currents and between deposits of current boundary and how the mechanisms worked to build a system of Vema Channel. For this study used a methodology in which it reviewed local and regional bathymetry with GEBCO data, interpretations of seismic lines from the surveys (LEPLAC II / IV and IPOD) and the correlation with borehole data (DSDP 515). The analysis enabled the delineation of sedimentary body more expressive, Vema contourite fan, until its present form has gone through four phases of construction from the Lower Miocene to Quaternary, and this accumulation of contouritic nature is a direct action of the current AABW.

**Keywords:** Vema Channel | Contourites | Seismostratigraphy | Deep Sea Deposits | Contour Currents

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.	Áreas de exploração de hidrocarbonetos em águas profundas	12
Figura 2.	Mapa batimétrico com principais feições sedimentares e morfo-estruturais da bacia sul-sudeste do Brasil	14
Figura 3.	Mapa das linhas selecionadas para a pesquisa na região do Canal Vema	18
Figura 4.	(A) Posição paleogeográfica dos continentes africano e sul-americano e do Atlântico Sul primitivo no Albiano. (B) Principais feições fisiográficas da margem continental brasileira e bacias marinhas adjacentes	22
Figura 5.	Modelo esquemático evolutivo do Atlântico Sul no Albiano e sedimentação associada	23
Figura 6.	Evolução tectônica esquemática das margens continentais do Brasil Oriental e África Ocidental	25
Figura 7.	Esquema ilustrativo das massas de água do Oceano Atlântico Sul	28
Figura 8.	Reconstrução paleogeográfica mostrando as principais fases na evolução de abertura do oceano Atlântico Sul	32
Figura 9.	Modelo fisiográfico e padrão de circulação dos oceanos Atlântico Sul Central e Meridional durante o Eo/Meso-Albiano (A). Representação da seção transversal da direção da Bacia de Santos à Bacia de Angola (B).	34
Figura 10.	Representação simplificada da velocidade de corrente de fundo requerida para erodir, transportar e depositar sedimentos	39
Figura 11.	Modelo da composição de fácies do contornito mostrando a variação de granulometria através da seqüência contornítica padrão argila-silte-areia, ligada a variação da velocidade da corrente de contorno	40
Figura 12.	Modelo conceitual mostrando a interrelação espacial entre a corrente turbidítica e a corrente de fundo (corrente de contorno)	41
Figura 13.	Sumário dos diferentes tipos de <i>mounded drifts</i> , mostrando a geometria geral do <i>drift</i> e a tendência de migração-agradiação assim como o caminho da corrente de fundo inferida	52
Figura 14.	Canal Vema conectando a bacia da Argentina e a bacia do Brasil	54
Figura 15.	Seção cruzada sobre o leque contornítico Vema com destaque para os dois padrões de deposição do acúmulo	56
Figura 16.	Mapa com a localização dos sítios do Leg 72 DSDP nas proximidades do canal Vema	59
Figura 17.	Batimetria da área de estudo com a seleção de linhas do projeto LEPLAC	63
Figura 18.	Seção sísmica da linha 500-0041 interpretada com a localização do Canal Vema e a direção do fluxo da AAF (AABW)	64
Figura 19.	Seção sísmica da linha 500-0042 interpretada com a localização do Canal Vema e Canal São Paulo, delimitação da extensão do Leque Contornítico Vema e a direção do fluxo da AAF (AABW)	65
Figura 20.	Seção sísmica <i>strike</i> da linha 500-0509 interpretada com a localização das linhas <i>deep</i> e a delimitação do comprimento e espessura do Leque Contornítico Vema	66
Figura 21.	Seção sísmica da linha 500-0511 interpretada com a localização do Canal Vema e Canal São Paulo, e a direção do fluxo da AAF (AABW)	67
Figura 22.	Seção sísmica combinada das linhas 500-0512A e 500-0512C interpretadas com a localização do Canal Vema e Canal São Paulo, delimitação da extensão do Leque Contornítico Vema e a direção do fluxo da AAF (AABW)	68
Figura 23.	Relação de retrabalhamento dos depósitos gravitacionais e construção dos depósitos contorníticos sob a ação das correntes de contorno	69
Figura 24.	Características apresentadas pelos depósitos de mar profundo	70

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1.	Valores de temperatura e salinidade utilizados para distinguir as massas de água presentes no Atlântico Sul	30
Tabela 2.	Componentes da velocidade horizontal das águas de fundo no Canal de Vema	55
Tabela 3.	Características das ecofácies de 3,5kHz e sedimentológicas do Leque Contornítico Vema	57
Tabela 4.	Resumo do sítio 515 (DSDP)	60
Tabela 5.	Resumo do Sistema de Águas Profundas do Canal Vema	77

## LISTA DE ABREVIATURAS

AABW	Água Antártica de Fundo
AAIW	Água Intermediária Antártica
ACC	Corrente Circumpolar Antártica
BC	Corrente do Brasil
CDW	Corrente Circumpolar Profunda
DSDP	Deep Sea Drilling Project
DWBC	Corrente Profunda do Contorno Oeste
E	Leste
ENE	Leste-Nordeste
GEBCO	Carta Batimétrica Geral dos Oceanos
IPOD	International Phase of Ocean Drilling
IWBC	Corrente de Contorno Oeste Intermediária
LCDW	Água Circumpolar Profunda Inferior
LCW	Água Circumpolar Inferior
LEPLAC	Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira
LNADW	Água Profunda do Atlântico Norte Inferior
MC	Corrente das Malvinas
MNADW	Água Profunda do Atlântico Norte Média
N	Norte
NADW	Água Profunda do Atlântico Norte
NBC	Corrente Norte do Brasil
NE	Nordeste
NNE	Nor-Nordeste
NW	Noroeste
PCC	Profundidade de Compensação do Carbono
PSP	Platô de São Paulo
REMAC	Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira
S	Sul
SAC	Corrente do Atlântico Sul
SACW	Água Central do Atlântico Sul
SE	Sudeste
SEC	Corrente Sul Equatorial
SSW	Sul-Sudoeste
SW	Sudoeste
TW	Água Tropical
TWT	Tempo Duplo de Deslocamento
UCDW	Água Circumpolar Profunda Superior
UNADW	Água Profunda do Atlântico Norte Superior
USGS	Serviço Geológico dos Estados Unidos
W	Oeste
WOCE	Experimento da Circulação do Oceano Mundial
WSBW	Água de Fundo do Mar de Weddell
WSDW	Água Profunda do Mar de Weddell

# SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b>	10
1.1 OBJETIVOS GERAIS	10
1.2 DEPÓSITOS DE MAR PROFUNDO E CONTORNITOS: INTERESSE ECONÔMICO	12
1.3 DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO	14
1.4 HISTÓRICO DOS DEPÓSITOS DE MAR PROFUNDO	16
<b>2. METODOLOGIA</b>	18
<b>3. CARACTERIZAÇÃO DO OCEANO ATLANTICO SUL</b>	21
3.1 ORIGEM E EVOLUÇÃO DO OCEANO ATLÂNTICO SUL	21
3.2 ORIGEM DA MARGEM CONTINENTAL BRASILEIRA	24
3.3 HIDROGRAFIA DA PORÇÃO OESTE DO OCEANO ATLÂNTICO SUL	27
3.4 REVISÃO PALEOCEANOGRÁFICA DO OCEANO ATLÂNTICO SUL	31
3.5 ORIGEM E APORTES SEDIMENTARES	36
<b>4. CANAL VEMA</b>	38
4.1 ANÁLISE DE PROCESSOS NO CANAL VEMA	38
4.2 REVISÃO DOS DEPÓSITOS DE DERIVA	42
4.3 CANAL VEMA – ANÁLISE	54
4.4 RESULTADOS	63
4.5 DISCUSSÃO	69
<b>5. SÍNTESE E CONCLUSÃO</b>	73
5.1 SÍNTESE	73
5.2 CONCLUSÃO	79
<b>6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	81

## 1 INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas, a exploração de hidrocarbonetos tem se lançado para regiões cada vez mais profundas, com o avanço da tecnologia que vem permitindo o desenvolvimento dos campos profundos com diminuição dos custos operacionais (Meloy, 2006). Os depósitos sedimentares nas porções profundas da margem continental e nas bacias oceânicas adjacentes resultam da alternância entre a sedimentação advinda da margem e a sedimentação por decantação a partir da coluna d'água. Os depósitos gerados por estes processos são, em alguns locais e ao longo do tempo geológico, conjuntamente retrabalhados por correntes de fundo, formando os depósitos de deriva (*drifts*), dentre os quais se destacam os contornitos. Os mesmos processos estão igualmente vinculados à evolução da margem e à evolução paleoceanográfica, fundamental para o retrabalhamento dos sedimentos de mar profundo.

### 1.1 OBJETIVOS GERAIS

O principal objetivo deste trabalho é fazer uma contribuição para o melhor conhecimento dos mecanismos de construção de corpos sedimentares de regiões profundas e a sua inter-relação com os processos dinâmicos desses ambientes, tais como correntes de fundo, correntes de turbidez e deslocamentos de massa.

Para esse estudo foi selecionada uma região de relevante expressão para os fenômenos pesquisados (Canal Vema) onde se espera através do mapeamento sísmico identificar e caracterizar depósitos sedimentares, principalmente contorníticos, e entender a relevância do papel das correntes nesses depósitos no interior do canal e em suas áreas adjacentes.

De forma sucinta podemos apontar como objetivos específicos para o Canal Vema:

- A identificação dos processos de construção de corpos sedimentares, principalmente os contornitos, seus mecanismos e elementos, e sua relevância na morfologia regional;
- A análise e identificação dos estágios de construção através da interpretação sísmica.

## 1.2 DEPÓSITOS DE MAR PROFUNDO E CONTORNITOS: INTERESSE ECONÔMICO

O tema selecionado para esta pesquisa segue uma tendência atual nas linhas de pesquisa na área de Geologia/Geofísica Marinha que tem voltado seu foco para as áreas de mar ultra profundo em resposta as novas fronteiras de exploração de hidrocarbonetos. O desenvolvimento dos campos profundos com substancial redução de custos tem gerado a necessidade de se conhecer melhor estes locais de exploração (Figura 1). É de extrema importância se conhecer a forma como os reservatórios de águas profundas da margem continental e bacias oceânicas se desenvolveram e como os processos sedimentares contribuíram para a arquitetura desses depósitos.

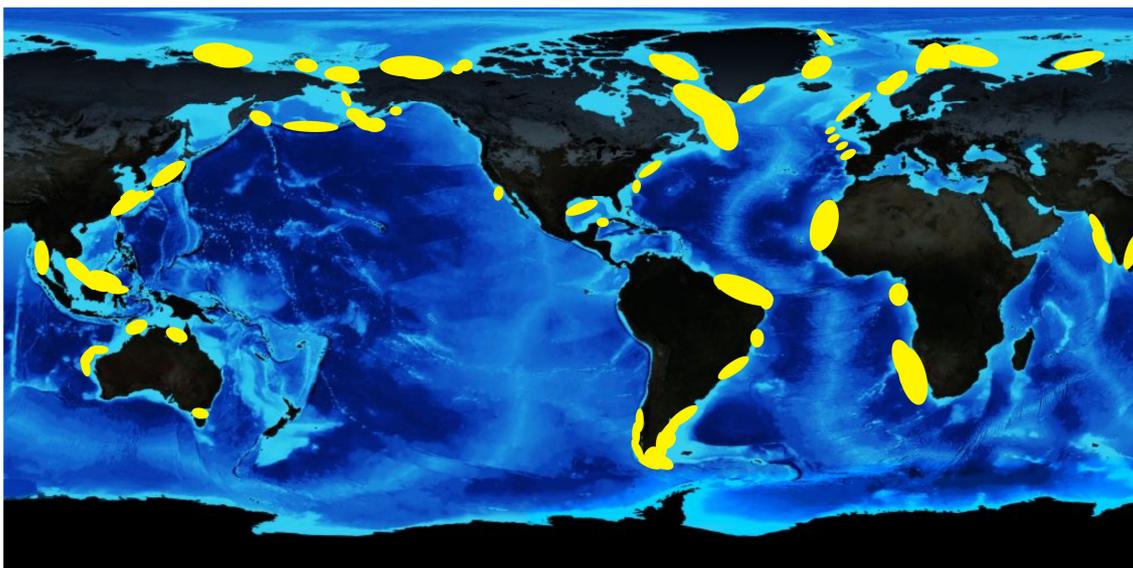


Figura 1: Áreas de exploração de hidrocarbonetos em águas profundas (Stow & Mayall, 2000) (Modificado).

Os depósitos sedimentares nas porções profundas da margem continental e bacias oceânicas são resultados da ação combinada de processos sedimentares. Estes processos podem ter origem na margem continental e são representados pelos fluxos gravitacionais, ou podem ter origem na decantação dos sedimentos na coluna d'água e constituem os processos pelágico e hemipelágico. Os depósitos construídos por estes processos interagem ao longo do tempo geológico com um terceiro elemento: as correntes de fundo. O

poder de interação das correntes oceânicas de fundo varia de acordo com o local e o tempo e podem retrabalhar os depósitos formando o que se conhece como depósitos de deriva (*drifts*), dentre os quais se destacam os contornitos.

Os contornitos vêm ganhando muito destaque nas novas pesquisas da área de geologia marinha sedimentar devido à forma como interage com os depósitos turbidíticos através do retrabalhamento ocasionado pelas correntes de fundo e assim criando condições essenciais para o surgimento de potenciais reservatórios de hidrocarbonetos. O cenário das descobertas que vem ocorrendo em áreas como o Golfo do México, Brasil e Oeste da África são de depocentros profundos sobre substratos móveis de sal ou folhelhos, onde 90% dos reservatórios são turbidíticos Terciários (Pettingill, 2007). Para um melhor aproveitamento das novas fronteiras de exploração e descobrimento das futuras é necessário um melhor reconhecimento e discernimento entre depósitos turbidíticos e contorníticos que é de extrema complexidade devido a complexa natureza dos depósitos resultantes da interação dos fluxos gravitacionais e o retrabalhamento das correntes de fundo.

### 1.3 DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO

No meio científico, a porção sul-sudeste da margem continental brasileira tem um reconhecido papel como área modelo para o estudo dos corpos sedimentares de águas profundas, onde se destacam locais com acumulações oriundas de distintos processos como os movimentos de massa, as correntes de turbidez e as correntes de contorno.

A região da bacia sul-sudeste do Brasil abrange uma área que se estende desde a cadeia Vitória-Trindade até a latitude 30°S. Esta região está delimitada a leste a norte pela cordilheira Meso-Atlântica e a cadeia Vitória-Trindade; a oeste pelo talude continental e o platô de São Paulo; e a sul, pela elevação do Rio Grande. Na zona alvo deste estudo (Canal Vema), encontra-se no limite entre as bacias de Pelotas e Santos (Figura 2).

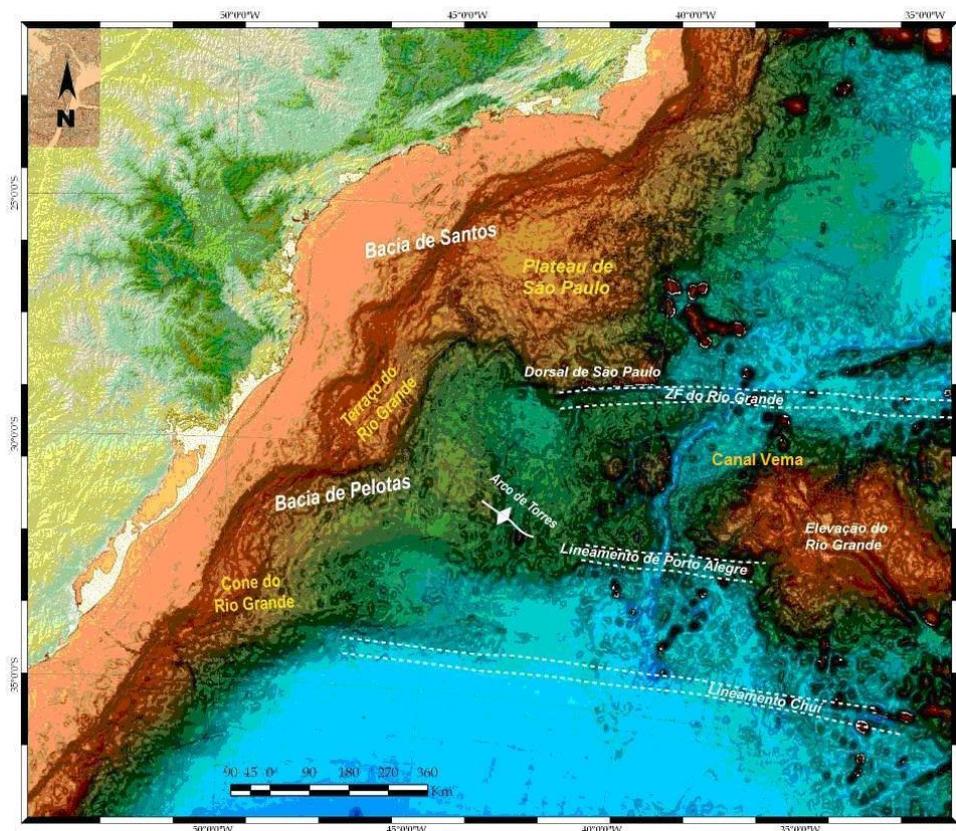


Figura 2: Mapa batimétrico com principais feições sedimentares e morfo-estruturais da bacia sul-sudeste do Brasil (dados batimétricos ETOPO2). Traçado aproximado de zonas de fratura e lineamentos estruturais segundo Basseto et al. (2000).

Na região do Canal Vema as acumulações se concentram entre a desembocadura norte do canal e da passagem abissal São Paulo que fazem a conexão da bacia do Brasil com a bacia da Argentina, ao sul. Esse depósito sedimentar é tipicamente contornítico e é encontrado em profundidades acima de 4500m sob a forte influencia da ação das massas de água de fundo, neste caso a Água Antártica de Fundo (AABW), ativa desde o Oligoceno Superior.

Para o entendimento dos processos sedimentares, seus mecanismos e elementos envolvidos, foram utilizados dados batimétricos obtidos de cartas GEBCO (*General Bathymetric Chart of the Oceans*), dados sísmicos provenientes de dois levantamentos (LEPLAC II/IV e IPOD) e um poço (DSDP 515) para correlação.

Referente à construção e evolução dos depósitos sedimentares na região do Canal Vema foram identificadas e interpretadas cada unidade sísmica, e em seguida correlacionadas às unidades sísmicas e às seqüências sísmicas do sítio 515 do Projeto de Perfuração do Mar Profundo (*Deep Sea Drilling Project – DSDP*). De forma complementar, o reconhecimento dos processos tectônicos, sedimentares e hidrológicos que atuaram a partir do Cretáceo, e que ainda atuam no presente na margem continental sul-sudeste brasileira, foram efetuados a partir de um extenso levantamento bibliográfico.

## 1.4 HISTÓRICO DOS DEPÓSITOS DE MAR PROFUNDO

Desde o início do século XX, os depósitos sedimentares encontrados em mar profundo e seus mecanismos são objetos de interesse da comunidade científica devido ao seu grande poder de registro das mudanças paleoceanográficas e conseqüentemente os tornaram valiosas ferramentas para o entendimento das mudanças climáticas globais atuais. Mas nos últimos anos estas construções sedimentares vêm ganhando destaque em novas pesquisas por trazerem também novos esclarecimentos sobre a previsão das novas fronteiras de exploração de hidrocarbonetos em decorrência de sua íntima relação com os reservatórios, o que tem levado a maciços investimentos neste setor de pesquisa.

Os processos de sedimentação em ambiente de mar profundo são iniciados com a deposição de sedimentos oriundos de três diferentes processos: pelágicos, de corrente de turbidez e de corrente de fundo. Sendo que é importante destacar que estes processos não agem de forma independente e por isso estão intimamente ligados podendo até agirem de forma conjunta produzindo sistemas mistos.

Um dos primeiros processos a ser documentado foi o turbidito, hoje amplamente estudado e conhecido, em que se destaca o trabalho feito por Bouma (1962) com seu modelo de fácies. Atualmente essa nomenclatura é bem aceita para classificar as camadas arenosas de granulometria média, mas não se adapta a tipos proximais ou com granulometrias extremas (fina e grossa). Diante disto outros pesquisadores propuseram adaptações e variações para estes depósitos.

Com o passar dos anos as pesquisas demonstraram a grande relevância que havia no estudo dos depósitos originados a partir das correntes. A grande carga sedimentar em suspensão é transportada pelas correntes podem gerar feições com inúmeras variações, dependendo da magnitude e velocidade das correntes, do material e da distância da área-fonte, da morfologia da bacia e de outros tantos fatores. As correntes de fundo agem na maioria dos turbiditos depositados em mar profundo de forma relativamente fraca. De forma geral, o

retrabalhamento gerado pelos fluxos não é significativo de forma que remova a lama coesiva.

Os depósitos com acumulações significativas formados por correntes de contorno são produzidos apenas por correntes de intensidade moderada e sobre condições de baixa razão de suprimento sedimentar via correntes de turbidez ou por outros movimentos de massa. Os contornitos foram originalmente definidos como lentes de areias finas e siltes, depositados em águas profundas na elevação continental por correntes geostróficas que fluem paralelas aos contornos batimétricos (Heezen *et al.*, 1966). O conceito contornito (*contourite*) foi introduzido por Hollister & Heezen (1972) para diferenciar materiais depositados por correntes fortes, de forma que os contornitos foram definidos como: “sedimentos em águas relativamente profundas depositados ou retrabalhados por correntes geostróficas estáveis”.

Os depósitos de deriva (*drift*) de mar profundo ocorrem geralmente em profundidades de água que excedem 2000 m e ao longo das correntes de fundo semipermanentes. Desde a década de 70 tem havido numerosos refinamentos para a compreensão dos contornitos. Dentre os mais importantes são o reconhecimento de grandes volumes de material argiloso transportado paralelamente aos contornos batimétricos e que tem formados depósitos de deriva extensos de sedimentos finos durante algumas dezenas de milhões de anos, em resposta à capacidade de transporte da circulação termohalina (Hollister & Ewing, 1972, Stow & Lovell, 1979).

## 2. METODOLOGIA

A base de dados utilizada nesta pesquisa é composta principalmente por dados de sísmica de reflexão multicanal proveniente de dois projetos, o Projeto de Levantamento da Plataforma Continental Jurídica Brasileira (LEPLAC II/IV) e o levantamento de suporte do projeto *International Phase of Ocean Drilling* (IPOD) realizado pelo *Institute for Geophysics, University of Texas at Austin* (Figura 3). O projeto LEPLAC foi planejado com o objetivo de se contribuir com mais informações sobre a geologia marinha na zona exterior ao limite da plataforma continental jurídica brasileira (a partir das 200 milhas náuticas), o deu a este projeto uma grande importância econômica e estratégica. Já o projeto IPOD se iniciou em 1975 com o trabalho de campo conjunto da República Federativa da Alemanha, Japão, Reino Unido, União Soviética, França e Estados Unidos à bordo do *Glomar Challenger* e com a pesquisa posterior ao cruzeiro. Para a plataforma brasileira estão disponíveis cerca de 2072 km de linhas sísmicas. Os dados foram coletados pela *University of Texas Institute for Geophysics* durante dois cruzeiros (FM105 e FM106) do navio de pesquisa Fred M. Moore em julho de 1979 como parte do levantamento IPOD do Sudoeste Atlântico. Os dados foram reunidos para definir a configuração geológica e geofísica para os sítios de perfuração IPOD.

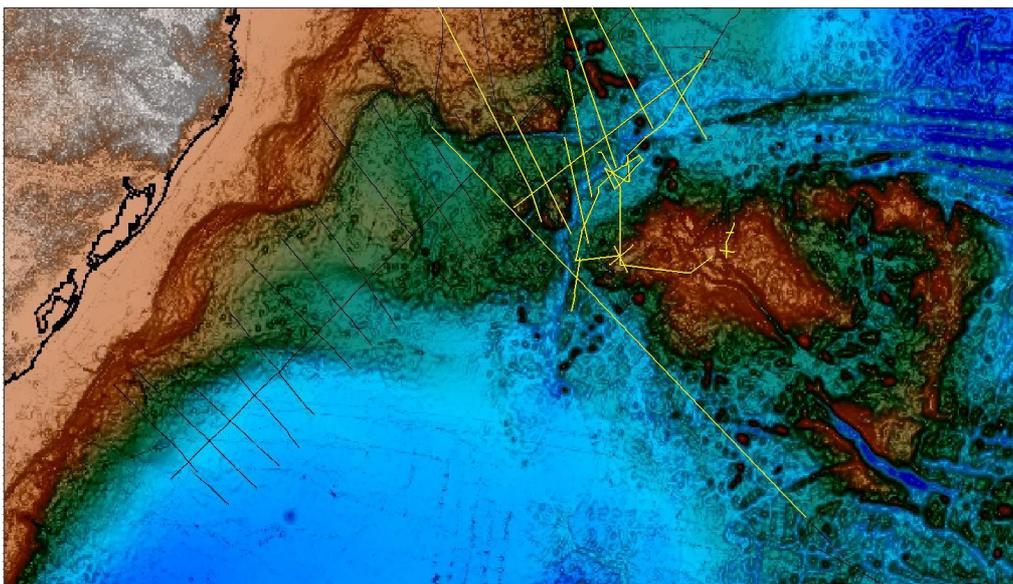


Figura 3: Mapa das linhas selecionadas para a pesquisa na região do Canal Vema (dados batimétrico do ETOPO2, Smith & Sandwell, 1997).

As linhas sísmicas dos projetos LEPLAC e IPOD foram georeferenciadas juntamente e sobrepostas a um mapa batimétrico gerado pelo *software* Oasis Montaj (Geosoft), utilizando dados do ETOPO2 (com malha regular de 2'). Para a interpretação sísmica foi utilizado o *software* Kingdom. O procedimento de trabalho se iniciou com a delimitação do embasamento (crosta oceânica) e fundo do mar, identificados através das reflexões de alta amplitude e com o auxílio da análise por atributos, como o atributo instantâneo de envelope que tem como característica refletir com mais clareza a presença de gás (*bright spots*), os efeitos de *tuning* (camadas delgadas) e as mudanças de litologia. Após a delimitação do topo e base, em seguida foram identificadas as seqüências sísmicas a partir do mapeamento das principais seqüências sísmicas regionais já mapeadas pelo projeto de pesquisa regional (Bacias de Santos e Pelotas) e da correlação com a amostragem do poço (72-515) DSDP. O processo de identificação das seqüências se baseou nos critérios estabelecidos por Mitchum e Vail (1977).

### **Sismoestratigrafia**

A sismoestratigrafia ou estratigrafia sísmica, como também é conhecida, é um método de interpretação de dados sísmicos, o qual permite a compreensão das sucessões estratigráficas através da interpretação de refletores sísmicos. Através da interpretação dos refletores sísmicos foi possível se entender as geometrias e arranjos de camadas que estavam ligadas aos sistemas deposicionais, com isso criaram-se modelos para explicar os padrões observados. Demonstrou-se que a sobreposição de sucessões depositadas em diferentes ambientes pode ser explicada pela ação conjunta de fatores externos, como taxa de subsidência, aporte sedimentar e eustasia.

Um dos primeiros trabalhos (Vail *et al.*, 1977 e Vail e Mitchum, 1977) neste tema relataram que as reflexões sísmicas são geradas a partir do contraste de impedância das rochas, consistindo principalmente de superfícies de acamamento e discordâncias. As superfícies de acamamento a uma paleosedimentação, já as discordâncias são superfícies de erosão ou não-

deposição. No caso das discordâncias, destacam-se por sua importância cronoestratigráfica, pois delimitam estratos mais jovens acima, de unidades mais antigas, situadas abaixo.

Através de Vail e Mitchum (1977) é possível se estipular 3 etapas a serem seguidas em uma interpretação sismoestratigráfica:

(1) Análise das seqüências sísmicas, que consiste em determinar os limites de uma seqüência, que podem ser representados por discordâncias ou conformidades correlativas. Os limites da seqüência deposicional são identificados pelas terminações laterais do estrato em padrão *onlap*, *downlap*, *toplap* e truncamentos;

(2) Análise de fácies sísmicas, que corresponde à interpretação da geometria da reflexão, continuidade, freqüência, intervalo de velocidade, bem como sua forma externa e sua relação com as seqüências deposicionais. Com o mapeamento das fácies sísmicas é possível interpretar os processos sedimentares e identificar o ambiente deposicional, permitindo inferir a litologia;

(3) Análise das mudanças relativas ao nível do mar, que consiste em construir correlações cronoestratigráficas e variações relativas ao nível do mar nas bacias regionais e compará-las com os dados globais. As variações relativas ao nível do mar permitem identificar com maior perceptividade o tempo das discordâncias e paleoambientes.

### 3. CARACTERÍSTICAS DO OCEANO ATLÂNTICO SUL

#### 3.1 ORIGEM E EVOLUÇÃO DO OCEANO ATLÂNTICO SUL

O processo que deu origem ao Oceano Atlântico se iniciou efetivamente com uma abertura na forma de uma grande fratura no supercontinente conhecido como Gondwana durante o Mesozóico. De acordo com o modelo geodinâmico a separação que deu origem aos continentes africano e sul-americano considera a evolução de riftes independentes localizados nas regiões equatorial e leste do Gondwana. Estas fendas teriam avançado gradualmente em sentidos opostos, vindo a se encontrar numa região comum que representaria o último elo de ligação dos dois continentes (Asmus e Porto, 1972). O processo se fez por etapas, tendo como primeiro estágio a ruptura da crosta continental no Triássico (Thomaz-Filho *et al.*, 2000). A ruptura teria ocorrida de forma simultânea nas duas regiões e seria uma resposta direta ao movimento de rotação na região meridional e uma zona transcorrente entre o norte-nordeste do Brasil e o Golfo de Guiné (Figura 4A).

A segunda fase do processo de separação ocorreu durante o Eocretáceo ficando limitado a um segmento entre a bacia de Santos e a bacia de Sergipe/Alagoas na margem brasileira, e entre Cuanza a Gabão na margem africana (Leyden *et al.*, 1976). Esta restrição geográfica é corroborada por evidências na distribuição regional de sucessões sedimentares do tipo flúvio/lacustrina e evaporítica presente em ambas as margens. Estas sucessões são bem marcantes entre os lineamentos de Florianópolis e Maceió na margem brasileira (Asmus e Guazelli, 1981) e entre a Dorsal de Walvis e a região entre a Nigéria e Camarões na margem africana. De fato os lineamentos presentes no Oceano Atlântico Sul representam importantes evidências do processo evolutivo do oceano. Através do estudo da orientação de feições submarinas como o limite meridional do Platô de São Paulo, o alinhamento de construções vulcânicas no Alto de Florianópolis, as dorsais de São Paulo e Walvis e o limite norte da Elevação do Rio Grande (Kumar e Gambôa, 1979;

Leyden *et al.*, 1976; Asmus e Guazelli, 1981) foi possível se entender como os processos se deram e por isso têm um importante papel na história evolutiva do Atlântico Sul (Figura 4B).

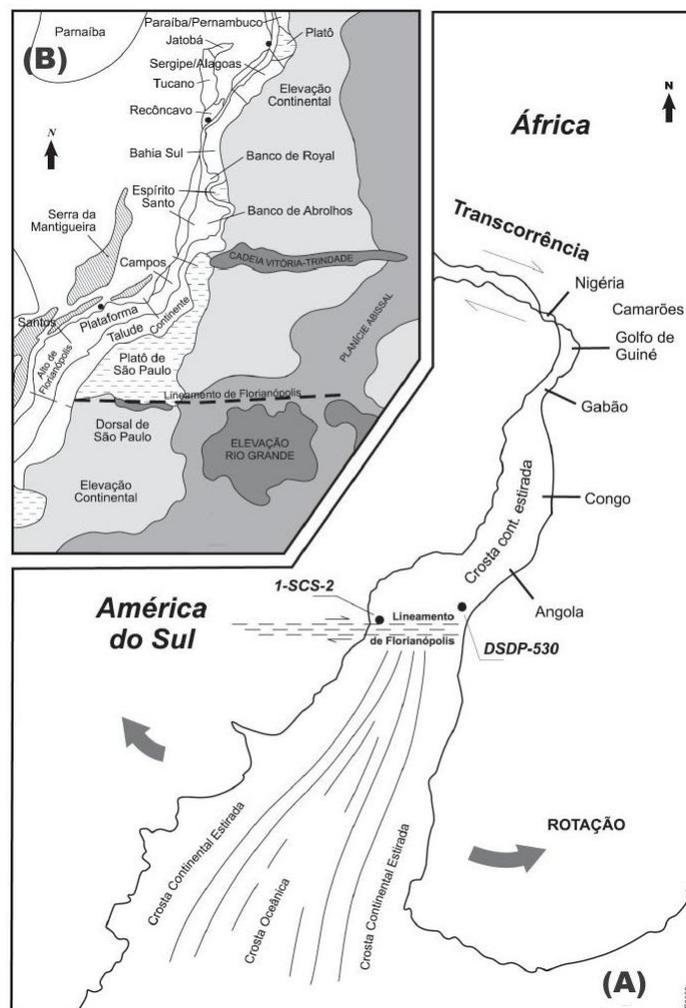


Figura 4: Posição paleogeográfica dos continentes africano e sul-americano e do Atlântico Sul primitivo no Albiano (A), a partir do modelo geodinâmico tradicional, com rotação no sul e transcorrência no norte (modificado de Macedo, 1991). Em B, são representadas as principais feições fisiográficas da margem continental brasileira e bacias marinhas adjacentes (modificado de Palma *et al.* 1979), (Azevedo, 2004).

Ao final do Aptiano o Atlântico Sul Central era um mar restrito, tinha um formato triangular, com menor largura ao norte, abrangendo cerca de 2400 km de extensão com uma largura máxima de 400 km, próximo ao extremo sul do Platô de São Paulo (Leyden, 1976; Chang *et al.*, 1992). Baseando-se no modelo paleogeográfico global para o Albiano, este segmento marinho estaria localizado numa zona climática tropical a subtropical o que lhe proporcionava



### 3.2 ORIGEM DA MARGEM CONTINENTAL BRASILEIRA

É de vital importância o estudo das bacias sedimentares da margem passiva da placa sul-americana para se fazer uma real avaliação do potencial exploratório na pesquisa de hidrocarbonetos. Vale ressaltar que o estudo da evolução tectono-sedimentar das bacias sedimentares do Atlântico Sul tem recebido importantes contribuições de modelos conceituais oriundos de observações geológicas e geofísicas de outras bacias sedimentares. As bacias de margem divergente e transformante brasileiras são caracterizadas por uma seqüência evolutiva que apresenta algumas semelhanças e diferenças quando comparadas com bacias análogas em diferentes províncias no Oceano Atlântico (Cainelli & Mohriak, 1999). Entretanto, generalizando, a evolução das bacias da margem continental segue uma seqüência de eventos que permite a proposição de modelos geodinâmicos no contexto da tectônica de placas que pode ser útil na avaliação de seu potencial exploratório.

O supercontinente Gondwana formou-se no Proterozóico Superior como resultado da junção de terrenos acrescidos aos crátons Amazonas e São Francisco durante a orogenia Brasiliana (Almeida *et al.* 1976, Almeida *et al.* 2000). E foi durante o Mesozóico que estes terrenos foram afetados por uma ruptura continental, a quebra do Gondwana que resultou em feições extensionais de riftes superpostos a sedimentos anteriormente depositados e também cobertos por derrames basálticos associados à abertura do Atlântico Sul (Misuzaki *et al.* 2002). Essa ruptura é caracterizada por alguns riftes abortados na região emersa intracontinental no nordeste, onde se destaca o sistema de riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá; e na região sudeste onde se registram vários pequenos grábens entre os estados de São Paulo e Rio de Janeiro. Os riftes ao longo da margem continental, que evoluíram até formar as atuais bacias sedimentares da margem passiva, formam um conjunto de bacias que se estende desde o limite com a Guiana na região norte até o limite com as águas territoriais do Uruguai, ao sul.

Para a formação das bacias da margem continental e do Oceano Atlântico é adotado o modelo geral baseado nos conceitos tectonofísicos propostos por McKenzie (1978), que admite um estiramento litosférico e afinamento da crosta e litosfera, durante a fase rifte, e, posteriormente, uma fase de subsidência termal associada ao resfriamento da anomalia térmica da astenosfera. A seqüência evolutiva do Atlântico Sul é composto de cinco fases com diferentes padrões de tectônica e sedimentação (Cainelli & Mohriak, 1998) (Figura 6).

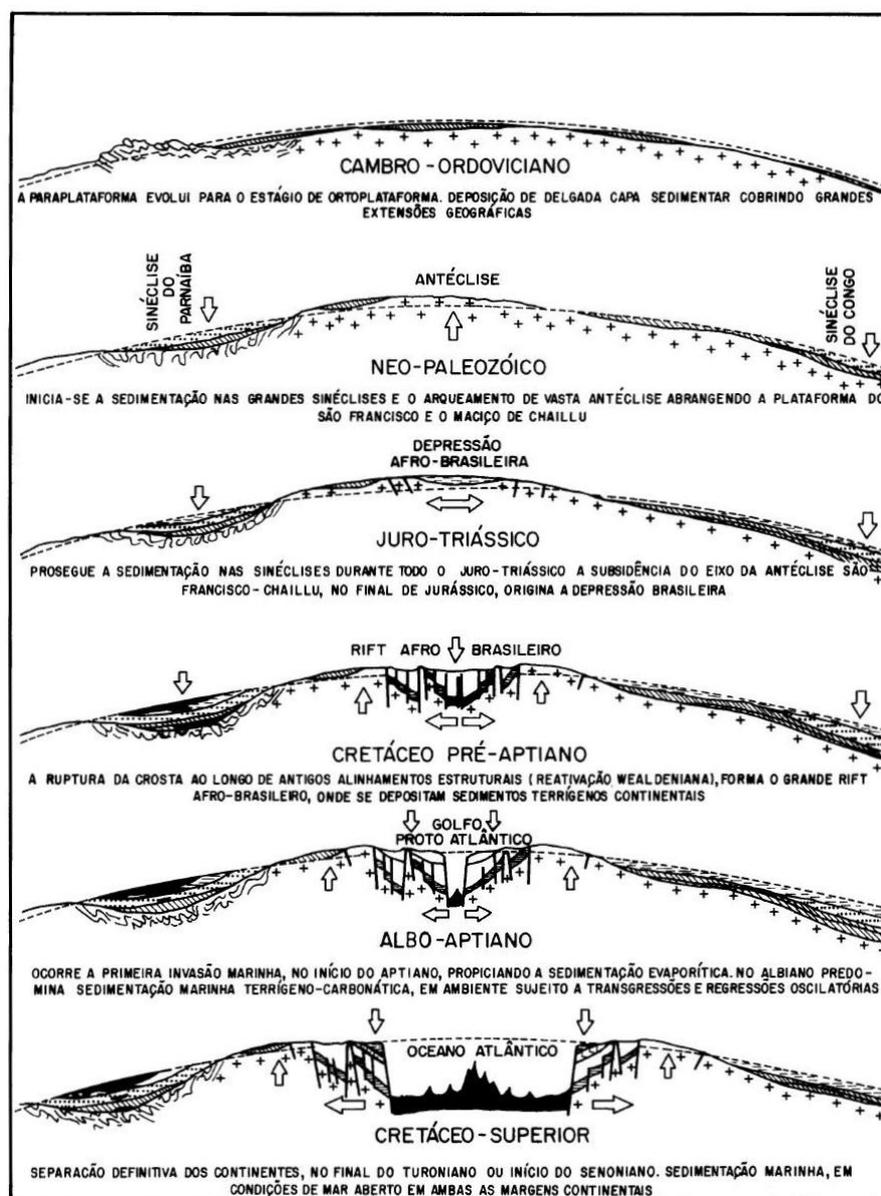


Figura 6: Evolução tectônica esquemática das margens continentais do Brasil Oriental e África Ocidental (Cesero, 1997).

A primeira fase é iniciada por processos extensionais que levaram à separação dos continentes sul-americana e africana. Para esta fase o modelo sugere um pequeno soerguimento astenosférico e um afinamento litosférico regionalmente distribuído, com falhas incipientes na crosta superior. O início da segunda fase pode ser caracterizado por um aumento no estiramento litosférico que coincide com a extrusão de lavas basálticas seguido por grandes falhas afetando a crosta continental e resultando na formação de semi-grábens que são preenchidos por sedimentos continentais lacustrinos (Neocomiano-Barremiano) (Almeida, 1969b). Ao final da fase de rifteamento, há um novo aumento da extensão litosférica, que é marcada por grandes falhas que rotacionam os blocos de rifte anteriormente formados, sendo então cobertos por sedimentos menos rotacionados. A fase seguinte está também associada a episódios de magmatismo continental e oceânico, reativação de grandes falhas e erosão de blocos de rifte por uma discordância regional que arrasa a topografia anterior e separa ambientes de deposição tipicamente continental (lacustrino e fluvial) de ambientes transicionais e marinhos. Em seguida essa seqüência é coberta por sedimentos evaporíticos no Aptiano Superior, e subseqüentemente, a sedimentação torna-se predominantemente carbonática, com o período Albiano dominado por plataformas de águas rasas (Almeida, 1969b). Ao fim desse intervalo, já no Cenomaniano e Turoniano, ocorre um aumento da paleobatimetria, terminando a fase de deposição carbonática e resultando na acumulação de sedimentos marinhos de águas profundas (Almeida, 1967; Almeida, 1969). Com isso, ao final do Cretáceo, a margem sudeste é afetada por maciço aporte sedimentar relacionado ao soerguimento da Serra do Mar e da Serra da Mantiqueira, o que resultou em uma notável progradação de siliciclastos, formando grandes cunhas sedimentares que avançam na direção da quebra da plataforma e forçando uma regressão marinha (Cainelli & Mohriak, 1998).

### 3.3 HIDROGRAFIA DA PORÇÃO OESTE DO OCEANO ATLÂNTICO SUL

Para o completo entendimento dos processos de sedimentação que ocorrem na margem continental brasileira é necessário que se compreenda como funciona o padrão de circulação oceânica e seu grau de interação com esses processos. O estado atual de conhecimento da circulação da margem continental brasileira é resultado em grande parte dos estudos oriundos do programa internacional WOCE (*World Ocean Circulation Experiment*) que trouxe grandes esclarecimentos sobre a circulação oceânica mundial principalmente para as zonas de bacias abissais.

É de importância que se entenda que os padrões de circulação oceânica são sistemas altamente dinâmicos e que tiveram diversas configurações ao longo do tempo geológico, onde suas variações estão diretamente ligadas a diversas mudanças como a geometria das bacias, a sua batimetria, as condições de formação das águas profundas e de fundo, e o padrão de circulação atmosférica.

O padrão global da circulação oceânica atual e a distribuição das massas de água que ocupam as bacias oceânicas são basicamente determinados pela transferência de energia dos ventos para a superfície dos oceanos e por processos de mistura entre águas superficiais, intermediárias e profundas. Como resultado destes processos, os oceanos desempenham um papel fundamental na transferência de calor das áreas de baixa latitude para as regiões de altas latitudes. De forma resumida o padrão de circulação global pode ser dividido em duas partes: a circulação superficial e a circulação termohalina. A circulação superficial é gerada pela fricção dos ventos na superfície dos oceanos, enquanto que a circulação termohalina é resultado da variação de densidade das águas dos oceanos.

O padrão de circulação oceânica global é representado a partir de um esquema de camadas que ilustram os diversos níveis de massas de água presentes na coluna d'água (Figura 7). Cada camada apresenta propriedades distintas e conservativas que as tornam distinguíveis. Estas propriedades estão diretamente ligadas aos eventos climáticos dos locais onde se formam, e que

afetam sua temperatura e salinidade. A combinação desses dois parâmetros determina a densidade da massa de água e a sua localização ao longo da coluna d'água. O padrão de circulação superficial do Oceano Atlântico é controlado por dois grandes giros impulsionados pelos ventos alísios de oeste na região equatorial (com sentido anti-horário para o Atlântico Sul, e horário para o Atlântico Norte), já a circulação de fundo é topografia do fundo e pela distribuição das massas de água mais densas.

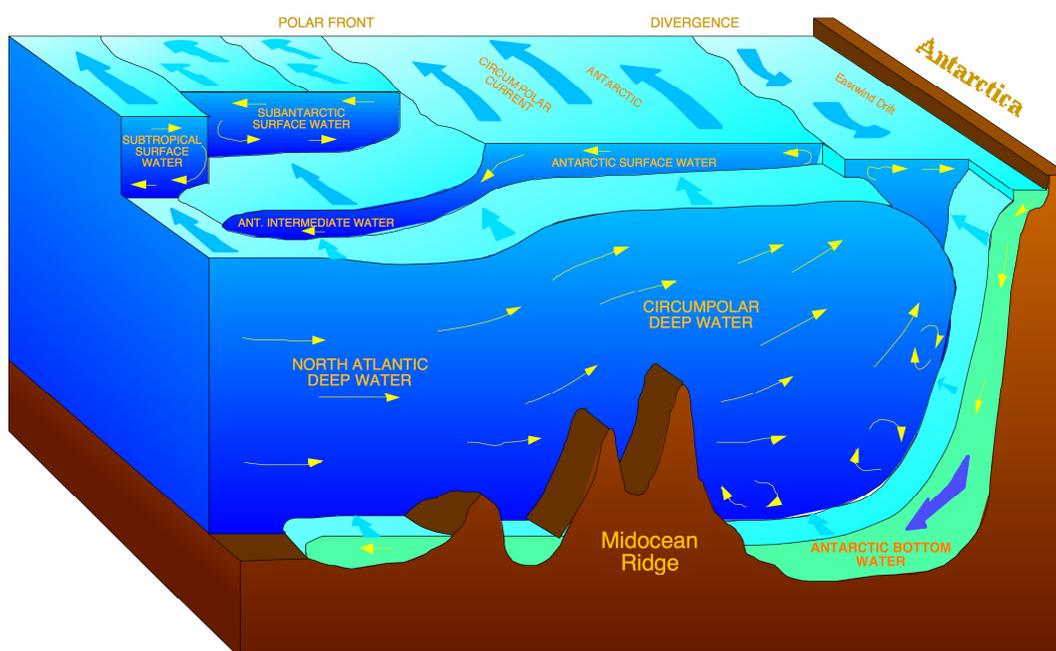


Figura 7: Esquema ilustrativo das massas de água do Oceano Atlântico Sul (Hannes Grobe, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany).

O Atlântico Sul tem seu sistema próprio de giros e correntes de contorno e as águas que fluem através desse sistema são modificadas por espalhamento e mistura vertical (Tabela 1). As águas do Atlântico Sul se dirigem para o norte através do equador em todas as profundidades. O Atlântico Sul possui uma função específica na circulação termohalina global, promovendo a passagem de massas de água entre os oceanos de forma geral. Nesse contexto, o esquema de circulação profunda na margem continental brasileira consiste numa série de correntes profundas na porção oeste do oceano, que são originadas nas regiões polares (Reid, 1996). O padrão de

circulação para o Atlântico Sul engloba as massas: Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA), Água Circumpolar Superior (ACS), Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), Água Circumpolar Inferior (ACI) e Água Antártica de Fundo (AAF). Para este estudo são de maior relevância o estudo das três principais massas de água encontradas abaixo da termoclina permanente: Água Intermediária Antártica, Água Profunda do Atlântico Norte e Água Antártica de Fundo.

### **Água Intermediária Antártica (AIA/AAIW)**

Esta massa apresenta baixas temperaturas, baixa salinidade e é pouco oxigenada. Sua circulação se estende em direção ao interior da bacia oceânica e ao longo da margem ocidental a uma profundidade média de 800 m (De Madron & Weatherly, 1994).

### **Água Profunda do Atlântico Norte (APAN/NADW)**

Esta massa tem a característica de apresentar alta temperatura, alta salinidade e também altos teores de oxigênio, o que indica um contato entre esta corrente e a atmosfera. Na porção superior esta massa atinge profundidades entre 1200 a 1900 m, atingindo a temperatura máxima à 1400 m e a salinidade máxima em torno dos 1800 m. Em relação à salinidade, observa-se que os valores máximos são atingidos ao longo da margem oeste do Atlântico. Na zona intermediária da massa encontram-se os maiores teores de oxigênio, localizado a aproximadamente 2000 m de profundidade. A massa segue a margem ocidental do Atlântico Sul numa rota que atravessa o Equador em direção ao sul, seguindo a orientação geral do talude brasileiro, apresentando traço mais forte na seção meridional próxima a 35°W, diminuindo progressivamente ao sul, a partir de 25°S, onde é substituída pela CDW, oriunda do Oceano Pacífico (Hogg *et al.*, 1996).

## Água Antártica de Fundo (AAF/AABW)

Esta massa é encontrada nas partes mais profundas do Oceano Atlântico. A AAF (AABW) é caracterizada por baixos valores de temperatura ( $< 2^{\circ}\text{C}$ ), por baixos valores de salinidade ( $< 34,9$ ) e baixos valores de oxigênio dissolvido ( $220 \mu\text{M/Kg}$ ). As baixas temperaturas dessa massa são amenizadas à medida que esta se desloca para a região norte, através do efeito bloqueador das cadeias e por mistura (Hogg *et al.*, 1982). Abaixo da isoterma de  $2^{\circ}\text{C}$  a temperatura e a salinidade diminuem rapidamente (Reid, 1977), e essa massa de água se estende de forma marcante ao longo do eixo da bacia, diminuindo de espessura a partir do equador (Reid, 1977 e Reid, 1989). Em relação à sua rota, não se observa uma presença significativa na margem oriental do Oceano Atlântico (De Madron & Weatherly, 1994), o que reflete a importância das feições da margem ocidental na rota principal do fluxo da AAF na direção norte. Segundo Hogg *et al.* (1982), a AAF tem sua trajetória controlada pela topografia do Sistema de Cordilheiras da Elevação do Rio Grande. Este sistema é composto pelo Canal Vema (oeste da cordilheira), pelo Canal Hunter (à leste, ligando a Bacia da Argentina à margem brasileira) e pela depressão da plataforma de Santos (isobatimetria de 4000 m). Essa morfologia gera uma circulação com a presença de anticiclones e um fluxo de retorno da AAF ao redor da Elevação do Rio Grande, que faz com que parte do fluxo retorne para a Bacia da Argentina. Vale ressaltar que a AAF apresenta seu traço mais forte na região do Canal Vema e próximo ao Platô de São Paulo.

Massa de Água	Sigla	Espessura (m)	Temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ )	Salinidade ( $\mu\text{M/Kg}$ )
Água Tropical	AT	0 - 142	$>20^{\circ}$	$>36,20$
Água Central do Atlântico Sul	ACAS	142 - 567	$20^{\circ} - 8,72^{\circ}$	36,20 – 34,66
Água Intermediária Antártica	AIA	567 - 1060	$8,72^{\circ} - 3,46^{\circ}$	34,66 – 34,42
Água Circumpolar Superior	ACS	1060 - 1300	$3,46^{\circ} - 3,31^{\circ}$	34,42 – 34,59
Água Profunda do Atlântico Norte	APAN	1300 - 3260	$3,31^{\circ} - 2,04^{\circ}$	34,59 – 34,87
Água Antártica de Fundo	AAF	até o fundo	$<2,04^{\circ}$	-

Tabela 1: Valores de temperatura e salinidade utilizados para distinguir as massas de água presentes no Atlântico Sul (Stramma & England, 1999; Silveira, 2007).

### 3.4 REVISÃO PALEOCEANOGRÁFICA DO OCEANO ATLÂNTICO SUL

A morfologia das margens oceânicas é determinada pelo tectonismo e suprimento sedimentar. Para uma completa compreensão da influência destes elementos na construção morfológica das margens é necessário que se entenda a forma como os sedimentos são distribuídos no fundo oceânico através do estudo da circulação oceânica.

A abertura final do Oceano Atlântico é datada com razoável precisão. O último traço de união entre América e África, na região da Paraíba, rompeu-se, provavelmente, no Neoptiano, permitindo, desde então, o início da livre circulação das águas do Oceano Atlântico.

#### **Paleocirculação do Atlântico Sul**

O Atlântico Sul iniciou sua abertura no Cretáceo Inferior, a aproximadamente 130 Ma (Larson & Ladd, 1973) (Figura 8). O padrão de anomalias magmáticas e a localização dos pólos de rotação mostram uma razão de espalhamento tendendo para o sul (Rabinowitz & LaBrecque, 1979). A configuração de abertura das bacias indica que uma barreira contínua foi formada no sentido leste-oeste pelo *trend* do complexo Platô de São Paulo/Walvis Ridge. Partes do Platô de São Paulo se estenderam acima do nível do mar por um período além do Cretáceo (Johnson, 1983). Esta barreira topográfica foi crucial no controle do padrão de distribuição das litofácies e na circulação das massas de água rasas e intermediárias. O Atlântico Sul primitivo foi assim dividido entre as bacias Cabo-Argentina e nas bacias Brasil-Angola por um lineamento leste-oeste. Ambas as bacias subsidiram em profundidades em torno de 3 km durante o médio Cretáceo (aproximadamente Aptiano), quando também se iniciou a deposição evaporítica que levou a criação de depósitos de sal com até 3 km de espessura (Kumar & Gamboa, 1979). As evidências litológicas para a circulação restrita requerem que a barreira

tectônica tenha existido ao longo do *trend* do complexo Platô de São Paulo/Walvis Ridge antes e durante os estágios de deposição evaporítica, isto é, anterior a 100 Ma (Johnson, 1983).

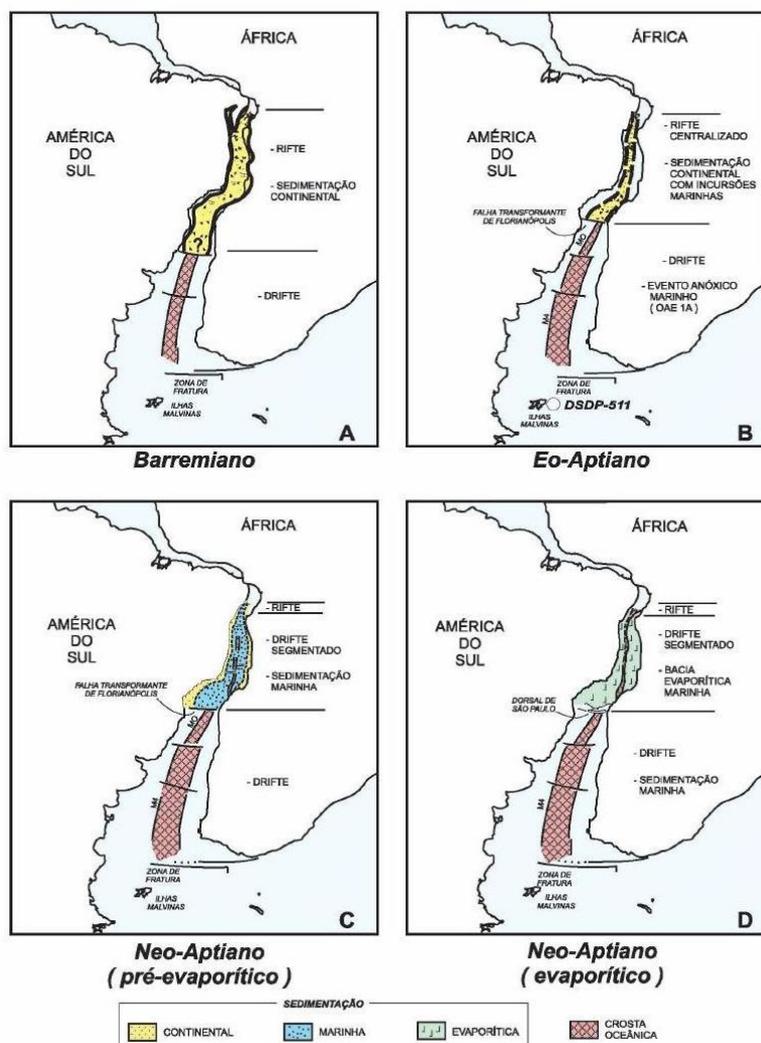


Figura 8: Reconstrução paleogeográfica mostrando as principais fases na evolução de abertura do oceano Atlântico Sul (Dias, 2005).

O grau de interação entre o Oceano Atlântico Sul emergente e o sistema de circulação global depende da abertura e do aprofundamento das passagens norte-sul para a circulação superficial e profunda através de três barreiras transversais nas regiões de latitude sul ( $\sim 50^\circ\text{S}$ ), central ( $\sim 30^\circ\text{S}$ ) e equatorial (Johnson, 1983). A conexão superficial entre o Oceano Atlântico Norte e Sul foi

estabelecida assim que começou o rifteamento inicial (-130 Ma), mas uma passagem contínua entre o Atlântico Norte e o Sul não estava totalmente desenvolvida pelo menos até o Albiano (Reyment & Tait, 1972). O Platô de São Paulo/Elevação de Rio Grande/Walvis Ridge (Figura 9) restringiram a circulação norte-sul a profundidades muito rasas (<1 km) em ~30°S, e no Platô das Malvinas prevê uma barreira similar perto de 50°S (van Andel *et al.*, 1977). Sedimentos pelágicos biogênicos e folhelhos do médio Cretáceo indicam uma gradual ventilação de águas intermediárias e profundas. Como a Atlântico Sul aumentou, o grau de circulação na Bacia do Cabo manteve-se a um passo a frente da Bacia de Angola ao norte. Quando a Bacia do Cabo estava anóxida, a Bacia de Angola estava evaporítica. Quando as condições anóxidas desapareceram para a Bacia do Cabo, a Bacia de Angola tornou-se anóxida sem o acompanhamento da deposição evaporítica. Finalmente, durante o Cretáceo Superior, a Bacia de Angola passou a ter circulação suficiente para tornar-se permanentemente oxigenada, quando a conexão de águas profundas tornou-se estabelecida para o norte e sul (Arthur & Natland, 1979). Durante todo este processo de ventilação gradual de sul a norte, uma circulação em forma de termohalina pode ter se desenvolvido em resposta ao afundamento das águas superficiais hipersalinas. O fator limitante, porém, foi o aprofundamento das soleiras para o ponto onde as águas salinas densas já não ficassem confinadas no interior de bacias isoladas, mas fossem capazes de fazer uma livre trocar com as bacias adjacentes.

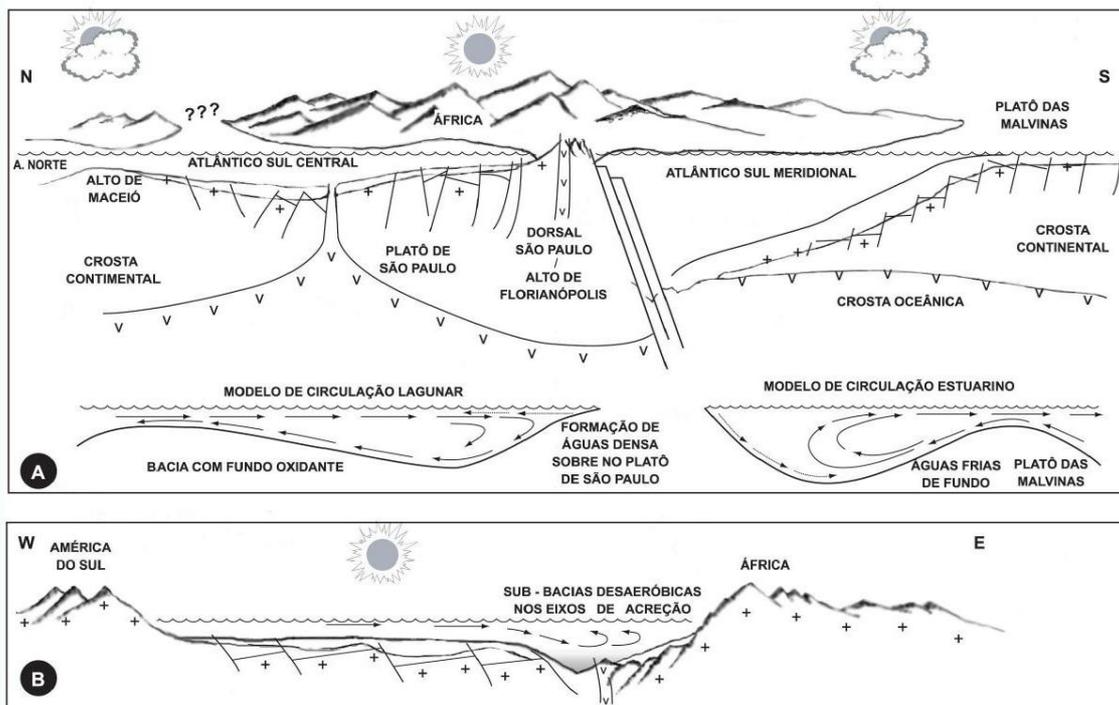


Figura 9: Modelo fisiográfico e padrão de circulação dos oceanos Atlântico Sul Central e Meridional durante o Eo/Mesozoico Albiano (A). Representação da seção transversal da direção da Bacia de Santos à Bacia de Angola (B) (Azevedo, 2004).

Até o início do Cenozóico, o Atlântico Sul tinha se aberto e aprofundado o suficiente para se tornar uma parte integrante do oceano do mundo. Os eventos paleoceanográficos deste período no oceano Atlântico Sul estão mais diretamente ligados aos eventos ocorridos nos oceanos Pacífico e Índico (van Andel *et al.*, 1975). Os processos em escala global dominaram os padrões de sedimentação do Atlântico Sul iniciando-se no Cenozóico Inferior. Assim, o Cenozóico do Atlântico Sul deve ser interpretado no contexto do sistema global de correntes e não como eventos localizados dentro de um conjunto de bacias isoladas. Este sistema de correntes não precisam ter seguido o mesmo padrão dos oceanos modernos (Warren, 1981), no entanto, as barreiras ao fluxo meridional profundos no Atlântico foram subsididas a profundidades bem próximas as profundezas atuais, e uma relativa livre troca foi possível entre o Sul e o Norte do Atlântico durante a maior parte do Cenozóico (Johnson, 1983). O Paleogeno Inferior foi caracterizado por climas relativamente moderados, uma coluna de água altamente estratificada, e um fluxo termohalino relativamente pequeno nas profundidades intermediárias e abissais. Até o

início do Cenozóico, a troca de águas profundas e intermediárias do Oceano Atlântico Sul para o Norte foi possível através de soleiras e canais através dos principais obstáculos topográficos. Muitas das soleiras críticas são da crosta do Cretáceo Médio ou Inferior e, portanto, tinham subsidido a profundidades próximas ao do presente pelo Paleogeno Inferior (van Andel *et al.*, 1977). O Canal Vema, por exemplo, havia subsidido para muito próximo da profundidade atual de sua soleira até o final do Eoceno. Sendo assim, a subsidência do Canal Vema abaixo de uma profundidade crítica não foi, provavelmente, o fator limitante para permitir o fluxo termohalino profundo entrar no Atlântico Central e Norte. O Canal Vema assim como o Canal Hunter permanecem abertos a troca de águas profundas e intermediárias. Existem evidências do transporte lateral de sedimentos associado a episódios vulcânicos do Médio Eoceno, talvez, embora não necessariamente, indicando a presença de fluxos de correntes intermediárias e abissais. Na Bacia do Brasil, ainda há algumas esparsas evidências de que o fluxo termohalino profundo tenha começado logo no início do Eoceno, embora exista a presença esmagadora de evidências que indicam que a principal circulação termohalina tenha iniciado no Eoceno tardio (Johnson, 1983).

### 3.5 ORIGEM E APORTES SEDIMENTARES

O maior contribuinte de sedimentos da margem continental são os terrígenos. No caso dos depósitos da planície abissal da Bacia Sul-Sudeste do Brasil os sedimentos terrígenos são oriundos de dois ambientes: a margem continental e a Bacia da Argentina. Os depósitos sedimentares da planície abissal são alimentados por estruturas conhecidas como cânions submarinos, que constituem uma série de fontes pontuais a partir dos quais os fluxos se espalham para o fundo oceânico na forma leques ou lobos. A sedimentação nos leques submarinos é mantida principalmente pelas correntes de turbidez, que tendem a perder aceleração na superfície do leque. A margem continental brasileira alimenta sua planície abissal através de vários pontos e na região Sul-Sudeste destacam-se os cânions de São Tomé e o Almirante Câmara.

Na região estudada o fluxo sedimentar tem como principal origem a Bacia da Argentina que alimenta a Bacia do Brasil com os sedimentos transportados pela AAF (AABW) através de passagens como o Canal Vema e o Canal São Paulo. A Bacia da Argentina representa um importante caminho no fluxo global das massas transportadoras e por esta razão a região entre estas duas bacias (Argentina e Brasil) é considerada também um importante local de estudo da interação das correntes e dos aportes sedimentares.

O movimento para o norte da AAF (AABW) transporta material fino da Bacia da Argentina e é responsável pelo suprimento ao longo dos contornos e no limite superior da AAF, correspondente à PPC, resultando em uma dissolução rápida do material calcário a grandes profundidades. Além disto, as correntes passam por estreitamentos como o Canal Vema e o Canal São Paulo que levam a uma concentração do fluxo de água e um conseqüente aumento na atividade dos fluxos na parte sul da bacia, onde uma acumulação contornítica mais notável é desenvolvida (Massé *et al*, 1996).

Além da do aporte de terrígenos a região recebe um aporte de pelágicos e biogênicos que formam vasas calcárias de granulometria grossa com abundantes marcas de bioturbação. Elas são compostas principalmente por

foraminíferos e recobrem talude continental, elevação continental e planície abissal (Massé *et al*, 1996).

Outra aspecto do aporte na região é a contribuição da sedimentação físico-química, que na região sul da Bacia do Brasil e ao longo do Canal Vema é representada por crostas ferromanganesíferas, que recobrem a planície abissal (Massé, 1993; Viana, 1998). Essas camadas podem ter duas origens distintas: (1) diagenética, através da migração vertical do Fe e do Mn, e (2) pelos processos deposicionais das correntes de contorno que com uma circulação ativa permite a sedimentação bio-físico-química e a precipitação de óxidos metálicos no assoalho oceânico, formando crostas e eventualmente nódulos (Gonthier *et al*, 2003).

## 4. CANAL VEMA

### 4.1 ANÁLISE DE PROCESSOS NO CANAL VEMA

Como procedimento para a identificação dos depósitos de deriva é necessário que se estabeleça critérios indicativos. Na análise dos depósitos de deriva (*drift*) as fácies sísmicas irão ter o papel de indicar a relevância das correntes de fundo na construção desses corpos.

De maneira geral, as unidades deposicionais encontradas em um depósito de deriva são de formato lenticular com geometria convexa não-paralela. Essa geometria está ligada à intensidade de erosão da corrente e, conseqüentemente ao seu nível de retrabalhamento (Faugères & Stow, 1993; Faugères *et al.*, 1998 e 1999; Stow *et al.*, 1996; Viana *et al.*, 1998).

O processo de construção de um depósito de deriva é marcado por alternâncias entre períodos de sedimentação/erosão/não-deposição (hiatos). Os períodos de erosão e não-deposição (hiatos) são identificados como períodos de altas velocidades de fluxo, ou mudanças drásticas do regime de corrente (Faugères & Stow, 1993; Faugères *et al.*, 1993, 1998 e 1999; Gonthier *et al.*, 2003; Kahler & Stow, 1998; Maldonado *et al.*, 2003; Méserais *et al.*, 1993; Rasmussen *et al.*, 2003; Stoker *et al.*, 1998; Stow *et al.*, 1996; Viana *et al.*, 1998). Influenciados por este fator as unidades deposicionais ganham uma geometria lenticular limitadas por grandes descontinuidades. No caso do depósito de deriva as descontinuidades são encontradas ao longo de todo o depósito e são marcadas por refletores contínuos de alta amplitude, que limitam sismofácies diferentes o que reflete uma mudança na intensidade da corrente. Tal característica é bastante favorável na identificação dos depósitos, já que tal estrutura (descontinuidades erosivas ou hiatos sincrônicas de grande extensão) é típica dos depósitos de deriva e não é observada nos depósitos turbiditos.

Outro fator de importância amplamente discutido (Faugères & Stow, 1993) é a capacidade de transporte das correntes na determinação da granulometria do depósito (Figura 10). Dessa forma os depósitos passaram a

ser classificados como lamosos (silte/argila) ou arenosos. Tal classificação possui limitações visto que outra característica dos depósitos é a de serem fortemente bioturbados e com isso as estruturas primárias (laminações, *ripples*, superfícies erosivas) geradas pelas correntes tornam-se pouco preservados, o que torna o parâmetro de granulometria pouco confiável para se determinar a intensidade da corrente, além de que outros fatores também podem influenciar no tamanho dos grãos (Figura 11).

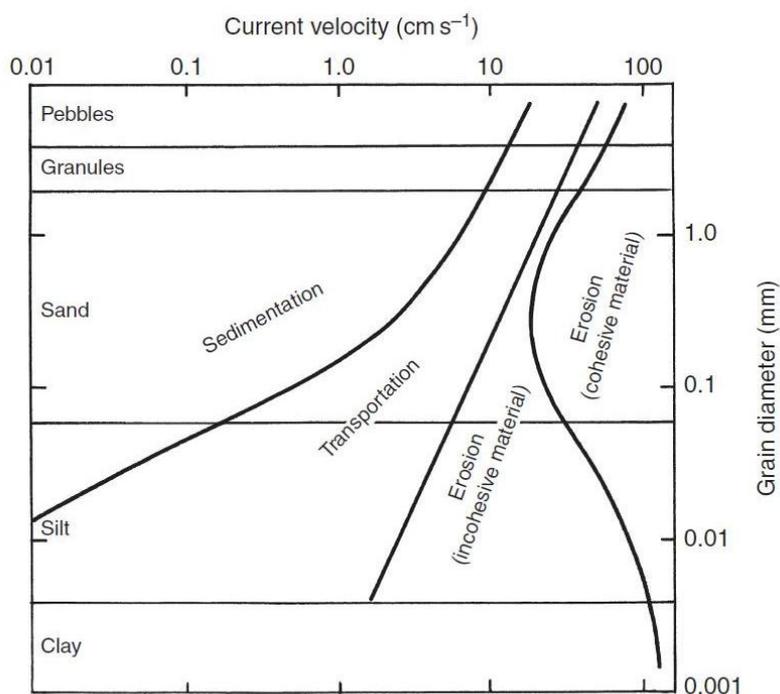


Figura 10: Representação simplificada da velocidade de corrente de fundo requerida para erodir, transportar e depositar sedimentos (após Heezen & Hollister, 1971; com permissão de WHOI). Velocidade de erosão para partículas finas é incerta porque dependem do grau de coesão do sedimento (Rebesco, 2008).

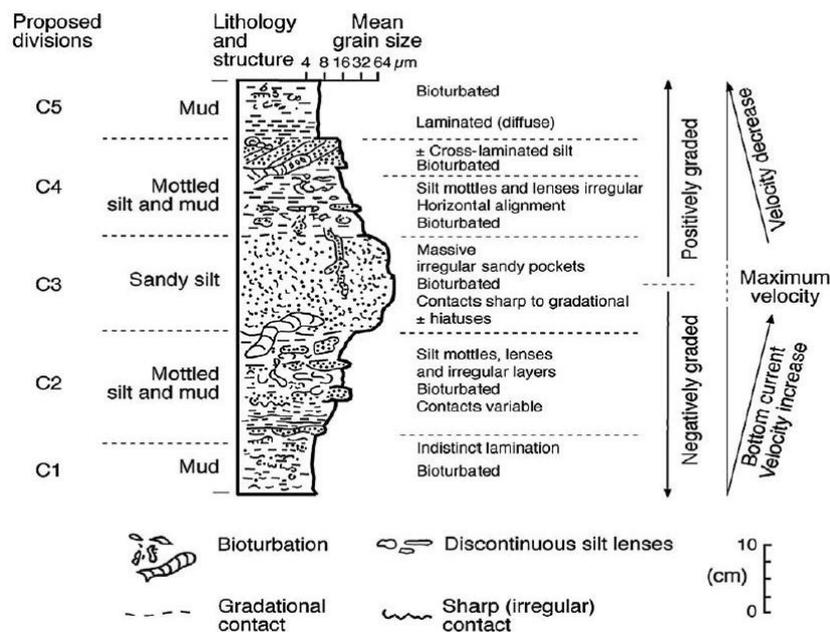


Figura 11: Modelo da composição de fácies do contornito mostrando a variação de granulometria através da seqüência contornítica padrão argila-silte-areia, ligada a variação da velocidade da corrente de contorno (Rebesco, 2008).

O estudo dos depósitos de deriva gerou um grande número de trabalhos relacionados à identificação desses corpos (Faugères & Stow, 1993; Faugères *et al.*, 1998 e 1999; Gonthier *et al.*, 2003; Kahler & Stow, 1998; Maldonado *et al.*, 2003; Méserais *et al.*, 1993; Rasmussen *et al.*, 2003; Stoker *et al.*, 1998; Stow, *et al.*, 1996; Viana *et al.*, 1998, e tantos outros) e com isso foi possível entender que suas fácies possuíam uma grande variabilidade de estruturas internas. Entendeu-se que cada uma dessas variações estava relacionada a fatores como o regime das correntes, o contexto morfológico e o tipo de sedimento. Além disso, constatou-se que algumas fácies sísmicas ligadas aos depósitos contorníticos também eram comuns para depósitos turbidíticos o que levou a inúmeros equívocos na identificação desses depósitos. A partir disto surgiu a necessidade de se determinar critérios mais claros na identificação e diferenciação desses acúmulos.

Com o desenvolvimento dos estudos entendeu-se que os depósitos sedimentares de ambiente de águas profundas eram controlados pela direção do fluxo, pela força de Coriolis, pelo contexto morfológico e pela interação das correntes (Faugères *et al.*, 1999). Com isto, de forma simplificada, ficou entendido que os turbiditos progradacionavam de forma perpendicular à

margem em direção à bacia, onde ocorre a deposição e a direção do fluxo. E, de forma inversa, acontece com os contornos que se orientam ao longo do talude de acordo com as isobatimétricas, refletindo a influência direta das correntes de contorno (Faugères & Stow, 1993; Faugères *et al.*, 1999) (Figura 12). No entanto, este modelo nem sempre é bem aplicado, pois os depósitos muitas vezes não apresentam uma orientação concordante, já que sofrem os efeitos de outras variáveis que influenciam na direção dos fluxos e com isso as orientações dos depósitos em relação à direção da margem podem variar.

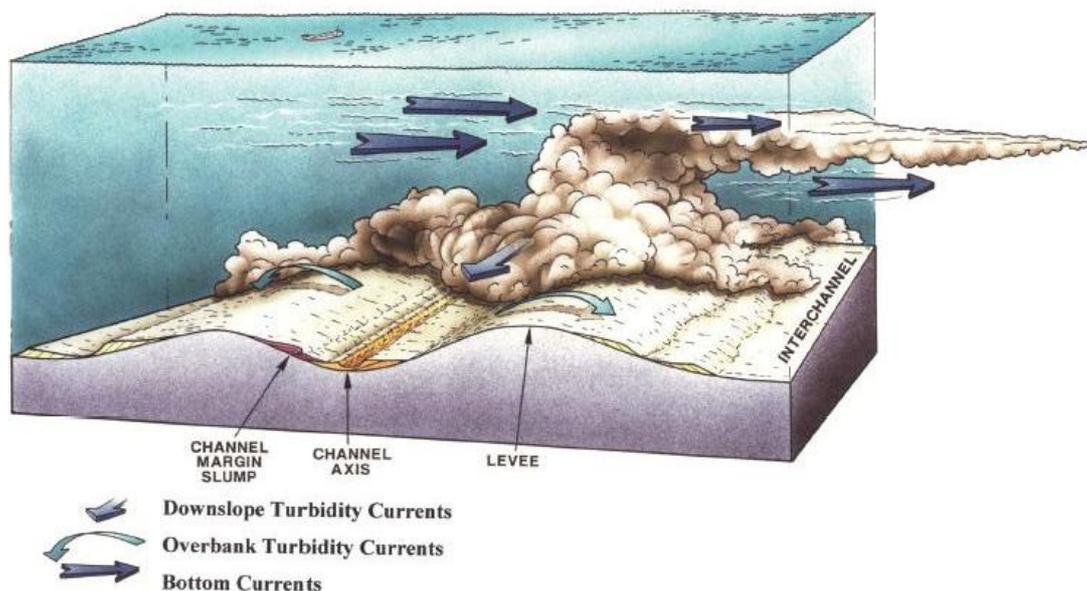


Figura 12: Modelo conceitual mostrando a interrelação espacial entre a corrente turbídica e a corrente de fundo (corrente de contorno) (Shanmugam, 2006).

Estudos apontam que a sedimentação em ambientes de águas profundas sofre a influência de ambos os processos (correntes de contorno e correntes de turbidez), desenvolvendo sistemas mistos (Faugères & Stow, 1993; Faugères *et al.*, 1998 e 1999; Gonthier, *et al.*, 2003; Kahler & Stow, 1998; Massé *et al.*, 1998; Rasmussen *et al.*, 2003; Stoker, *et al.*, 1998; Stow, *et al.*, 1996).

## 4.2 REVISÃO DOS DEPÓSITOS DE DERIVA

### **Características e Distribuição dos Depósitos de Deriva**

Ao longo dos vários anos em que vem se estudando os depósitos contorníticos muitas foram as tentativas de classificar-los apesar de que em todos estes casos o resultado tenha sido o de apenas sub-dividir um espectro contínuo de tipos de depósitos (Rebesco & Camerlenghi, 2008).

Depósitos de deriva se formam em diferentes locais e profundidades, e com diferentes morfologias, composição de sedimentos e padrões deposicionais. Esta grande escala de características dos depósitos de deriva são controlados por um número de fatores interligados (Faugères *et al.*, 1993; Rebesco & Camerlenghi, 2008), incluindo (1) a estrutura batimétrica (profundidade da água e contexto morfológico), (2) as condições de corrente (velocidade, variabilidade e força de Coriolis), (3) o suprimento sedimentar (quantidade, tipo, fonte, entrada, variabilidade), (4) interação com outros processos deposicionais (em tempo e espaço), (5) nível do mar e suas variações, (6) clima e mudanças climáticas, (7) cenário e atividade tectônica e (8) o período de tempo durante o qual os vários processos e controles têm operado e variado.

- Parâmetros Tectônicos

Os depósitos contorníticos são geralmente mais comuns ao longo da margem passiva dos oceanos Atlântico Norte, Atlântico Sudoeste, Antártico e Índico. Entretanto, eles também podem ocorrer em cenários meso-oceânicos (associados a cordilheira meso-oceânica, fossas ou fendas abissais ou em planícies abissais), assim como em margens ativas como a margem leste da Nova Zelândia, a sul da Indonésia ou a das Aleutas. Margens próximas a margens ativas também são ambientes, como a margem nordeste Australiana (Faugères & Stow, 2008).

- Profundidade da Água

Apesar dos contornitos serem encontrados em quase todas as profundidades oceânicas, é possível que existam algumas diferenças na sua origem, fácies, ou outra característica, e que estão diretamente ligadas à profundidade aonde ocorrem. A divisão foi feita basicamente entre depósitos de deriva de águas profundas (>2000 m), águas intermediárias (300-2000 m) e águas rasas (< 300 m) (Viana *et al*, 1998a; Stow *et al*, 2002c). No caso de contornitos fósseis ou pouco recentes, esta informação é irrelevante por não se conhecer com precisão as paleopropriedades (Rebesco & Camerlenghi, 2008).

- Tamanho do Depósito de Deriva

O tamanho dos depósitos de deriva pode ser tão grande quanto os sistemas construídos por correntes de turbidez e aos processos relacionados ao talude. O tamanho dos depósitos de deriva varia de pequenos *patch drifts* (cerca de 100 km<sup>2</sup>), equivalente ao tamanho de lobos turbidíticos isolados ou aos fluxos de massa no talude, à gigantes *elongated drifts* (> 100.000 km<sup>2</sup>), que muitas vezes se equivalem aos maiores leques lamosos do mundo (Faugères & Stow, 2008).

Embora eles possuam uma grande variabilidade morfológica, os depósitos mais facilmente reconhecíveis têm um formato alongado, empilhado e de dimensões variáveis, que vão desde uma deriva realmente gigante à dezena de centena de quilômetros de comprimento para os longos (> 1000 km), de 10 a mais de 100 km para os amplos, e uma espessura sedimentar de dezenas a 2000 m. Estes podem ter um relevo de até 1500 m acima do fundo oceânico adjacente.

- Forma do Depósito

Os mais famosos depósitos de deriva nos oceanos atuais foram inicialmente identificados com base na sua típica morfologia empilhada, e em seu alongamento mais ou menos paralelo à margem continental decorrente da direção do fluxo da corrente de contorno. No entanto, hoje uma gama de diferentes formas já são reconhecidas, incluindo padrões e foliações menos regulares, bem como em forma de leque a jusante das passagens de águas profundas. Além disso, é claro que os contornitos também podem ocorrer intercalados com outros tipos de fácies de águas profundas, e não necessariamente corpos sedimentares de forma única ou distintiva.

- Tipo de Sedimento

Depósitos de deriva gigantes são predominantemente formados por contornitos siltíticos e lamosos, freqüentemente sucessões de espessura relativamente grosseira e uniforme, com horizontes contorníticos menos abundantes. Quanto a sua composição, que incluem componentes siliciclásticos, biogênicos e vulcanoclásticos, em conjunto ou isoladamente, e também pode conter horizontes e nódulos de ferromanganês (Faugères & Stow, 2008). Eles podem ser intercalados com pelágicos, hemipelágicos e turbiditos de granulação fina, e em altas latitudes com hemipelágicos glaciomarinheiros clastos caídos. Contornitos arenosos geralmente não formam sistemas de deriva completos, mas são relativamente restritos a ambientes de corrente de fundo mais ativas (contornitos de canal e passagens). Os horizontes de areia fina dentro dos depósitos de deriva lamosos correspondem a episódios de corrente de alta velocidade.

Depósitos de deriva de águas rasas, depositados fora da plataforma/talude acima (águas de 50 – 300 m de profundidade), normalmente têm dimensões mais reduzidas e podem incluir sedimentos mais grosseiros (contornitos arenosos e siltíticos) do que os depósitos de deriva maiores. Eles estão relativamente mais próximos das fontes continentais de sedimentos, e as

correntes envolvidas em sua construção podem ter maior velocidade (Faugères & Stow, 2008).

- Tipo de Corrente de Fundo

Neste trabalho estamos interessados em estudar os depósitos de deriva formados principalmente pela influência de correntes de fundo. No entanto reconhecemos que inúmeros outros processos de corrente de fundo podem depositar fácies contorníticas isoladas, muitas vezes intercaladas em outros sedimentos, incluindo correntes cânion abaixo e cânion acima (Stow *et al.*, 1996b) e marés e ondas internas (Rebesco, & Camerlenghi, 2008).

### **Fatores que controlam a localização, morfologia e padrão deposicional dos depósitos de deriva**

- Estrutura Batimétrica

A partir de certo ponto, a profundidade da água influencia o tamanho do depósito e o tipo de contornito. Em profundidades cada vez maiores, há maior potencial para desenvolver *drifts* maiores, e estes são geralmente compostas de depósitos de grãos finos. A remoção do material de carbonato abaixo da profundidade de compensação carbonática também pode ser significativa. As velocidades das correntes de fundo em profundidade, bacias rasas são geralmente mais baixas e menos focalizadas, de modo que os depósitos espalham-se como *sheet drifts* (Faugères & Stow, 2008).

O contexto morfológico desempenha um papel ainda mais fundamental. De acordo com a declividade do fundo marinho, a velocidade da corrente e o confinamento variam devido ao efeito Coriolis, que por sua vez afeta a presença de processos erosivos versus deposicionais e daí o crescimento dos *drifts* e a distribuição de sedimentos. Variações da evolução da margem de

forte influência da via de fluxo, separação de fluxo e sinuoso e, conseqüentemente, a forma geral, a posição e o número de desvios individuais (Faugères & Stow, 2008). Contextos particulares morfológicas, tais como terraços de talude, canais, passagens oceânicas estreitas e bacias confinadas, são responsáveis por morfologias específicas de deriva e distribuição de sedimentos.

- Condições de Corrente

A velocidade e intensidade das correntes variam no tempo e espaço, e são determinadas por uma série de fatores globais e pela força de Coriolis. Sendo assim, a natureza e a distribuição de correntes determina (1) o tipo de fácies contornítica depositada, (2) o tamanho do grão do sedimento transportado, depositado ou erodido sobre um sistema de deriva, (3) a quantidade de sedimento carregado, e a razão de acumulação e (4) o desenvolvimento de acamamentos variados, características erosionais, e fácies sísmicas. A variabilidade das correntes cria a ciclicidade nas fácies sedimentares e sísmicas em diferentes escalas, e particularmente as condições intensas de corrente conduzem à falta de deposição e/ou erosão (Faugères *et al*, 1993; Rebesco & Camerlenghi, 2008).

Eventos hidrológicos marcados por uma erosão drástica podem remover grandes volumes de sedimentos já depositados em um *drift* e formar grandes descontinuidades e hiatos sedimentares.

- Suprimento Sedimentar

A quantidade de sedimento disponível controla parcialmente o tamanho, o relevo e a espessura do depósito de deriva. A fonte e os pontos de entrada em parte controlam o local de crescimento do drift, além de determinar a forma, o desenvolvimento e a composição. O tipo de sedimento (terrígeno, biogênico, vulcanoclástico) influencia no acamamento deposicional e nas fácies sísmicas, enquanto que a entrada afeta a ciclicidade do contornito (seqüências) e as fácies. O suprimento sedimentar, por sua vez, é afetado significativamente por outros fatores como a atividade tectônica, nível do mar e clima.

- Interação de Processos

As correntes de contorno raramente atuam sozinhas no ambiente marinho, de modo que tanto as correntes quanto seus depósitos podem ser afetados pela interação com outros processos. O suprimento sedimentar é altamente influenciado pela entrada de pelágicos, hemipelágicos, glaciomarinhos e correntes turbidíticas na corrente de contorno. Em alguns casos, pode ser que a origem de um drift de um local em particular requeira a entrada de um sedimento específico de um ou de inúmeros outros processos relacionados, e certamente a razão e a variabilidade de crescimento do drift é afetada por tais interações. A interação de uma ou mais correntes de fundo, ou entre diferentes vertentes da mesma corrente, e a interação com a maioria dos sistemas de correntes de superfície, são considerados como grandes controladores na localização do *drift*, no ambiente da borda da plataforma ao pé do talude, conduz a uma variedade de tipos de *drifts* de água rasa (Verdicchio & Trincardi, 2008a), enquanto que processos de corrente de turbidez levam ao desenvolvimento de sistemas mistos de deriva (Mulder *et al.*, 2008).

- Nível do Mar

As flutuações eustáticas do nível do mar também influenciam indiretamente no crescimento e na morfologia dos depósitos de deriva, como parte do controle da natureza e volume do suprimento sedimentar, a natureza e geração de diferentes massas de água, e os padrões de circulação oceânica (direção do vento e termohalina). As flutuações do nível do mar são extremamente ligadas também às flutuações climáticas (Hernández-Molina *et al.*, 2008a).

- Mudanças Climáticas

A falta de um bom modelo de seqüência estratigráfica incorporando mudanças no nível do mar e o desenvolvimento de um depósito de deriva está fortemente ligado com a incerteza na relação entre condições climáticas particulares e padrões e intensidade da circulação de fundo. De forma geral, os estudos realizados indicam que na escala dos ciclos glaciais/interglaciais ou

até mais durante o Neógeno, os dados dos depósitos de deriva estudados apresentaram uma variação de crescimento aleatório quando relacionados ao clima e as flutuações do nível do mar (Viana, 2008).

- Cenário e Atividade Tectônica

Muitos aspectos do quadro tectônico global atuam, direta e indiretamente, como controles fundamentais no desenvolvimento do *drift*. Os aspectos tectônicos afetam o gradiente e a morfologia do talude, a abertura e o fechamento das passagens oceânicas, o suprimento sedimentar, a estabilidade do talude e, conseqüentemente, mais suprimento sedimentar local e a geração de características morfológicas.

- Contrastes Temporais

A duração do tempo durante o qual qualquer um dos controles acima opera, e a periodicidade das mudanças ou ciclos em que tais controles, obviamente irão afetar a natureza, o desenvolvimento e o histórico de crescimento do depósito de deriva distintamente. Construir *drifts* com significativa espessura, tamanho e com uma morfologia de depósito, os processos de corrente de contorno envolvidos devem ter permanecido semi-contínuos no tempo e espaço ao longo de várias dezenas de milhares de anos (Faugères & Stow, 2008).

## **Tipos de Depósitos**

A seguinte classificação de contornitos é baseada nas pesquisas de Faugères *et al.* (1999) e Stow *et al.* (2002c), e combinam parâmetros de distribuição e morfologia dos *drifts*, e também ilustra o desenvolvimento dos depósitos sobre condições hidrológicas específicas.

- Sheeted Drifts

A geometria global dos *sheeted drifts* difere apenas muito sutilmente dos turbidíticos nas planícies da bacia, recobrando o pé do talude e em regiões entre canais. Eles são caracterizados por uma geometria ampla e montiforme, recobrando uma grande área com uma espessura razoavelmente uniforme, mostrando um leve decréscimo na espessura da região central em direção às margens. As sismofácies internas são tipicamente de baixa amplitude, com refletores descontínuos ou, em alguns casos, é mais ou menos transparente. As unidades deposicionais que formam o lençol têm uma espessura razoável ao longo de toda a área varrida pelas correntes. Eles apresentam um padrão de empilhamento predominantemente agradacional e sem significativa migração. Os *sheeted drifts* são identificados em três tipos: (1) *abyssal sheets*, que cobrem as planícies das bacias cujas margens interceptam as correntes de fundo dentro de um complexo padrão de circulação em giro; (2) *slope sheets*, que estão espalhados nas margens continentais onde um gradiente suave e uma topografia regular favorecem a corrente ampla e não focalizada; e (3) *channel-related patch sheets* (Faugères & Stow, 2008).

- Mounded Drifts

Estes *drifts* são caracterizados por sua distintiva acumulação de geometria mais ou menos alongada. É possível se distinguir três variações de *mounded drifts*: (1) *giant elongated drift* que possui extraordinárias dimensões, e que devido a seu comum alongamento paralelo ou sub-paralelo aos contornos, é facilmente reconhecido como sendo de origem contornítica; (2) *channel-related drift* é especificamente relacionado a canais, passagens ou fossas contorníticas, e (3) *confined drifts* que são depositados em bacias confinadas relativamente pequenas (Faugères & Stow, 2008) (Figura 13).

- Giant Elongate Drifts

Os *giant elongate drift* possuem dimensões variáveis: a partir de algumas dezenas de quilômetros a mais de 1000 km de comprimento, com razões de comprimento/largura de 2:1 a 10:1, e espessura de até várias centenas de metros. Tanto a direção de alongamento quanto as direções de progradação podem variar em relação aos contornos da margem continental, ou bacia, e são dependentes da interação entre a morfologia, o sistema e intensidade da corrente, e a força de Coriolis (McCave & Tucholke, 1986). Os três principais tipos de *giant elongate drift* reconhecidos são: (1) *plastered*, que estão localizados ao longo de suaves taludes e são varridos por correntes de velocidade relativamente baixa; (2) *separated*, que são alongados paralelamente ao talude e podem ocorrer em qualquer profundidade, particularmente associados às partes mais íngremes do talude, onde a corrente de contorno é restrita devido à força de Coriolis; e (3) *detached drift*, que tipicamente apresentam um alongamento que desvia em um ângulo maior ou menor do talude adjacente contra o qual começaram a se formar. Tal desenvolvimento de *drift* pode ser resultado de uma mudança no *trend* da margem, ou a partir da interação entre as correntes de fundo e de superfície (McCave & Tucholke, 1986).

- Channel-Related Drifts

Os *channel-related drifts* estão especificamente relacionados a condutores estreitos (canais profundos, passagens ou fossas contorníticas) onde a circulação de fundo é limitada e a velocidade do fluxo conseqüentemente aumenta acentuadamente. Significativa erosão e lavagem comumente ocorrem no assoalho do canal e flancos. Corpos sedimentares de descontinuidade irregular podem, no entanto, ser depositados tanto dentro do canal quanto no ponto de saída do fluxo (Faugères *et al*, 2002b). Este drift se subdivide em: (1) *axial and lateral channel-patch drift*, que tipicamente são pequenas acumulações contorníticas preservadas nos flancos e fundo de canais; eles podem ter suaves acumulações montiformes ou a forma laminar capeada por um campo de ondas, e podem também ter uma forma irregular ou alongada em direção ao fluxo; (2) *contourite fan*, que são acumulações enormes na forma de leque e são depositados a jusante da saída do canal,

normalmente são compostos de uma agração de unidades deposicionais lenticulares plano irregulares de forma limitada, que são relíquias sedimentares, delimitadas por grandes superfícies de erosão (Faugères *et al*, 2002b).

- Confined Drifts

O *confined drift* é caracterizado por uma acumulação de geometria alongada paralela ao eixo de uma bacia confinada relativamente pequena ou uma passagem onde as correntes de contorno fluem de forma bastante lenta. Eles também têm sido descritos com distintos fossos contorníticos ao longo de ambos os flancos, sugerindo que o fluxo é confinado em ambas as margens ou talvez se desenvolva um padrão de circulação no interior da bacia (Faugères & Stow, 2008).

<b>Mounded drifts:</b> migration and aggradation any type of reflections, except horizontal/parallel reflections		
<b>Giant elongated drifts</b>	<p><b>Plastered drift</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- along-slope migration (downstream of the current flow)</li> <li>- down-and up-slope migration</li> </ul> <p>Example: Gardar drift</p>	<p><i>Low current speed gradient</i></p> <p>Gentle slope</p>
	<p><b>Separated drift</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- along-slope migration (downstream of the current flow)</li> <li>- up-slope migration</li> </ul> <p>E.g. Faro drift</p>	<p><i>High current speed gradient</i></p> <p>Moat channel      Drift levee</p> <p>Steep slope with a slope break</p>
	<p><b>Detached drift</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- predominant down-slope migration</li> </ul> <p>Example: Eirik drift</p>	<p>200 m 2000 m</p>
<b>channel-related drifts</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- predominant down-current migration</li> <li>- random lateral migration</li> </ul> <p>Example: Vema contouritic fan</p>	<p>Channel      Channel      Channel</p> <p>Downstream of a deep channel issue</p>
<b>Confined drifts</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- predominant down-current migration</li> <li>- limited lateral migration</li> </ul> <p>Example: Sumba drift</p>	<p>Channel      Channel</p> <p>In between high tectonic or volcanic reliefs</p>

Figura 13: Sumário dos diferentes tipos de *mounded drifts*, mostrando a geometria geral do *drift* e a tendência de migração-agradção assim como o caminho da corrente de fundo inferida (Rebesco, 2008).

- **Sistemas Mixed Drifts**

Os sistemas *mixed drifts* são aqueles que envolvem uma significativa interação das correntes de contorno ao longo do talude com outros processos deposicionais na construção dos corpos sedimentares de deriva. Como mencionado antes, o suprimento sedimentar das correntes de contorno é

variavelmente influenciado pela entrada de pelágicos, hemipelágicos, glaciomarinhos e correntes turbidíticas (Faugères & Stow, 2008). Onde a entrada de pelágicos/hemipelágicos é particularmente significativa, o sistema drift irá tender a ser menos morfológicamente pronunciado – muitos *sheeted drifts* são, provavelmente, deste tipo, embora não sejam classificados como sistemas mistos, devido à dificuldade de se distinguir os processos envolvidos.

### 4.3 CANAL VEMA - ANÁLISE

A área de estudo desta pesquisa está localizada na região de mar profundo da costa sul brasileira e é constituída de uma passagem conhecida como Canal Vema. Este canal é uma importante ligação entre as bacias do Brasil e Argentina e encontra-se inserida entre duas grandes estruturas, o Platô de São Paulo a oeste e a Elevação do Rio Grande a leste (Figura 14).

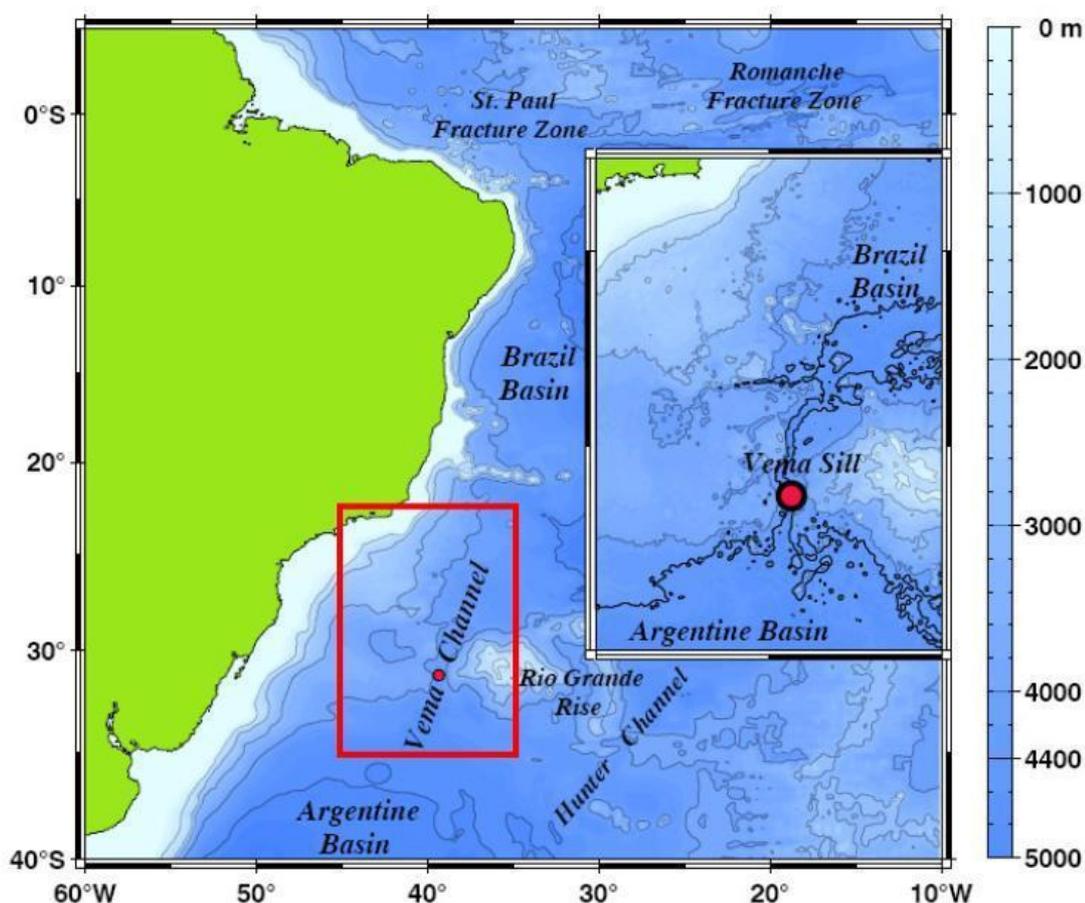


Figura 14: Canal Vema conectando a bacia da Argentina e a bacia do Brasil (Zenk, 2006).

O canal Vema tem uma extensão aproximada de 600 km, largura média de 20 km (Melguen & Thiede, 1975) e uma profundidade média de 4400 m, atingindo 4800 m em seu ponto mais profundo. O canal tem uma direção predominante no sentido N-S, mas desenha ligeiras curvas, apresentando uma topografia assimétrica bem marcada. A parede oeste do canal é bem

escarpada e profundamente erodida, enquanto que a leste apresenta uma inclinação mais suave, onde se observa sedimentos mais preservados.

O canal constitui uma importante passagem de fluxo de águas profundas no sentido N-S e é constantemente varrida por fortes correntes originadas da AAF (AABW), fluindo da bacia da Argentina para a bacia do Brasil (Wright, 1970; Reid *et al*, 1977; Hogg *et al*, 1982; Johnson, 1983; Mezerais, 1991; Pierre *et al*, 1991; Mezerais *et al*, 1993; Faugères *et al*, 1998; Faugères *et al*, 2002; Zenk, 2008) (Tabela 2).

Tabela 2: Componentes da velocidade horizontal das águas de fundo no Canal de Vema

Autor	U médio (cm/s)	U máx (cm/s)	V médio (cm/s)	V Max (cm/s)	Dist. Fundo (m)	Profund. (m)
Zenk (2008)	-2,40	11,67	22,14	45,59	270	4310
	3,17	12,42	18,16	35,59	50	4530
Hogg et al (1999)	-6,8	-	29,3	-	-	4625
Johnson et al (1976)	5,57	14,87	1,18	3,16	10	4204
	6,68	16,28	4,02	9,78	10	4172
	10,02	15,69	10,75	16,82	10	4819

Na porção final do canal, ao norte, encontra-se um grande corpo sedimentar em forma de depósito de deriva que já foi estudado (Mèzerais *et al.*, 1993) e classificado como Leque Contornítico Vema e se tornou um exemplo clássico de depósito de deriva associado a canal (*Channel-Related Drift*) (Stow *et al.*, 2002).

O leque é resultado da deposição de sedimentos trazidos da bacia da Argentina e que se acumulam na junção da desembocadura de dois vales submarinos, o canal Vema e a passagem abissal de São Paulo (Le Pichon *et al*, 1971; Johnson *et al*, 1976; Gamboa & Rabinovitz, 1981, 1984; Gamboa *et*

*al*, 1983; Mello, 1988; Mezerais, 1991; Mezerais *et al*, 1993; Faugères *et al*, 1998; Faugères *et al*, 2002).

O depósito contornítico tem a forma de meia-lua, ou leque, com um cume localizado entre as duas desembocaduras (Cherkis, 1983) em uma profundidade de 4400 m e 4750 m. O depósito ocupa uma área de 104.400 km<sup>2</sup>, com aproximadamente 150 km de comprimento e uma largura variando de 60 km a 120 km.

De forma geral a acumulação apresenta um formato montiforme com uma depressão rasa na sua porção média. O depósito apresenta basicamente dois padrões de deposição, um entre o canal São Paulo e a depressão central (parte NW da acumulação), e outro entre a depressão e o canal Vema (parte SE da acumulação). O primeiro segmento apresenta uma superfície regular, quase plana e levemente côncava, enquanto que o segundo segmento apresenta grandes ondulações brutalmente interrompidas perto do canal, gerando uma irregularidade no assoalho (Figura 15).

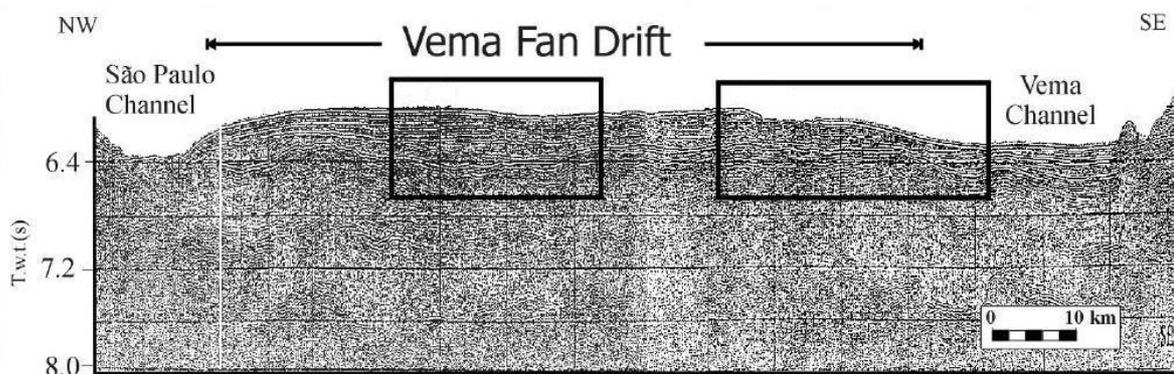


Figura 15: Seção cruzada sobre o leque contornítico Vema com destaque para os dois padrões de deposição do acúmulo (Faugères *et al*, 1998).

Na região da porção final do canal Vema e a passagem abissal São Paulo, no caminho da AAF (AABW), os sedimentos são quase que exclusivamente constituído de finos (lamas silto-argilosas), com a presença de superfícies erosivas o que evidencia a atividade de correntes de fundo durante a deposição (Massé *et al*, 1996; Faugères *et al*, 2002).

Segundo Melguen & Thiede (1974), os sedimentos superficiais na região do Vema são compostos por: (1) argilas zeolíticas marrom avermelhadas, sem foraminíferos, ricas em nódulos de manganês abaixo de 4500 m, (2) lamias marrons claras com nanoplâncton entre 4050 m e 3400 m, e (3) lamias de foraminíferos, pterópodos e nanoplâncton acima de 3400 m.

A análise de ecofácies possibilitou subdividir o leque contornítico em quatro principais regiões (Faugères *et al*, 2002) (Tabela 3) com características distintas, sendo elas: (1) fundo do canal Vema, (2) flancos do canal, (3) corpo principal da acumulação (partes central e leste), e (4) parte distal da acumulação e a depressão em forma crescente.

Tabela 3: Características das ecofácies de 3,5kHz e sedimentológicas do Leque Contornítico Vema

Distribuição dos Ecos de 3,5 kHz			Testemunho/Profundidade	Litologias e/ou Processos de Sedimentação Atual
Local	Características	Ecos		
Fundo do Canal Vema	Ecos prolongados sem refletores de subfundo	IA	KS8804 (4670m)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Crosta ferromagnésiana associada a contatos erosivos;</li> <li>• Correntes de fundo com velocidade alta e período de tempo prolongado</li> </ul>
Flancos do Canal Vema e fundo da passagem abissal São Paulo	Hipérboles largas e irregulares sobrepostas	IIIA IIID+IIIA		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Deslizamentos sedimentares localizados;</li> <li>• Deslizamentos sedimentares e correntes de fundo</li> </ul>
Corpo principal da acumulação (parte média e leste)	Ecos distintos com refletores de subfundo paralelos e contínuos localmente passando para ecos hiperbólicos ainda com refletores de subfundo	IB→IIIB	KS8805 (4660m) KS8806 (4370m) KS8807 (4590m)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Lamias sílticas-argilosas com laminações locais de manganês e leitos ricos em clastos lamosos pequenos retrabalhados das lamias sílticas-argilosas;</li> <li>• Fluxo baixo passando para mais forte</li> </ul>
Parte distal do leque e depressão em forma crescente	Ecos com refletores de subfundo menos contínuos e localmente caóticos ou sobreposição de hipérboles regulares com vértices mais ou menos tangenciais ao fundo	IIID	KS8808 (4575m) KS8803 (4265m)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Sulcos erosivos de pequena escala que podem indicar correntes um pouco mais ativas que na área deposicional principal;</li> <li>• Clastos de lama mais abundantes devido à erosão por correntes</li> </ul>

Fonte: Faugères *et al.*, 1998 e Faugères *et al.*, 2002a.

A primeira acumulação (fundo do canal Vema) é caracterizada por ecos prolongados, sem refletores de subfundo. O testemunho apresenta crostas ferromagnéticas e leitos recoberto turbidito espesso, composto de material terrígeno.

Na segunda acumulação (flancos do canal) são observados deslizamentos sedimentares localizados, constatado pelas grandes e irregulares hipérbolas sobrepostas.

A terceira acumulação (corpo principal da acumulação) é representada por refletores paralelos e contínuos, compostas por lamelas silto-argilosas e são evidência de um regime de fluxo baixo.

E na quarta acumulação (parte distal da acumulação e a depressão em forma crescente) são encontrados refletores menos contínuos com indícios locais de ecos caóticos ou hipérbolas regulares, o que foi interpretado como sulcos erosivos de pequena escala (Damuth & Hayes, 1977).

### **Análise Sismoestratigráfica**

A análise sismoestratigráfica desta pesquisa se baseia na descrição do sítio 515 do *Deep-Sea Drilling Project* (DSDP) que permitiu uma boa avaliação dos depósitos terciários na região do canal Vema. O sítio está localizado a 200 km ao norte do canal Vema (26°14'S e 36°30'W) e esta posição foi selecionada com o objetivo de se entender o posicionamento e a variabilidade da AAF (AABW) que entra na bacia do Brasil através do canal Vema (Figura 16).

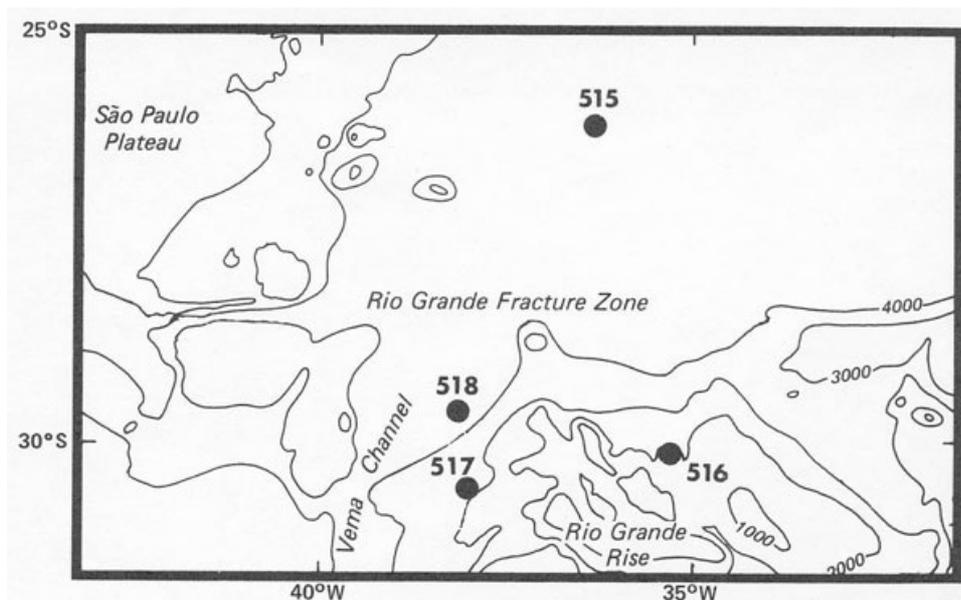


Figura 16: Mapa com a localização dos sítios do Leg 72 DSDP nas proximidades do canal Vema (Gamboa *et al.*, 1983).

A seção sedimentar amostrada pelo sítio 515 foi dividida pelos autores em três unidades principais, do topo para a base (Tabela 4).

De forma resumida é possível caracterizar as unidades 1 e 2 são originadas por redeposição de sedimentos em suspensão transportados pela AAF (AABW) para o interior da bacia do Brasil através do canal Vema. Já a acumulação 3 é formada por sedimentos carbonáticos pelágicos.

Tabela 4: Resumo do sítio 515 (DSDP)

<b>Unidade</b>	<b>Espessura</b>	<b>Idade</b>	<b>Litologia</b> (Baker <i>et al.</i> , 1983)	<b>Seqüência Sísmica</b> (Gamboa <i>et al.</i> , 1983)	<b>Características Sísmicas</b>	<b>Razão Sedimentar</b>	<b>Processos Depositionais</b>
1	180m (0 a 180m)	Mioceno Médio-Superior ao Quaternário	Lamas terrígenas marrom acinzentadas e camadas intermitentes de carbonato biogênico na parte superior	V	Principalmente acusticamente transparente	20 a 35m/Ma	Hemipelágico e decantação de sedimentos finos carreados em suspensão pela AABW
2a	351m (180 a 531m)	Oligoceno Superior ao Mioceno Médio	Lamas biossilicosas cinza esverdeadas escuras e lamitos com camadas ricas em nanoplâncton e camadas raras ricas em foraminíferos calcários	IV	Corpo em forma de lente com reflexões hummocky bem marcadas na base; acusticamente transparente para o topo	40m/Ma	Razão alta de sedimentação sobre a influência de correntes fortes, formando depósitos de deriva em águas profundas
2b	84m (531 a 615m)	Oligoceno Superior	Lamitos terrígenos cinza esverdeados escuros sem microfósseis silicosos e lâminas com microfósseis calcários e sílica diagenética	III	Seqüência muito fina, ocorrência espacialmente restrita composta por alguns poucos refletores fortes e contínuos	Entre 10m/Ma e 50m/Ma	Deposição sobre fortes correntes, preenchimento de um canal amplo
3	19m (617 a 636m)	? ao Eoceno Inferior (55-52Ma)	Lamitos zeolíticos calcáreos cinza esverdeados	II	Principalmente acusticamente transparente, poucas reflexões fracas, subparalelas e contínuas	??	Sedimentação hemipelágica com algumas correntes de fundo
Não testemunhado				I			Sedimentação pelágica e por turbiditos distais

Através de estudos sísmicos complementares na região da Elevação do Rio Grande foi possível identificar cinco seqüências sísmicas (I, II, III, IV e V) da base para o topo, e quatro discordâncias (DI, DII, DIII e DIV). O sítio 515 penetrou em todas as seqüências e partir disto foi possível se fazer uma correlação (Tabela 4).

- A seqüência I é caracterizada por reflexões internas subparalelas a paralelas de amplitude relativamente baixa, as quais tem terminações laterais em *onlap* nas bordas de altos do embasamento.
- A seqüência II é definida entre duas discordâncias (DI e DII) e é acusticamente mais transparente que a seqüência abaixo e apresenta reflexões subparalelas fracas e pouco contínuas.
- A seqüência III ocorre apenas onde a discordância DII define um canal amplo que foi erodido pelo evento da discordância (restrita a vizinhança do sítio 515) e nela são observados refletores fortes e contínuos.
- A seqüência IV foi delimitada entre as discordâncias DIII e DIV e no geral é acusticamente transparente exceto pela base marcada por algumas fortes reflexões *hummocky*. Na vizinhança do sítio 515, ao norte do canal Vema, a seqüência apresenta uma seção tipo lente e sugere um aporte alto de sedimentos que formam um amplo lobo sedimentar, evidenciando o papel de transporte das correntes de fundo.
- A seqüência V esta localizada entre a discordância DIV e a superfície de fundo marinho. A seqüência é predominantemente transparente com alguns pontos da base marcada por fortes refletores. A leste do sitio 515 ela se torna mais espessa formando um leque sob o lobo da seqüência anterior (IV), o que indica que o depocentro da bacia sofreu um deslocamento para leste.
- A discordância I é o limite superior da seqüência I e marca uma mudança na natureza sísmica dos sedimentos acima e abaixo dela. A discordância é identificada através de refletores de amplitude alta que truncam as camadas da seqüência I.

- A discordância DII pode ser apontada como uma superfície regional proeminente que, em algumas regiões, trunca espessuras consideráveis da seqüência II. Nas proximidades do sítio 515 ela delinea um canal amplo e raso.
- A discordância DIII é uma superfície plana que se encontra acima da área canalizada da discordância DII e que também se encontra lateralmente com ela fora do canal. É possível observar que esta discordância corresponde ao contato entre as subunidades litológicas 2a e 2b.
- A discordância DIV é o que separa as seqüências IV e V e pode ser correlacionada ao limite entre a unidade 1 e a subunidade 2a e representa o hiato Mioceno Médio - Mioceno Superior.

#### 4.4 RESULTADOS

Interpretação sismoestratigráfica das linhas selecionadas do projeto de levantamento sísmico LEPLAC (II e IV) (Figura 17) com o suporte das linhas selecionadas do projeto IPOD.

#### Seleção do projeto LEPLAC II e IV

##### Linhas

- L0041 (*deep*)
- L0042 (*deep*)
- L0509 (*strike*)
- L0511 (*deep*)
- L0512A + L0512C (*deep*)

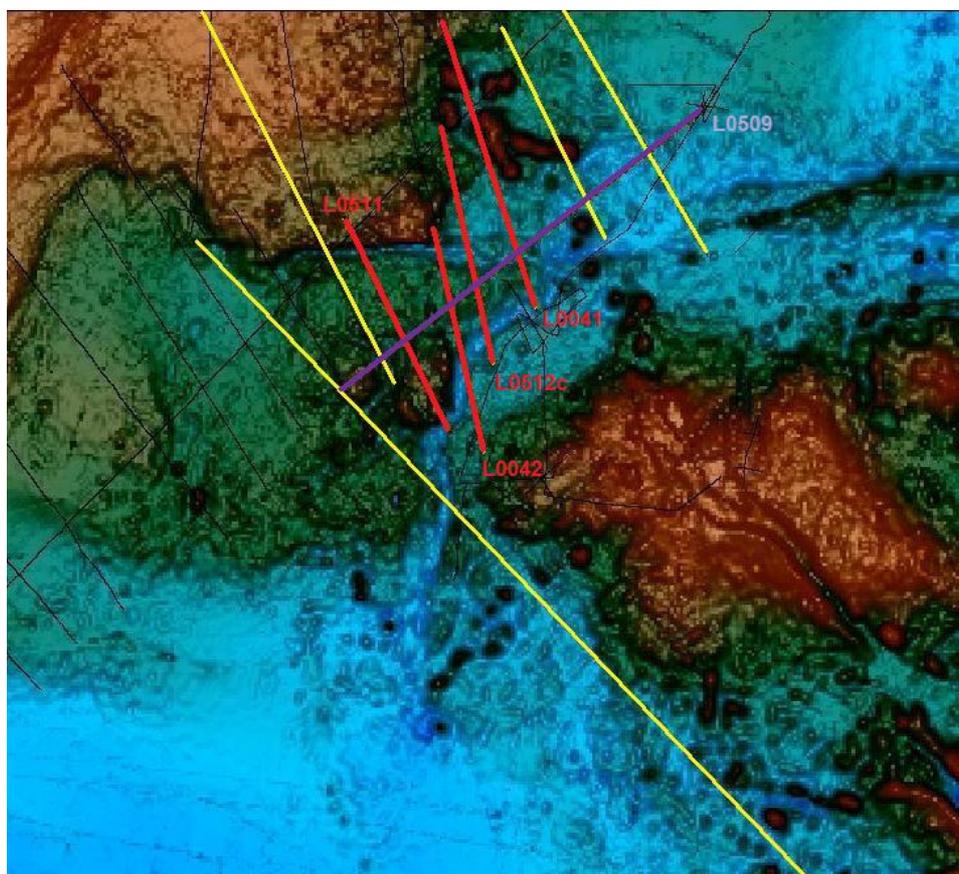


Figura 17: Batimetria da área de estudo com a seleção de linhas do projeto LEPLAC.

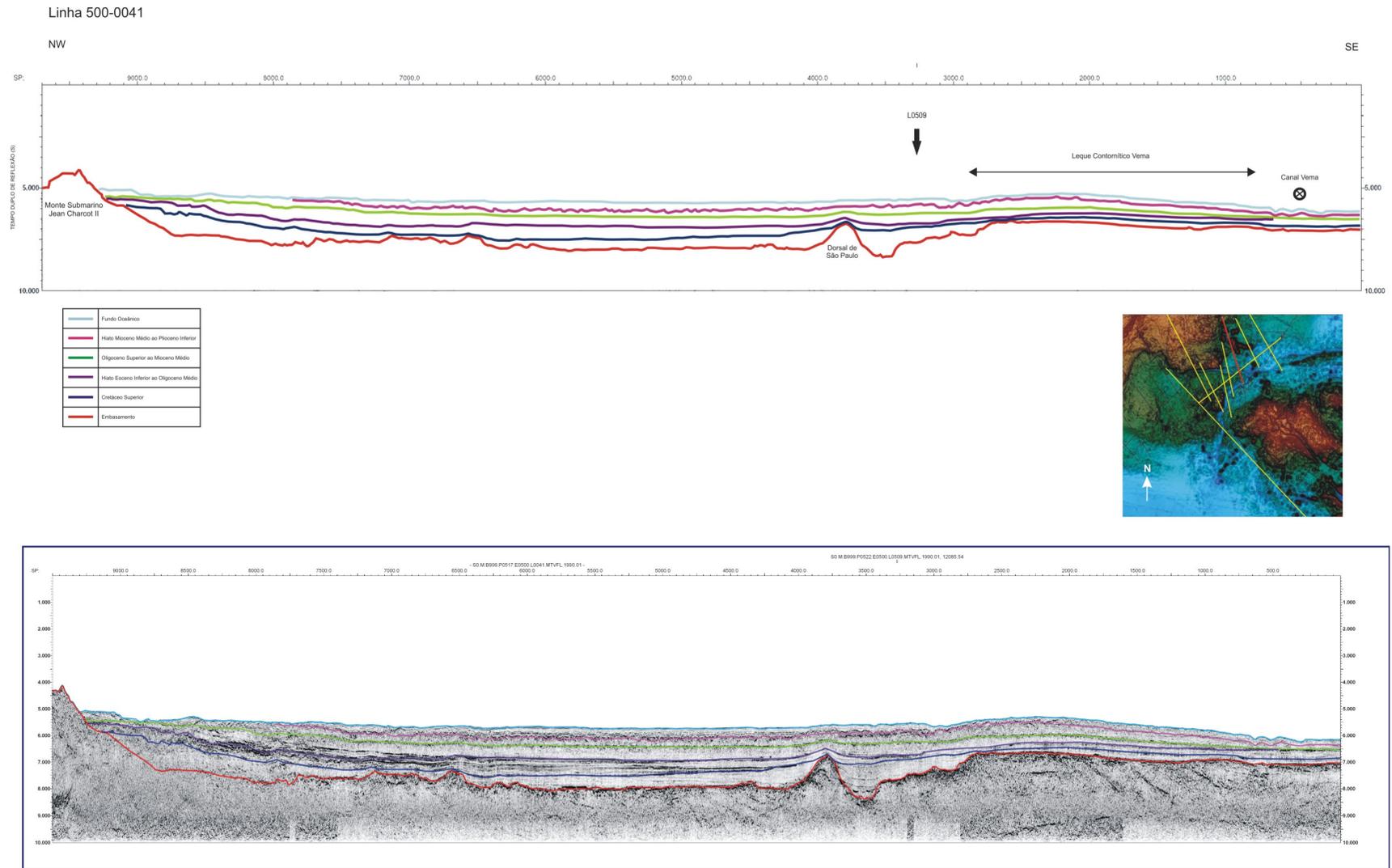


Figura 18: Seção sísmica da linha 500-0041 interpretada com a localização do Canal Vema e a direção do fluxo da AAF (AABW).

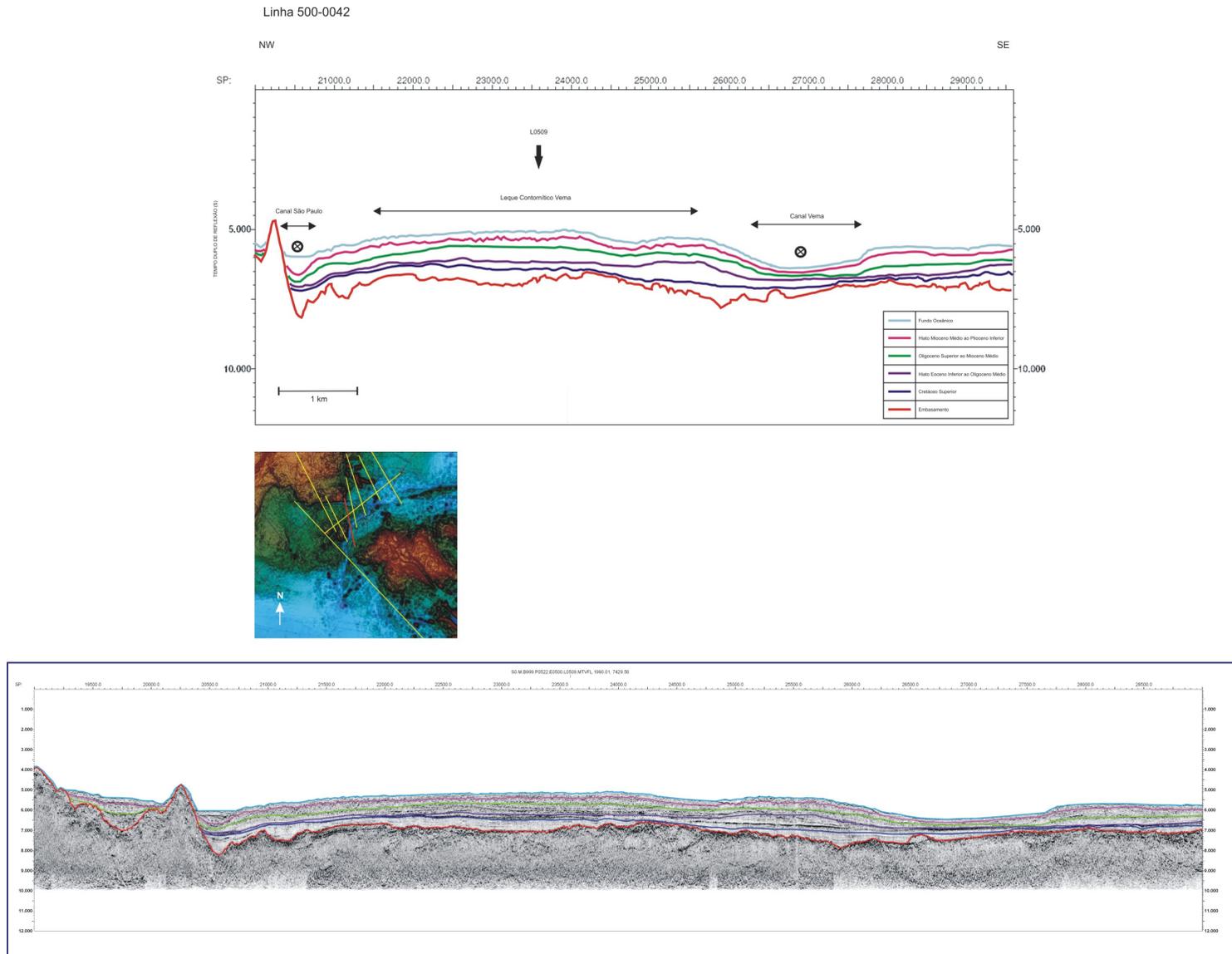


Figura 19: Seção sísmica da linha 500-0042 interpretada com a localização do Canal Vema e Canal São Paulo, delimitação da extensão do Leque Contornítico Vema e a direção do fluxo da AAF.

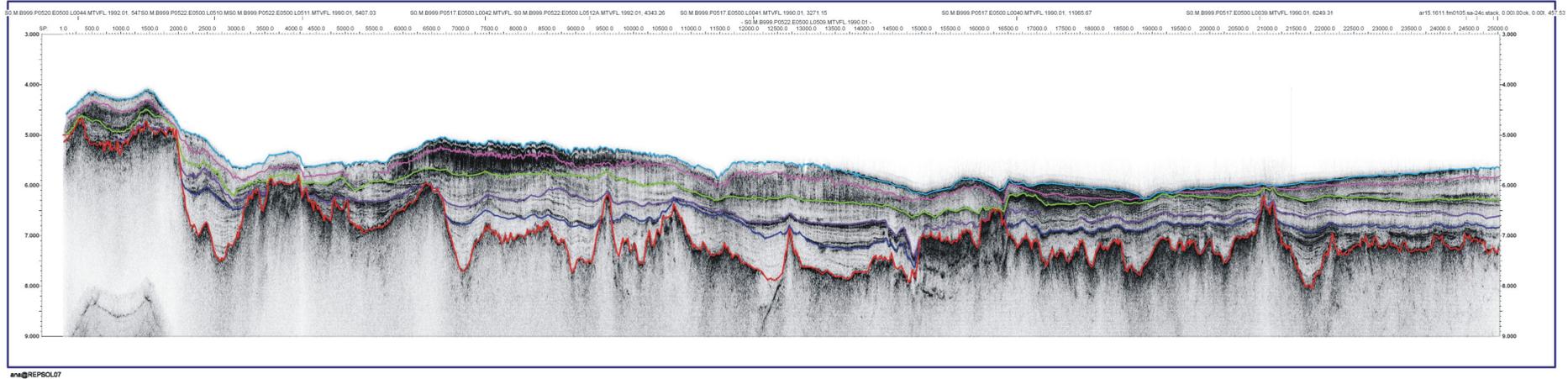
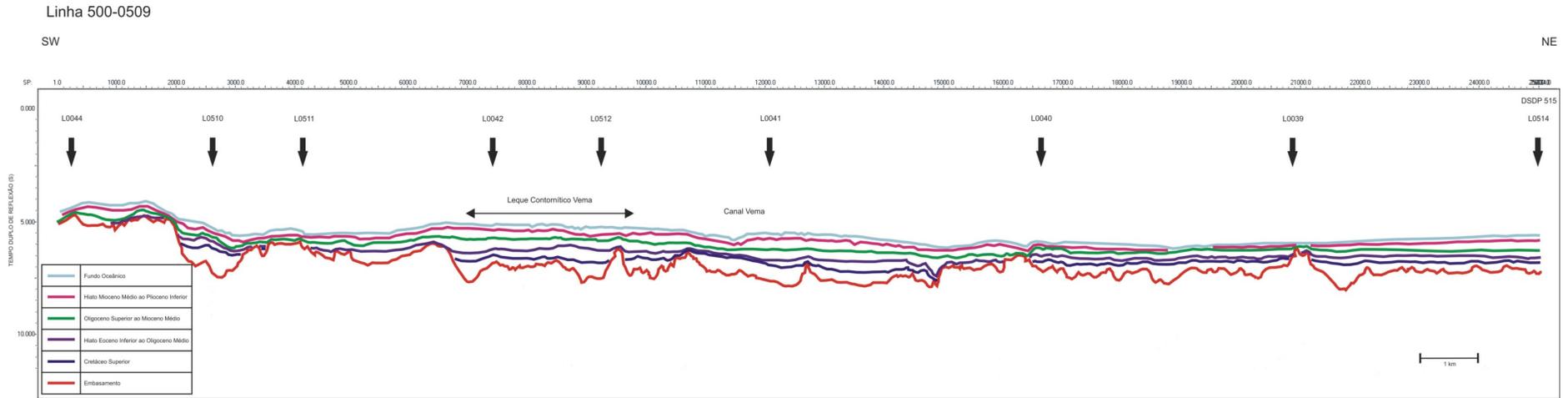


Figura 20: Seção sísmica *strike* da linha 500-0509 interpretada com a localização das linhas *deep* e a delimitação do comprimento e espessura do Leque Contornítico Vema.

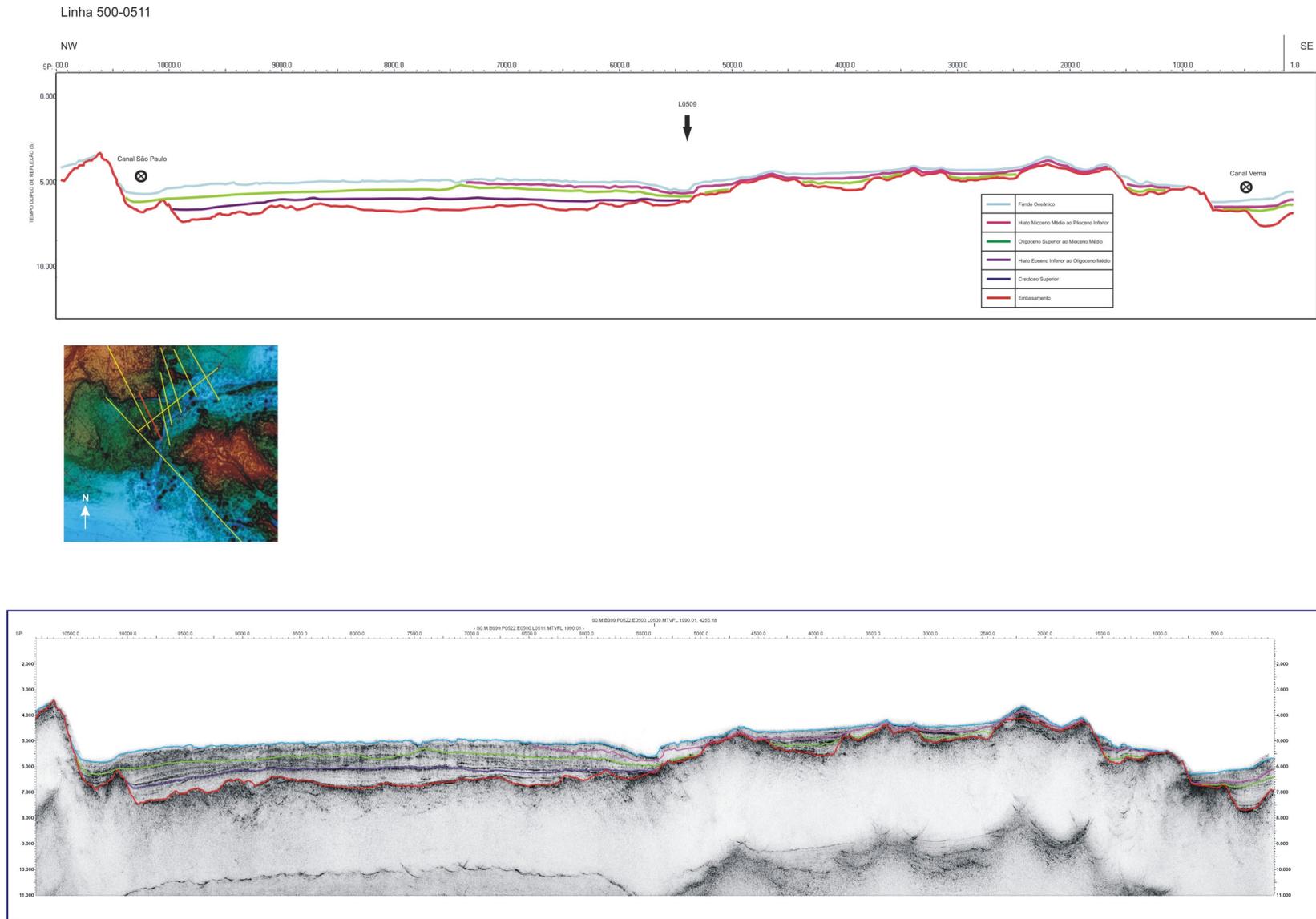


Figura 21: Seção sísmica da linha 500-0511 interpretada com a localização do Canal Vema e Canal São Paulo, e a direção do fluxo da AAF (AABW).

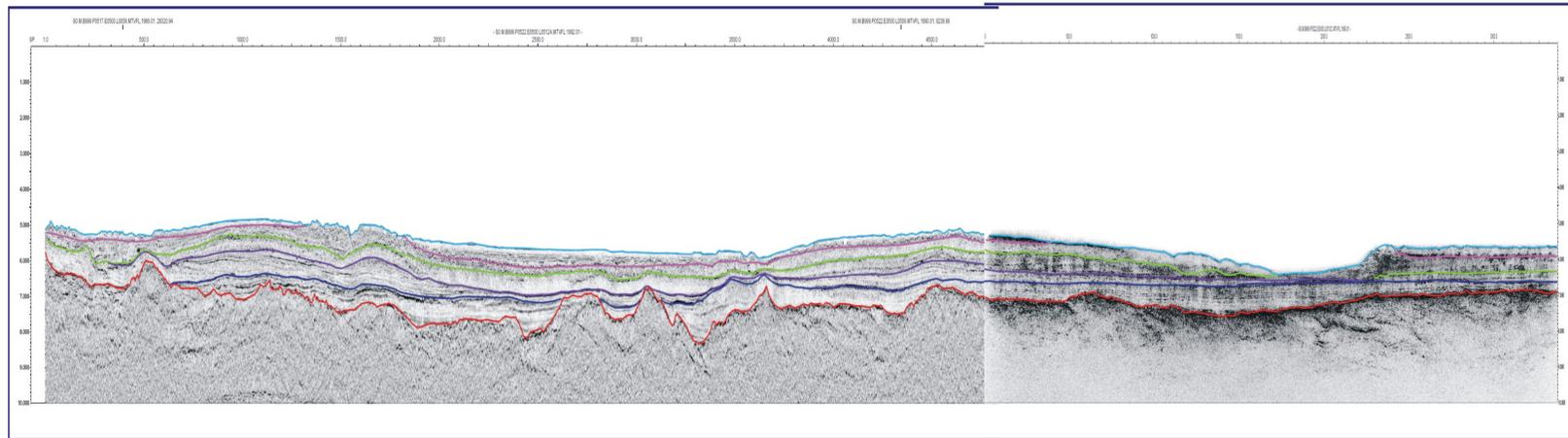
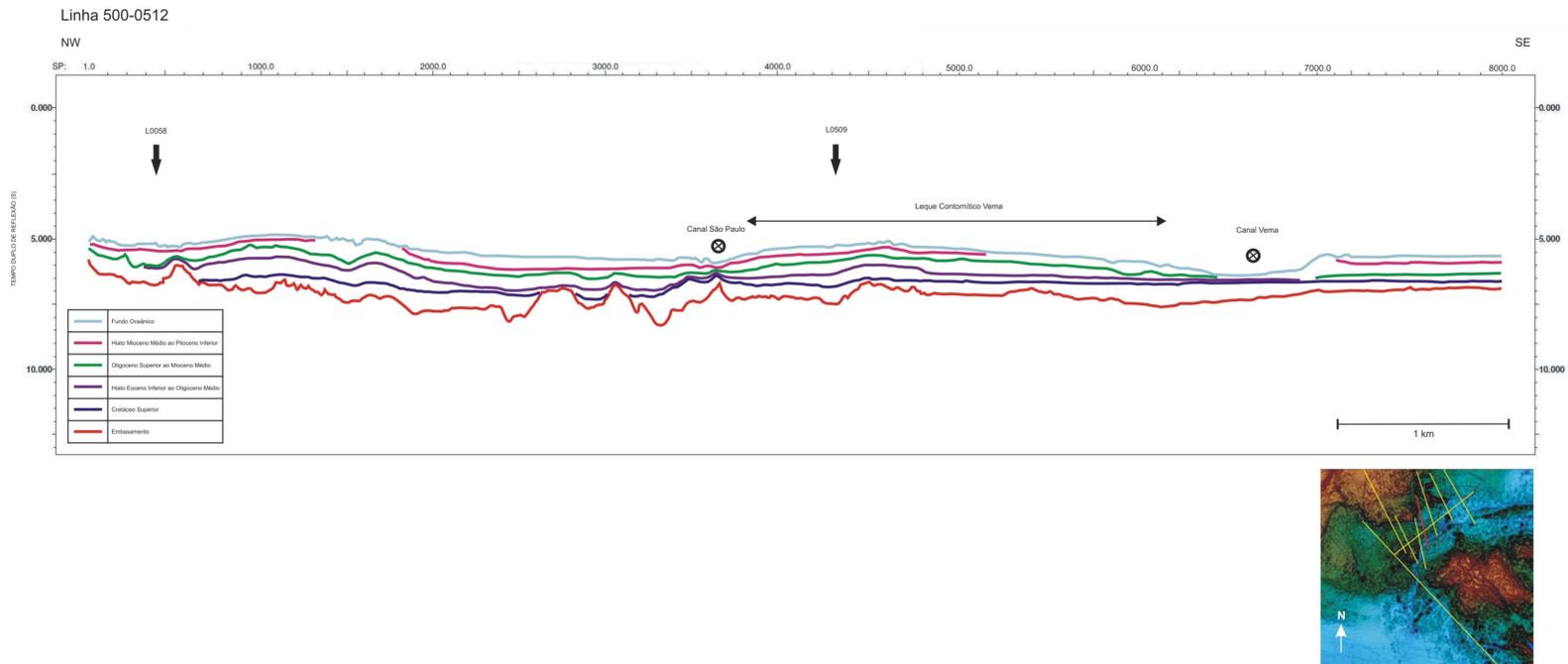


Figura 22: Seção sísmica combinada das linhas 500-0512A e 500-0512C interpretadas com a localização do Canal Vema e Canal São Paulo, delimitação da extensão do Leque Contornítico Vema e a direção do fluxo da AAF (AABW).

## 4.5 DISCUSSÃO

A importância das correntes de contorno na modelagem e construção das margens continentais já é bem aceita. Por outro lado, suas implicações econômicas e o arcabouço estratigráfico no qual são desenvolvidos ainda permanecem desconhecidos.

Em águas profundas, as correntes de contorno interagem de diversas formas com depósitos areníticos pré-existentes (Stanley, 1993), modificando as características deposicionais originais ou transferindo sedimentos para um novo depocentro, onde contornitos arenosos podem ser acumulados e preservados. Sendo assim, a geometria, permeabilidade ( $\Phi$ ) e porosidade ( $\kappa$ ) dos depósitos originais são conseqüentemente afetadas (Figuras 23 e 24). Analisando por esse aspecto é fácil entender como a ação das correntes de contorno tem um impacto em vários aspectos do sistema petrolífero, incluindo a geometria e a qualidade do reservatório, e a distribuição das rochas selantes (Viana, 2009).

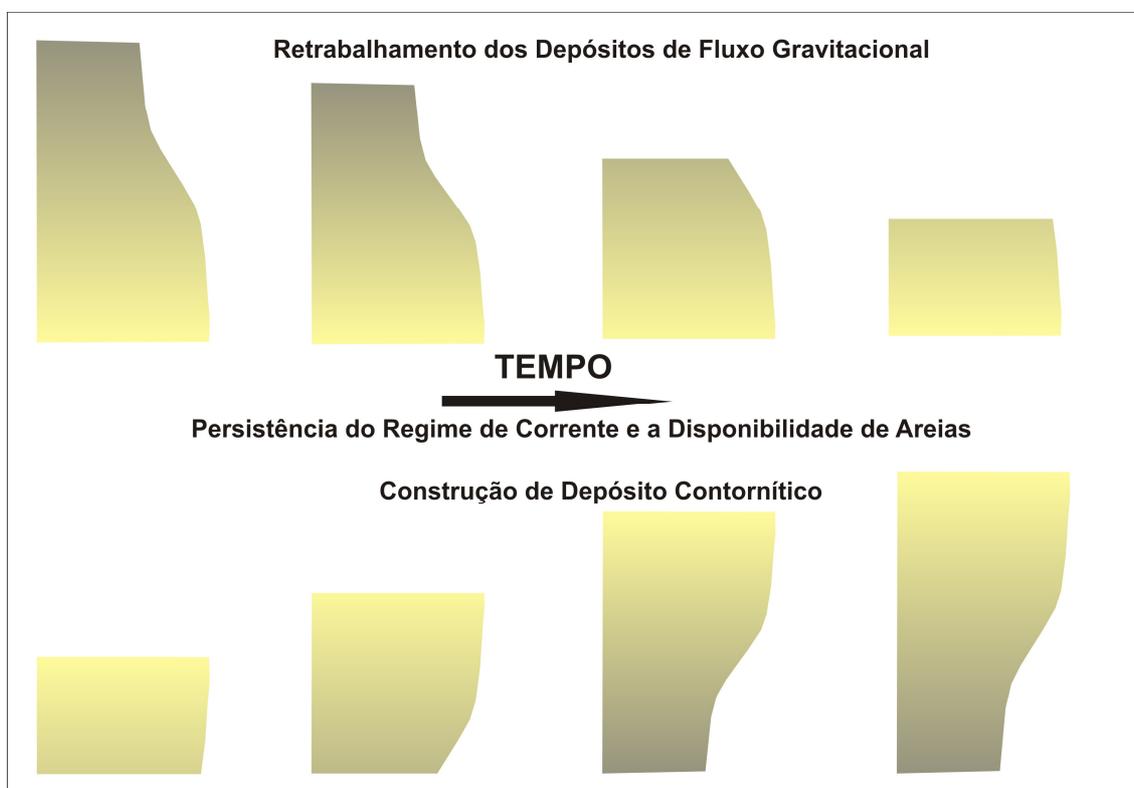


Figura 23: Relação de retrabalhamento dos depósitos gravitacionais e construção dos depósitos contorníticos sob a ação das correntes de contorno (Viana, 2008).

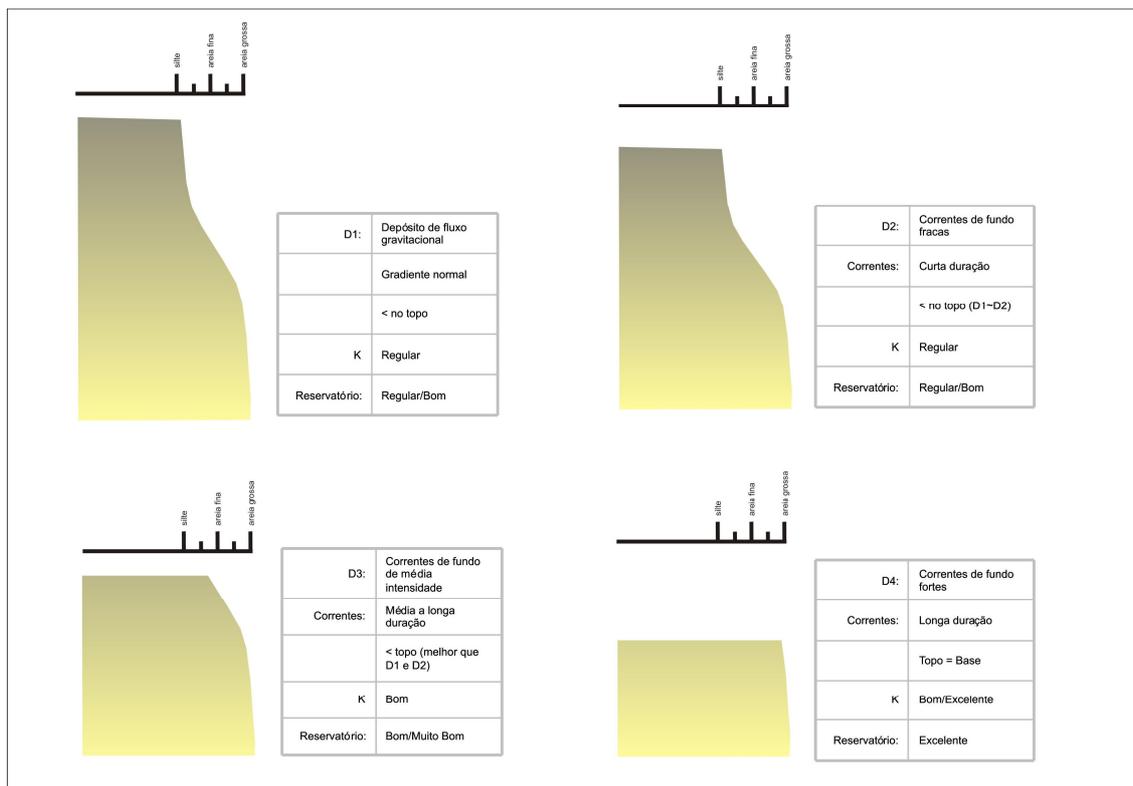


Figura 24: Características apresentadas pelos depósitos de mar profundo (Viana, 2008).

Viana (2007) é um dos pesquisadores que mais tem contribuído na análise dos contornitos sob o aspecto econômico. Em seus trabalhos tem buscado discutir a real relevância dos contornitos do ponto de vista econômico e seu papel como reservatório e selo dos sistemas petrolíferos. O reconhecimento desse significado econômico dos contornitos vem sendo investigado devido ao contínuo avanço da exploração de hidrocarbonetos em direção as águas profundas e a necessidade de melhor determinar a origem de alguns depósitos reservatórios que não apresentam a típica assinatura turbidítica.

A indústria do petróleo é de longe o campo que concentra a maior parte dos debates relacionados ao interesse econômico dos contornitos. No entanto, este não é o único setor interessado neste aspecto dos contornitos e frentes de pesquisa ligadas a mudanças climáticas e a estabilidade de talude também fazem suas contribuições. Sendo assim, três aspectos devem ser considerados quando se estuda os contornitos: (1) fontes de energia, (2) estabilidade do

talude, e (3) evolução paleoceanográfica-paleoclimática e previsões climáticas globais de médio a longo prazo.

A identificação de depósitos contorníticos implica que as correntes de fundo foram ativas e responsáveis pelo acúmulo de sedimentos. Essa ocorrência está diretamente ligada a condições particulares na circulação oceânica, que por sua vez é diretamente ligada às características climáticas e sua interação com a fisiografia da margem e sua disponibilidade sedimentar.

Foi através da análise de dados de diversas fontes que foi possível observar que as correntes de fundo podem localmente desenvolver grandes depósitos de sedimentos arenosos. A cumulação de depósitos de areia sob a influência de correntes de fundo requer disponibilidade sedimentar, um forte regime de circulação geologicamente persistente e um padrão fisiográfico favorável tanto para a acentuação das correntes quanto para a introdução de sedimentos.

Os depósitos arenosos de águas profundas tem tido amplo reconhecimento como importantes reservatórios de hidrocarbonetos, e geralmente são considerados ser resultado de vários tipos de fluxos gravitacionais. Ocasionalmente, contornitos arenosos podem apresentar as características requeridas para um potencial reservatório petrolífero, como extensão, porosidade e permeabilidade. Para ser considerado como um potencial reservatório de hidrocarboneto, o depósito contornítico deve apresentar algumas características em particular. Os sedimentos arenosos devem apresentar boas características petrofísicas, como porosidade, permeabilidade, e transmissibilidade lateral e vertical de fluidos.

Depósitos lamosos são também importantes constituintes de um sistema petrolífero. Eles podem desenvolver rochas selantes, barreiras de permeabilidade ou rochas geradoras, principalmente de gás.

Os fatores que controlam a geometria e as características das fácies são: (1) a intensidade e duração do regime de correntes, (2) a granulometria dos sedimentos disponíveis para a ação das correntes, (3) a fisiografia do fundo marinho, e (4) a configuração da margem. Esses são os fatores que regulam quando e como os contornitos são depositados numa bacia sedimentar. A capacidade de erodir, transportar e redepositar grandes volumes

de areia está diretamente ligada à persistência e a eficiência de um regime hidrodinâmico.

O reconhecimento dos contornitos arenosos de águas profundas segue sendo controverso. Os modelos de depósitos de fluxo gravitacional permanecem no foco da maioria dos estudos, o que enfatiza a necessidade de se realizar novas pesquisas nesta área afim de elucidar o real papel dos contornitos.

## 5. SÍNTESE E CONCLUSÃO

### 5.1 SÍNTESE

Os depósitos sedimentares nas porções profundas da margem continental e bacias oceânicas são resultados da ação combinada de processos sedimentares. Estes processos podem ter origem na margem continental e são representados pelos fluxos gravitacionais, ou podem ter origem na decantação dos sedimentos na coluna d'água e constituem os processos pelágico e hemipelágico. Os depósitos construídos por esses processos interagem com outros elementos do ambiente e podem sofrer modificações em suas características.

As correntes de fundo ganharam ênfase no estudo dos ambientes de águas profundas após ficar evidente seu papel nos processos de retrabalhamento dos depósitos e na construção de novos, como os depósitos de corrente de contorno (contornitos).

Os contornitos vêm ganhando muito destaque nas novas pesquisas da área de geologia marinha sedimentar devido à forma como interage com os depósitos turbidíticos através do retrabalhamento ocasionado pelas correntes de fundo e assim criando condições essenciais para o surgimento de potenciais reservatórios de hidrocarbonetos. Para um melhor aproveitamento das novas fronteiras de exploração e descobrimento das futuras é necessário um melhor reconhecimento e discernimento entre depósitos turbidíticos e contorníticos que é de extrema complexidade devido à complexa natureza dos depósitos resultantes da interação dos fluxos gravitacionais e o retrabalhamento das correntes de fundo.

A margem continental brasileira tem servido como um grande campo experimental para estes novos estudos e já é considerada uma área modelo por possuir conhecidas acumulações (Colúmbia, Vema, São Tomé) que foram geradas por processos sedimentares distintos: correntes de contorno, correntes de turbidez e movimentos de massa.

Baseando-se nisso, este trabalho tem como objetivo fazer uma contribuição para o melhor conhecimento dos mecanismos de construção de corpos sedimentares de regiões profundas e a sua inter-relação com os processos dinâmicos desses ambientes.

Para esse estudo foi selecionada uma região de relevante expressão para os fenômenos pesquisados, Canal Vema, onde se buscou identificar e caracterizar depósitos sedimentares, principalmente contorníticos. Para tanto, efetuou-se a apresentação das características das acumulações e fez-se a correlação sismoestratigráfica na região do canal Vema e suas imediações.

Como objetivos específicos podemos apontar que são: (1) a identificação dos processos de construção de corpos sedimentares, principalmente os contornitos, seus mecanismos e elementos, e sua relevância na morfologia regional e (2) a análise e identificação dos estágios de construção através da interpretação sísmica.

Para o entendimento dos processos sedimentares, seus mecanismos e elementos envolvidos, foram utilizados dados batimétricos obtidos de cartas GEBCO (*General Bathymetric Chart of the Oceans*), dados sísmicos provenientes de dois levantamentos (LEPLAC II /IV e IPOD) e um poço (DSDP 515) para correlação.

A metodologia empregada nesta pesquisa seguiu uma criteriosa pesquisa bibliográfica para dar suporte na análise sismoestratigráfica que teve como objetivo identificar as seqüência e com isso a reconstrução dos depósitos sedimentares.

A região da bacia sul-sudeste do Brasil abrange uma área que se estende desde a cadeia Vitória-Trindade até a latitude 30°S. Esta região está delimitada a leste a norte pela cordilheira Meso-Atlântica e a cadeia Vitória-Trindade; a oeste pelo talude continental e o platô de São Paulo; e a sul, pela elevação do Rio Grande. Na zona alvo deste estudo (Canal Vema), encontra-se no limite entre as bacias de Pelotas e Santos.

Na região do Canal Vema as acumulações se concentram entre a desembocadura norte do canal e da passagem abissal São Paulo que fazem a conexão da bacia do Brasil com a bacia da Argentina, ao sul. Esse depósito sedimentar é tipicamente contornítico e é encontrado em profundidades acima

de 4500m sob a forte influencia da ação das massas de água de fundo, neste caso a Água Antártica de Fundo (AABW), ativa desde o Oligoceno Superior.

As características desse sistema estão diretamente ligadas aos condicionantes tectônicos, sedimentares e oceanográficos. O leque contornítico Vema tem a forma de meia-lua e é resultado da dupla acumulação de sedimentos oriundos de dois canais (Canal São Paulo e Canal Vema). A morfologia dos relevos vulcânicos é responsável pelo caminho seguido pelas correntes numa direção N-S e que permite o extravasamento em forma de leque que tem deposição na direção SE na saída do Canal São Paulo e direção NO na saída do Canal Vema. O encontro desses leques gera uma única grande deposição que fica localizada na área central entre os dois canais.

Os processos sedimentares responsáveis pela construção dos sistemas sedimentares em águas profundas são: os movimentos de massa, sedimentação pelágica/hemipelágica, as correntes de turbidez e as correntes de contorno. Dessa forma é possível correlacionar algumas respostas sísmicas a estes processos analisando-se o grau de energia envolvida e o tipo de material transportado.

Fácies sísmicas representadas por baixa transparência e com refletores irregulares e caóticos correspondem a uma sedimentação turbidítica e pelágica/hemipelágica ou formada por correntes de fundo em um ambiente restrito. Este tipo de padrão é encontrado nos depósitos uniformes que recobrem a porção sul da Bacia do Brasil.

Refletores bem estratificados, contínuos, paralelos ou divergentes podem representar, na maioria das vezes, depósitos construídos pelo transbordamento das correntes de turbidez.

As fácies sísmicas transparentes representam depósitos homogêneos tanto de porções distais das correntes de turbidez quanto correntes de contorno, principalmente se apresentam refletores mais ou menos descontínuos e ondulados. Mas é importante que se entenda que esses padrões possam sofrer modificações em função da inter-relação dos mecanismos de sedimentação.

A respeito da região estudada é possível afirmar que a idade em que se iniciou a deposição no sistema do Canal Vema foi o Oligoceno Superior em um processo de migração corrente-abaxio de sentido N-S, quando o Leque

Contornítico Vema passou a ser construído com sedimentos transportados pela AAF (AABW) através do Canal Vema e do Canal São Paulo.

O sistema deposicional do Canal Vema teve sua construção realizada a partir de 4 fases distintas:

Fases 1 e 2 (Mioceno Inferior-Médio) é um período representado pela deposição em uma área protegida da influência das correntes ativas, como no cone de sedimentos “alto sul” e a jusante do cone, onde os depósitos ocorreram com uma geometria de lençol e em regiões onde ocorreu o decréscimo da circulação de fundo durante a deposição, no nordeste perto do Canal São Paulo.

Fase 3 (Mioceno Superior – Plioceno) é caracterizada por uma redução na intensidade das correntes de contorno quando comparada à fase anterior e com isso uma ampliação da extensão do depósito.

Fase 4 (Plioceno Superior – Quaternário) tem uma nova redução na intensidade das correntes de contorno e termina por estabelecer a morfologia atual do sistema.

Na região da bacia oceânica o assoalho é recoberto por ondas de sedimentos migrantes que são formados a partir das correntes de fundo, principalmente, de contorno e os movimentos de massa ficam limitados as áreas ao redor dos montes submarinos.

Na região proximal do Canal Vema os processos sedimentares correspondem aos mecanismos de aporte e redistribuição de sedimentos. A distribuição do fluxo de sedimentos realça uma clara direção batimétrica. Este padrão deixa evidente a existência das duas principais fontes de sedimentos: (1) o aporte oriundo das áreas continentais e (2) fluxo transportado da Bacia Argentina.

Tabela 5: Resumo do Sistema de Águas Profundas do Canal Vema

Características		Leque Contornítico Vema
(1) Profundidade		4400 - 4800m
(2) Dimensões	Comprimento	~150km
	Largura	60 a 120km
	Relevo	Montiforme com uma depressão rasa na parte média (forma de leque)
(3) Tipos de Processos		Correntes de contorno
(4) Morfologia	Canais e Cânions	<ul style="list-style-type: none"> <li>Vema: localizado na margem leste da depressão do Rio Grande; direção ~NE/SW</li> <li>Passagem abissal São Paulo: localizada na margem oeste da depressão do Rio Grande; direção ~W-NE/SW</li> </ul>
	Ombreiras	<ul style="list-style-type: none"> <li>Entre o canal São Paulo e a depressão central (parte NW da acumulação) a superfície é regular, quase plana, ligeiramente côncava</li> <li>Entre a depressão central e o Canal Vema (parte SE da acumulação), o fundo apresenta grandes ondulações brutalmente interrompidas perto do Canal Vema por um canal secundário, gerando uma irregularidade no assoalho</li> <li>Lado esquerdo do Canal Vema com inclinação suave</li> </ul>
(5) Superfície: Ecofácies+Depósitos Quaternários	Canais	<ul style="list-style-type: none"> <li>Fundo do Canal Vema: crosta ferromagnésiana associada a contatos erosivos; correntes de fundo com velocidade alta e período de tempo prolongado</li> <li>Flancos do Canal Vema e fundo da passagem abissal São Paulo: escorregamentos sedimentares localizados</li> </ul>
	Ombreiras	<ul style="list-style-type: none"> <li>Corpo principal da acumulação: lamaz silte-argilosas com laminações locais de manganês e leitos ricos em clastos lamosos pequenos retrabalhados das lamaz silte-argilosas</li> </ul>

		<ul style="list-style-type: none"> <li>Parte distal do leque e depressão em forma crescente: sulcos erosivos de pequena escala e clastos de lama mais abundantes devido a erosão por correntes</li> </ul>
<b>(6) Fácies Sísmicas e Geometria dos Depósitos</b>	<b>Canais</b>	Individualização do canal secundário (reflexões de amplitude alta e continuidade baixa)
	<b>Ombreiras</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Depósitos que recobrem o substrato – hemipelagitos e pelagitos (fácies transparentes com reflexões descontínuas e amplitude muito fraca).</li> <li>Preenchimento das depressões por correntes de fundo ou processos gravitacionais (reflexões de amplitude muito alta e contínua, terminações em <i>onlap</i>).</li> <li>Depósitos homogêneos de sedimentos finos (transparente).</li> <li>Lobos progradacionais.</li> <li>Forte energia deposicional (clinoforma, recobrimento por hipérboles).</li> <li>Corrente de energia forte (reflexões paralelas, <i>downlap</i>); grande atividade de correntes (reflexões caóticas).</li> <li>Corrente menos intensa (refletores contínuos e amplitude baixa).</li> <li>Progradação da ombreira (reflexões de amplitude e continuidade).</li> </ul>
<b>(7) Migração de Sistemas</b>		Migração mais importante corrente-abaixo
<b>(8) Idade de Início</b>		Oligoceno Superior
<b>(9) Eixos de Sedimentação</b>		Sedimentos transportados na AABW pelo Canal Vema e passagem abissal São Paulo em todas as seqüências
<b>(10) Fases de Construção</b>		<p><b>Seqüência S1 (Cretáceo Superior - Eoceno Inferior):</b> corresponde à sedimentação hemipelágica e/ou pelágica, com indícios de início de atividade de correntes. É representada pelos materiais terrígenos e por depósitos basais relíquias nos eixos de canais resultantes das correntes de fundo.</p> <p><b>Seqüência S2 (Oligoceno Superior – Mioceno Médio):</b> sedimentos foram depositados sob a influência das correntes de fundo, com uma energia deposicional baixa ou um suprimento fraco. Deposição em uma área protegida da influência das correntes mais ativas, como no cone de sedimentos “alto sul” e a jusante do cone, onde os depósitos ocorreram principalmente com uma geometria de lençol e em regiões onde ocorreu o decréscimo da circulação de fundo durante a deposição da unidade, no NE perto da passagem abissal São Paulo.</p> <p><b>Seqüência S3 (Mioceno Superior – Quaternário):</b> arrefecimento da intensidade das correntes de contorno em relação à fase anterior e uma ampliação da extensão do depósito. Diminuição na intensidade das correntes de contorno em relação à fase precedente e o estabelecimento da morfologia atual do sistema.</p>

## 5.2 CONCLUSÃO

Conclusivamente é possível afirmar que a construção do Leque Contornítico Vema ocorreu em quatro seqüências distintas dispostas sobre duas unidades previamente depositadas. A história neogênica desse corpo é composta de períodos alternados de deposição e erosão, e são evidências diretas da intensidade dos fluxos, onde o papel da corrente AAF (AABW) a destaca como principal agente transportador. Com isso fica evidente a evolução da acumulação que se dá por migração corrente-abaxio do sistema de canal-lobo contornítico.

**Seqüência S1 (Cretáceo Superior – Eoceno Inferior).** Esta seqüência corresponde à sedimentação hemipelágica e/ou pelágica e apresenta indícios do início da atividade das correntes. Basicamente é constituída por materiais terrígenos e basais.

**Discordância D1 (Eoceno Inferior – Oligoceno Médio).** Este hiato de 22Ma representa o maior evento erosivo na parte sul da bacia do Brasil. A discordância trunca espessuras consideráveis da seqüência S1. O *onlap* e o preenchimento da base sugerem alguma atividade de corrente e não apenas sedimentação pelágica e hemipelágica.

**Seqüência S2 (Oligoceno Superior – Mioceno Médio).** Neste período o fundo da bacia foi recoberto por depósitos de deriva que, aparentemente, se estabeleceram na porção média e inferior do sopé continental, entre a depressão norte do Canal Vema e o Canal Colúmbia. No leque contornítico Vema os depósitos foram depositados sob a influência das correntes de fundo com características de baixa energia ou um suprimento sedimentar fraco.

**Discordância D2 (Mioceno Médio).** Esta discordância corresponde a um hiato entre as seqüências S2 e S3. Essa superfície gerou grandes truncamentos no topo na unidade anterior o que marca uma forte geometria erosiva e o que ocasionou uma ausência de depósitos na desembocadura do Canal Vema e o que indica que esta área foi banhada por fortes correntes.

**Seqüência S3 (Mioceno Superior – Quaternário).** Este período se inicia com uma redução na intensidade das correntes e uma conseqüente extensão do depósito contornítico. A partir do Plioceno, a reativação do fluxo

termohalino das correntes AAF (AABW) e APAN (NADW) produz um rearranjo dos sedimentos depositados e também a erosão dos canais submarinos. E mais para o final do período temos uma nova redução no regime das correntes de contorno e uma estabilização no sistema que culminou no estabelecimento da morfologia atual dos depósitos (Tabela 5).

Com a análise deste sistema sedimentar de águas profundas pode-se apontar que os depósitos formados pela sedimentação pelágica/hemipelágica são representados por fácies transparentes com reflexões descontínuas e amplitude muito fraca.

Os turbiditos são originados a partir dos processos de transbordamento (*overbank deposits*) e são identificados por refletores bem estratificados, contínuos de amplitude alta.

No sistema do Leque Contornítico Vema, os contornitos formados por correntes de alta energia são representados por reflexões paralelas, em *downlap* e reflexões caóticas.

Já os contornitos gerados por correntes menos intensas os refletores se apresentam de forma contínua de amplitude baixa, sendo que a progradação desses depósitos é representada por reflexões de amplitude e continuidade baixa.

No Leque Contornítico Vema as areias estão restritos aos depósitos síltico-arenosos turbidíticos que ocorrem no fundo do canal e estão posicionados sob a crosta ferro-manganesífera compacta e a vasa argilosa. Esses turbiditos são compostos por biogênicos planctônicos e foram formados a partir de deslizamentos nas paredes da elevação do Rio Grande. A composição e a ocorrência muito restrita desses depósitos turbidíticos no Leque Contornítico Vema impede o seu potencial como reservatório para hidrocarbonetos.

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Azevedo, R.L.M. 2004. Paleoceanografia e a Evolução do Atlântico Sul no Albiano. **Boletim de Geociências Petrobrás**, vol. 12, 2: 231-249.

Barker, P. F.; Bufler, R. T. & Gamboa, L. A. 1983. Seismic Reflection Study of the Rio Grande Rise. **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Gov. Printing Office**, 72: 499-517.

Bueno, G.V. 2004. Diacronismo de Eventos no Rifte Sul-Atlântico. **Boletim de Geociências Petrobrás**, vol. 12, 2: 203-229.

Campos, E.J.D.; Miller, J.L.; Müller, T.J. & Peterson, R.G. 1995. Physical Oceanography of the Southwest Atlantic Ocean. **Oceanography**, 8(3): 87-91.

Cesero, P. 1997. Análise Comparativa da Paleogeologia dos Litorais Atlânticos Brasileiro e Africano. **Boletim de Geociências Petrobrás**, 11: 1-18.

Conceição, J.C.J.; Zalán, P.V. & Wolff, S. 1988. Mecanismo, Evolução e Cronologia do Rift Sul-Atlântico. **Boletim de Geociências Petrobrás**, 2: 255-265.

Cremer, M.; Gonthier, E.; Duprat, J.; Faugères, J. C. & Courp, T. 2006. Late Quaternary variability of the sedimentary record in the Sao Tome deep-sea system (south Brazilian basin). **Marine Geology** 236: 223-245

Dias, J.L. Tectônica, Estratigrafia e Sedimentação no Andar Aptiano da Margem Leste Brasileira. 2004. **Boletim de Geociências Petrobrás**, vol. 13, 1: 7-25.

Ellwood, B.B.; Ledbetter, M.T. 1977. Antarctic Bottom Water Fluctuations in the Vema Channel: Effects of Velocity Changes on Particle Alignment and Size. **Earth and Planetary Science Letters**, 35 (2): 189-198.

Faugères, J. C; Imbert, P.; Mézerais, M. L. & Crémer, M. 1998. Seismic Patterns of a Muddy Contourite Fan (Vema Channel, South Brazilian Basin) and a Sandy Distal Turbidite Deep-Sea Fan (Cap Ferret System, Bay of Biscay): a Comparison. **Sedimentary Geology** 115 : 81-110

Faugères, J. C; Zaragosi, S. ; Mézerais, M. L. & Massé, L. 2002. The Vema Contourite Fan in the South Brazilian Basin. Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics. **Geological Society Memoir**, 22: 209-222.

Faugères, J. C; Stow, D. A. V.; Imbert, P. & Viana, A. 1999. Seismic Features Diagnostic of Conturites Drifts. **Marine Geology** 162: 1-38

Fontana, R. L. 1996. **Geotectônica e Sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis**. Tese de Doutorado da Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Gamboa, L.A., Buffler, R.T. & Barker, P.F. 1983. Seismic Stratigraphy and Geologic History of the Rio Grande Gap and Southern Brazil Basin. **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**. U.S. Gov. Printing Office, 72: 481-497.

Gardner, W.D.; Biscaye, P.E. & Richardson, M.J. 1997. A Sediment Trap Experiment in the Vema Channel to Evaluate the Effect of Horizontal Particle Fluxes on Measured Vertical Fluxes. **Journal of Marine Research**, 55: 995-1028.

Gonthier, E.; J-C Faugères ; Viana, A.; Figueiredo, A. & Anschutz, P. 2003. Upper Quaternary deposits on The São Tomé Deep-Sea Channel Levee System (South Brazilian Basin): Major Turbidite Versus Contourite Processes. **Marine Geology** 199: 159-180

Heezen, B. C.; Cesare, E. & Milliman, J. D. 1966. Deep-sea sediments and their geological record. **Earth-Science Reviews**, volume 1: 105-132.

Hogg, N. G.; P. Biscayne; W. Gardner & W. J. Schimitz Jr. 1982. On the transport and modification of Antarctic Bottom Water in the Vema Channel. **Journal Marine Research**. 40(suppl): 231-263

Hollister, C. D. 1993. The Concept of deep-sea contourites. **Sedim. Geol.**, 82: 5- 11

Johnson, D.A.; Barker, P.F. & Carlson, R.L. 1983. Paleocirculation of the Southwestern Atlantic. **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**. U.S. Gov. Printing Office, 72: 977-991.

Johnson, D.A.; Barker, P.F. & Carlson, R.L. 1983. Regional Oceanographic Setting of the Southwestern Atlantic. **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**. U.S. Gov. Printing Office, 72: 15-33.

Johnson, D.A.; Barker, P.F. & Carlson, R.L. 1983. Regional Tectonic Setting of the Southwestern Atlantic. **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**. U.S. Gov. Printing Office, 72: 5-12.

Jungclaus, J.H.; Vanicek, M. 1999. Frictionally Modified Flow in a Deep Ocean Channel: Applications to the Vema Channel. **Journal of Geophysical Research**, 104: 123-136.

Ledbetter, M.T.; Johnson, D.A. 1976. Increased Transport of Antarctic Bottom Water in the Vema Channel during the Last Ice Age. **Science**, 194: 837-839.

LePichon, X.; Eitrem, S. L. & Ludwig, W. J. 1971. Sediment transport and distribution in the Argentine Basin.

Lima, A. F. 2003. **Comparação dos Sistemas Sedimentares Profundos da Bacia Sudeste-Sul do Brasil com Ênfase no Sistema Misto Colúmbia**. Tese de Doutorado do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo.

Massé, L.; J-C Faugères & Hrovatin, V. 1998. The Interplay Between Turbidity and Contour Current Processes on The Columbia Channel Fan Drift, Southern Brazil Basin. **Sedimentary Geology** 115: 111-132

Meloy, C. 2006. New waves in deep-water. Offshore Technology Conference. Oral Presentation.

Mézeris, M. L; Faugères, J. C; Figueiredo, A. G; Massé, L. 1993. Contour Current Accumulation off the Vema Channel Mouth, Southern Brazil Basin: Pattern of a "Conturite Fan". **Sedimentary Geology**. 82: 173-187

McDonagh; Arhan & Heywood. 2002. On the Circulation of Bottom Water in the Region of the Vema Channel. **Deep-Sea Research**, 49: 1119-1139.

Mepen, M. 2008. **Evolução Sedimentar da Porção Mediana e Distal da Bacia de Pelotas**. Dissertação de Mestrado do Departamento de Geologia da Universidade Federal Fluminense.

Milani, E.J.; Brandão, J.A.S.L.; Zalán, P.V. & Gamboa, L.A.P. 2001. Petróleo na Margem Continental Brasileira: Geologia, Exploração, Resultados e Perspectivas. **Brazilian Journal of Geophysics**, 18(3): 354-372.

Moraes, M.A.S.; Blaskovski, P.R. & Paraizo, P.L.B. 2005. Arquitetura de Reservatórios de Águas Profundas. **Boletim de Geociências Petrobrás**, vol. 14, 1: 7-25.

Pettingill, H. S. 2007. The global deepwater play: a historical and geological perspective 27 years after first discovery. [www.searchanddiscovery.net](http://www.searchanddiscovery.net)

Rebesco, M. & Camerlenghi, A. 2008. Contourites. **Developments in Sedimentology**, 60. Elsevier.

Rebesco, M. & Stow, D. 2001. Seismic Expression of Contourite and Related Deposits: a Preface. **Marine Geophysical Researches** 22: 303-308.

Reid, J. L. 1996. On the circulation in the South Atlantic Ocean. In: Wefer, G.; . H. Berger; G. Siedler; D. J. Webb, eds. **The South Atlantic: present and past circulation**. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg. P. 13-44.

Shanmugam, G. 2006. Deep-Water Processes and Facies Models: Implications for Sandstone Petroleum Reservoirs. **Handbook of Petroleum Exploration and Production** 5. Elsevier.

Shanmugham, G. 1999. 50 Years of The Turbidite Paradigm (1950s-1990s): Deepwater Processes and Facies Models – a Critical Perspective. **Marine and Petroleum Geology**. 17: 285-342.

Speer, K. G. & Zenk, W. 1993. The flow of Antarctic Bottom Water into the Brazil Basin. **J. Physics. Oceanogr.**, 23: 2667-2682.

Stow, D.A.V.; Pudsey, C.J.; Howe, J.A.; Faugères, J.C. & Viana, A.R. 2002. Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics. **Geological Society Memoir**, 22.

Stow, D.A.V.; Mayall, M. 2000. Deep-Water Sedimentary Systems: New Models for the 21<sup>st</sup> Century. **Marine and Petroleum Geology**, 17: 125-135.

Stow, D. A. V.; J-C Faugères.; Viana, A. & Gonthier, E. 1998. Fossil Contourites: a critical review. **Sedimentary Geology** 115: 3-31.

Viana, A. R.; J-C Faugères & Stow, D. A. V. 1998. Bottom-Current-Controlled Sand Deposits – a Review of Modern Shallow- to Deep-Water Environments. **Sedimentary Geology**, 115: 53-80.

Viana, A. R.; Faugères, J. C.; Kowmann, R. O.; Lima, J. A. M.; Caddah, L. F. G.; Rizzo, L. G. 1998a. Hydrology, morphology and sedimentology of the Campos continental margin, offshore Brazil. **Sedimentary Geology**, 115: 133 – 157.

Viana, A. R. 2002. Seismic Expression of Shallow to Deep Water Contourites along the South-Eastern Brazilian Margin. **Marine Geophysical Researches**, 22: 509-521.

Viana, A. R. & Rebesco, M. 2007. Economic and Palaeoceanographic Significance of Contourite Deposits. **Geological Society**, Special Publication 276.

Viana, A. R.; Almeida Jr, W.; Nunes, M. C. V. & Bulhões, E. M. 2007. The Economic Importance of Contourites. **Geological Society**, London, Special Publications, 276: 1-23.

Zenk, W. 2008. Temperature Fluctuations and Currents Shear in Antarctic Bottom Water at the Vema Sill. **Progress in Oceanography**, 77: 276-284.