



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
CCMN – INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

**Geotecnia Submarina da Região dos Cânions da Margem  
Continental da Bacia de Campos: Análise de Dados  
Sísmicos e de Estabilidade de Taludes**

**Danielle Scherer Afonso**

**Professor Doutor João Wagner de Alencar Castro  
ORIENTADOR**

**RIO DE JANEIRO  
Setembro / 2011**

**Danielle Scherer Afonso**

**Geotecnia Submarina da Região dos Cânions da Margem  
Continental da Bacia de Campos: Análise de Dados Sísmicos e de  
Estabilidade de Taludes**

**Monografia de Graduação, referente à  
disciplina Trabalho Final de Curso,  
apresentada como requisito para obtenção  
do Título de Geólogo pela Universidade  
Federal do Rio de Janeiro.**

**Comissão Examinadora:**

---

Prof. Dr. João Wagner de Alencar Castro (Orientador)

---

Prof. Dr. José Carlos Sícoli Seoane

---

Prof. Dr. Gerson Cardoso da Silva Jr.

**Rio de Janeiro  
2011**

## FICHA CATALOGRÁFICA

Afonso, Danielle Scherer

Geotecnia Submarina da Região dos Cânions da Margem Continental da Bacia de Campos: Análise de Dados Sísmicos e de Estabilidade de Talude. / Danielle Scherer Afonso – Rio de Janeiro, 2011. 62 fl.: il.

Monografia (Bacharelado em Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ. Faculdade de Geologia.

Orientador: Prof. Dr. João Wagner de Alencar Castro

1. Geotecnia Submarina. 2. Cânions Submarinos. 3. Análise de Dados Sísmicos. 4. Instabilidade de Taludes. 5. Bacia de Campos.

*“Estas rochas nada mais são do que páginas de um belo livro de história”.*

**John Wesley Powell**

## AGRADECIMENTOS

À minha mãe, por me dar a vida, educação, amor e a geologia. Só Deus sabe sobre o que eu estaria escrevendo se não fosse você! Ao meu pai, meu tio, minha avó e toda a minha família, pelo apoio, incentivo, carinho e torcida. Vocês são o meu maior estímulo.

A todos os meus amigos de faculdade, pelos momentos maravilhosos que definitivamente marcaram a minha vida. Por toda ajuda, estudos, risadas, campos, abraços, fotos e músicas. A todo o povo do Diretório Acadêmico Joel Valença que fizeram parte da minha história. Não há distância no mundo que apague nossa família.

Ao meu orientador, João Wagner de Alencar Castro, que ao longo desses 5 anos me apoiou, ensinou, ajudou e me fez acreditar no potencial deste trabalho.

A todos os professores que contribuíram para a minha formação, em especial àqueles que se tornaram grandes exemplos para mim: Cainho, Renato Casquinha, Julinho e Rudolph. Aos professores da minha banca examinadora, João Wagner, Cainho e Gerson, por aceitarem participar desse momento tão importante da minha vida.

Ao meu amigo geólogo, Diego Monteiro, por ter me ajudado em diversas fases da minha formação, desde ao início do meu estágio até à conclusão desta monografia.

A toda equipe da Sonangol Starfish, pelos ensinamentos, incentivo e oportunidades de crescimento profissional e a disponibilização de dados para a criação do presente estudo.

Por fim, agradeço a todos que, de uma forma ou de outra, tenham me ajudado ao longo não só deste trabalho, como de toda a minha graduação.

## RESUMO

Para a implantação de projetos da indústria de petróleo *offshore* é necessária uma avaliação do fundo marinho. A ocorrência de feições geomorfológicas instáveis pode comprometer quaisquer estruturas de engenharia, podendo gerar riscos financeiros, ambientais e humanos. Estruturas como cânions submarinos são grandes indicativos de instabilidade no talude continental, gerando grande movimentação de massa. A avaliação destas incisões requer um estudo geológico-geomorfológico detalhado, com análises de morfometria das incisões e interpretações sísmicas da geologia recente. A geração de um mapa de risco geotécnico é fundamental para a avaliação final das áreas mais propícias a movimentos de massa. O presente estudo trata-se de um passo inicial para a avaliação destas estruturas indicando áreas mais vulneráveis a acidentes geológicos da região do talude continental da Bacia de Campos. Para isto foi realizada uma avaliação morfométrica de 4 (quatro) incisões submarinas, avaliando sua extensão, largura, profundidade, declividade e instabilidade geotécnica a partir de estruturas de escorregamentos antigos. Com o resultado destas avaliações foi gerado um mapa de risco geotécnico de instabilidade no talude continental da Bacia de Campos. Para a confecção deste trabalho foram avaliados dados sísmicos e modelo digital de elevação georreferenciado para melhor descrição morfométrica das incisões.

## ABSTRACT

For the implementation of offshore projects, the oil industry requires a detailed assessment of the seabed. The occurrence of unstable geomorphologic features can compromise any engineering structures and can create financial, environmental and human risks. Structures such as submarine canyons are clear indications of instability on the continental slope, which results in the generation of large mass movements. The evaluation of these incisions requires a detailed geomorphologic-geological study, with morphometric analysis and seismic interpretations of these incisions and recent geology. The generation of a map of geotechnical risk is crucial for the final evaluation of the areas most prone to mass movements. The current study is an initial step to evaluate these structures indicating areas most vulnerable to geological accidents of the continental slope region of the Campos Basin. For this was carried out a morphometric analysis of 4 (four) submarine incisions, considering its length, width, depth, slope and geotechnical instability of structures from ancient landslides. As a result of these assessments was generated a map of geotechnical risk of instability on the continental slope of Campos Basin. For the preparation of this work were evaluated seismic data and georeferenced digital elevation model for a description of the morphometric incisions.

## ÍNDICE

<b>EPÍGRAFE .....</b>	<b>iii</b>
<b>AGRADECIMENTOS .....</b>	<b>iv</b>
<b>RESUMO .....</b>	<b>v</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>vi</b>
<b>LISTA DE FIGURAS .....</b>	<b>ix</b>
<b>LISTA DE TABELA .....</b>	<b>xi</b>
<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
1.1. CONSIDERAÇÕES GERAIS .....	1
1.2. OBJETIVOS .....	3
<b>1.2.1 – Objetivos Gerais .....</b>	<b>3</b>
<b>1.2.2 –Objetivos Específicos .....</b>	<b>3</b>
<b>2. FUNDAMENTAÇÕES TEÓRICAS .....</b>	<b>4</b>
2.1. FISIOGRAFIA OCEÂNICA .....	4
<b>2.1.1. Talude Continental .....</b>	<b>6</b>
2.1.1.1. Ocorrência de Incisões – Cânions .....	7
2.2. ORIGEM E PROCESSOS DE DISTRIBUIÇÃO DOS SEDIMENTOS NOS FUNDOS OCEÂNICOS .....	9
<b>2.2.1. Origem e Distribuição dos Sedimentos .....</b>	<b>9</b>
2.2.1.1. Tectônica .....	9
2.2.1.2. Circulação Oceânica .....	10
2.2.1.3. Mudanças Climáticas e Variações do Nível do Mar .....	10
<b>2.2.2. Processos hidrodinâmicos de transporte de sedimentos em ambiente marinho..</b>	<b>11</b>
2.2.2.1. Fluxos Gravitacionais de Sedimentos .....	11
2.2.2.2. Fluxos Gravitacionais de Massa .....	12
2.2.2.3. Correntes de Fundo .....	14
2.3. ESTABILIDADE X INSTABILIDADE DE TALUDE CONTINENTAL .....	14
2.4. MÉTODOS DE AVALIAÇÃO DE INSTABILIDADE DE TALUDE .....	16
<b>3. DIAGNÓSTICO AMBIENTAL DA ÁREA .....</b>	<b>18</b>
3.1. DIAGNÓSTICO REGIONAL .....	18
<b>3.1.1. Geologia Regional .....</b>	<b>18</b>

3.1.1.1. Contexto Geotectônico de Formação da Margem Sudeste Brasileira .....	21
3.1.1.2. Arcabouço Estrutural .....	23
3.1.1.3. Embasamento .....	25
3.1.1.4. Supersequência Rifte .....	26
3.1.1.5. Supersequência Pós-Rift .....	27
3.1.1.6. Supersequência Drifte .....	28
<b>3.1.2. Geomorfologia Regional .....</b>	<b>29</b>
<b>3.1.3. Clima de Ondas .....</b>	<b>32</b>
<b>3.2. DIAGNÓSTICO LOCAL .....</b>	<b>32</b>
<b>3.2.1. Geologia Local .....</b>	<b>32</b>
<b>3.2.2. Geomorfologia Local .....</b>	<b>34</b>
<b>3.2.3. Geotecnia Submarina .....</b>	<b>37</b>
<b>4. MATERIAL E MÉTODOS .....</b>	<b>40</b>
4.1. CONSULTAS BIBLIOGRÁFICAS .....	40
4.2. ANÁLISE DE MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO .....	40
4.3. INTERPRETAÇÃO DE DADOS SÍSMICOS .....	41
4.4. AVALIAÇÃO DAS INCISÕES .....	42
4.5. CONFECÇÃO DE MAPAS DE ÁREAS DE RISCO .....	44
<b>5. RESULTADOS E DISCUSSÕES .....</b>	<b>45</b>
5.1. DADOS SÍSMICOS .....	45
<b>5.1.1. Cânion Itapemirim .....</b>	<b>45</b>
<b>5.1.2. Cânion Goitacá .....</b>	<b>47</b>
<b>5.1.3. Cânion Tamoio .....</b>	<b>49</b>
<b>5.1.4. Cicatriz de deslizamento .....</b>	<b>51</b>
5.2. MORFOMETRIA DAS INCISÕES SUBMARINAS .....	54
5.3. CONDIÇÕES GEOTÉCNICAS .....	53
<b>6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES .....</b>	<b>59</b>
<b>7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>61</b>

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo. (Fonte: Viana, 1998) .....	<b>2</b>
Figura 2 - Fisiografia da margem continental e oceânica. (Fonte: Teixeira <i>et. al</i> , 2000 ) .....	<b>4</b>
Figura 3 – (A) Fisiografia atual do fundo marinho na Bacia de Campos com a distribuição dos depósitos sedimentares. (B) Perfil esquemático paralelo ao mergulho da bacia. (Fonte: D’Avila <i>et al.</i> , 2008) .....	<b>6</b>
Figura 4 – Imagem esquemática de uma feição incisiva no talude continental. (Fonte: Les Édíticos Quétec Amérique ir.c., 1998) .....	<b>7</b>
Figura 5: Comportamento reológico e mecanismo de suporte para diversos tipos de fluxos gravitacionais de sedimentos (Fonte: Teixeira <i>et al.</i> , 2000) .....	<b>12</b>
Figura 6: Principais características dos depósitos gerados por fluxos gravitacionais de massa (deslizamentos e escorregamentos) em comparação com os produzidos por fluxos gravitacionais de sedimentos (Fonte: D’Avila <i>et al.</i> , 2008) .....	<b>13</b>
Figura 7: Modelo digital de deslizamento de massa. (Fonte: Canals, 2010) .....	<b>13</b>
Figura 8: Esquema de movimentação de massa causada por instabilidade no talude. (Fonte: Modificado de Teixeira <i>et al.</i> , 2000) .....	<b>15</b>
Figura 9: Modelagem de movimentação de massa causada por instabilidade de talude. (Fonte: Canals, 2010) .....	<b>15</b>
Figura 10: Seção estrutural simplificada demonstrando os limites estruturais da Bacia de Campos. (Fonte: Alterado de Asmus e Guazelli, 1981) .....	<b>18</b>
Figura 11: Mapa de localização da Bacia de Campos com blocos exploratórios em cor bege e campos de produção em cor verde. ....	<b>19</b>
Figura 12: Carta estratigráfica da Bacia de Campos. (Fonte: Winter <i>et al.</i> , 2007) .....	<b>20</b>
Figura 13: Esquema temporal indicando o rifteamento ocorrido entre os continentes Sul-Americano e Africano e a típica deposição sedimentar. (Fonte: Documento Técnico Sonangol Starfish, 2010) .....	<b>21</b>
Figura 14: Evolução tectono-sedimentar de rifteamento continental evoluindo para uma margem continental passiva. (Fonte: Bizzi, 2003) .....	<b>23</b>
Figura 15: Seção geosísmica na Bacia de Campos, mostrando sequências estratigráficas sinrifte e pós-rifte e compartimentos tectônicos associados à halocinese. (Fonte: Bizzi, 2003) .....	<b>24</b>
Figura 16: Seção sísmica na Bacia de Campos, mostrando sequencias estratigráficas sinrifte e pós-rifte e ocorrência de anomalias gravimétricas e magnéticas próximo do limite crustal. (Fonte: Bizzi, 2003) .....	<b>25</b>

Figura 17: Compartimentação geomorfológica da margem continental brasileira e dos fundos oceânicos adjacentes. (Fonte: Teixeira <i>et al.</i> , 2000) .....	31
Figura 18: Variação do nível do mar entre o Pleistoceno Superior e o Holoceno. (Fonte: Alterada de Kowsmann e Costa, 1979) .....	33
Figura 19: Trecho do Mapa Fisiográfico da Margem Continental Brasileira entre Cabo Frio, no estado do Rio de Janeiro, e Rio Doce, no estado do Espírito Santo (Fonte: Adaptado de Zemruscki e Costa, 1979) .....	35
Figura 20: Imagem da fisiografia da margem continental em estudo. ....	36
Figura 21: Localização dos cânions e incisões submarinas (Fonte: Schreiner, 2008) .....	39
Figura 22: Seção sísmica da margem continental brasileira ilustrando depósitos de fluxos gravitacionais formados na região de talude-bacia. (Fonte: D'Avila <i>et al.</i> , 2008) .....	41
Figura 23: Detalhe de um cânion submarino com direções de largura e extensão indicadas. .	43
Figura 24: Linha sísmica “A” referente ao começo do cânion Itapemirim .....	46
Figura 25: Linha sísmica “Y” ortogonal ao cânion Itapemirim. ....	47
Figura 26: Linha sísmica “B” referente à quebra inicial do cânion Goitacá. ....	48
Figura 27: Linha sísmica “C” referente ao início do cânion Goitacá, destacando refletores turbulentos indicativos de movimentação de massa causada por deslizamento anterior. ....	48
Figura 28: Linha sísmica “Z” ortogonal ao complexo de cânions SE, destacando o cânion Goitacá. ....	49
Figura 29: Linha sísmica “D” cortando em baixo ângulo uma face do cânion Tamoio. ....	50
Figura 30: Linha sísmica “Z” ortogonal ao complexo de cânions SE, indicando o cânion Tamoio. ....	51
Figura 31: Linha sísmica “E” paralela à cicatriz de deslizamento, destacando refletores turbulentos indicativos de movimentação de massa derivada de deslizamentos anteriores. ....	52
Figura 32: Linha sísmica “F” paralela à cicatriz de deslizamento indicando geomorfologia abrupta influenciada por tectonismo, gerando área de grande risco geotécnico. ....	53
Figura 33: Localização das incisões na Bacia de Campos. ....	55
Figura 34: Mapa geológico-geotécnico de avaliação de instabilidade nas incisões estudadas do talude continental da Bacia de Campos. ....	58

**LISTA DE TABELA**

Tabela 1: Avaliação particular das incisões localizadas no talude continental. ....	54
---	----

## 1. INTRODUÇÃO

### 1.1. CONSIDERAÇÕES GERAIS

Na área da Bacia de Campos registra-se a ocorrência de varias incisões submarinas, entre estas os cânions Almirante Câmara, Tabajara, Grussaí e Itapemirim (segmento norte), o cânion São Tomé (segmento central) e os cânions Goitacá, Tupinambá, Termiminó, Tamoio e Tupiniquim (segmento sudoeste). Essas incisões encontram-se muito bem demarcadas na área dessa província petrolífera.

Na literatura pertinente ao assunto de estabilidade de talude submarino existem poucos trabalhos em lingua portuguesa que trata do tema a ser abordado nesse estudo, cita-se Demore & Corrêa (2005) e Pellizzon (2005). Para tanto se faz necessária à identificação de áreas de risco geológico, tendo em vista a implantação e operação de projetos da indústria de petróleo.

A escolha do tema deve-se a necessidade de estudos de estabilidade de taludes como forma de evitar desastres ambientais, riscos financeiros e humanos, causados por acidentes geológicos. O estudo realizou-se na Bacia de Campos pela destacada importância econômica desta, responsável por mais de 80% da produção nacional de petróleo, além de apresentar as maiores reservas provadas já identificadas e classificadas no Brasil. Por motivos ambientais, cada vez mais são requisitados estudos geotécnico-ambientais de fundo marinho para avaliação de estabilidade de taludes visando a implantação de plataformas petrolíferas.

A implantação de projetos *offshore* requer a compreensão e a quantificação de áreas de riscos potenciais, entre estas, movimentos de massas e escorregamentos de taludes submarinos que representam riscos para estruturas de plataforma (Nadim *et al.*, 2003). A avaliação dos riscos relacionados à estabilidade do fundo marinho é crítica para a exploração e produção de petróleo nos campos de águas profundas e ultraprofundas, e representa um grande desafio às grandes companhias petrolíferas.

Muitas variáveis estão envolvidas nos projetos de implantações de estruturas de exploração que operam sob altas pressões e temperaturas, sujeitos as correntes marinhas e a erosão dos sedimentos do fundo. Tais variáveis podem gerar feições morfológicas caracterizadas por incisões e taludes relativamente acentuados. Devido a estas e outras adversidades geológicas, as feições geomorfológicas do fundo, entre estas, cânions, falhas e escarpamentos, identificadas em ambiente marinho, vêm sendo estudadas de forma qualitativa e quantitativa (Nadim *op. cit.*).

Os principais processos atuantes no contexto marinho profundo são as correntes de turbidez, os fluxos de massa, as correntes de fundo e a deposição pelágica. O entendimento desses processos é fundamental para que as instalações de equipamentos de perfuração e produção sejam assentadas em regiões estáveis e seguras, distante de locais influenciados por estes processos.

O presente trabalho tem por objetivo identificar áreas de risco geológico submarinos, a partir da identificação de incisões erosivas e de fluxos gravitacionais de massa.

A área em estudo localiza-se na margem continental da Bacia de Campos entre as coordenadas geográficas: Latitude  $21^{\circ}30'00''\text{S}$  e  $23^{\circ}00'00''\text{S}$  e Longitude  $41^{\circ}00'00''\text{W}$  e  $39^{\circ}30'00''\text{W}$ . Corresponde ao polígono constituído pelos complexos de cânions sudeste e complexos de cânions norte. A figura 1 demonstra a localização da área.

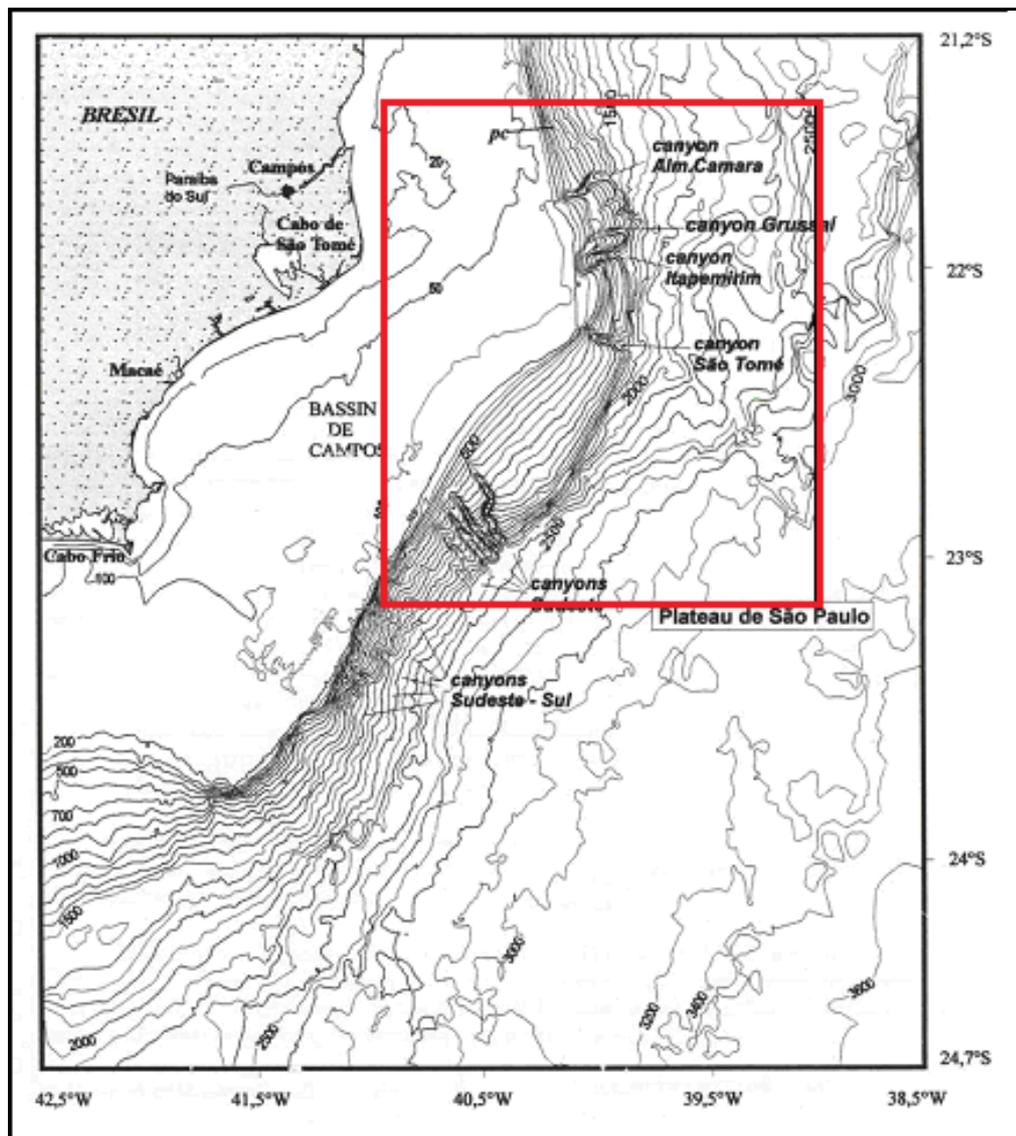


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo. (Fonte: Viana *et. al.*, 1998)

## 1.2. OBJETIVOS

### 1.2.1. Objetivos Gerais

A presente monografia tem como objetivo geral estudar a estabilidade do talude submarino da Bacia de Campos nos principais cânions conhecidos da bacia, nos quais foram adquiridos dados sísmicos para a realização deste trabalho: os cânions Grussaí, Itapemirim, Goitacá, Tamoio e Tupiniquim, assim como identificar áreas de risco geológico e classificá-las.

### 1.2.2. Objetivos Específicos

- Realizar um diagnóstico ambiental da área;
- Identificar incisões erosivas;
- Avaliar as características físicas dos cânions;
- Identificar as áreas de risco geológico a partir de interpretações sísmicas 2D;
- Classificar as áreas de risco geológico.

## 2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

O ambiente marinho cobre cerca de metade da superfície terrestre e, apesar da aparente monotonia de suas profundezas, é palco de expressiva sedimentação.

Para uma melhor compreensão sobre o estudo de deslizamento de massas submarinas em taludes continentais, dá-se necessária a compreensão de alguns termos e conceitos.

### 2.1. FISIOGRAFIA OCEÂNICA

A fisiografia oceânica é caracterizada com aspectos distintos conforme cada localidade. O fundo dos oceanos, assim como a superfície terrestre, caracteriza-se por irregularidades batimétricas. Segundo Dias (2002), do ponto de vista geomorfológico, as margens passivas e ativas caracterizam-se por: plataforma continental, talude continental, sopé continental, planície abissal e cordilheira oceânica. A figura 2 esquematiza a fisiografia oceânica com as principais feições geomorfológicas.

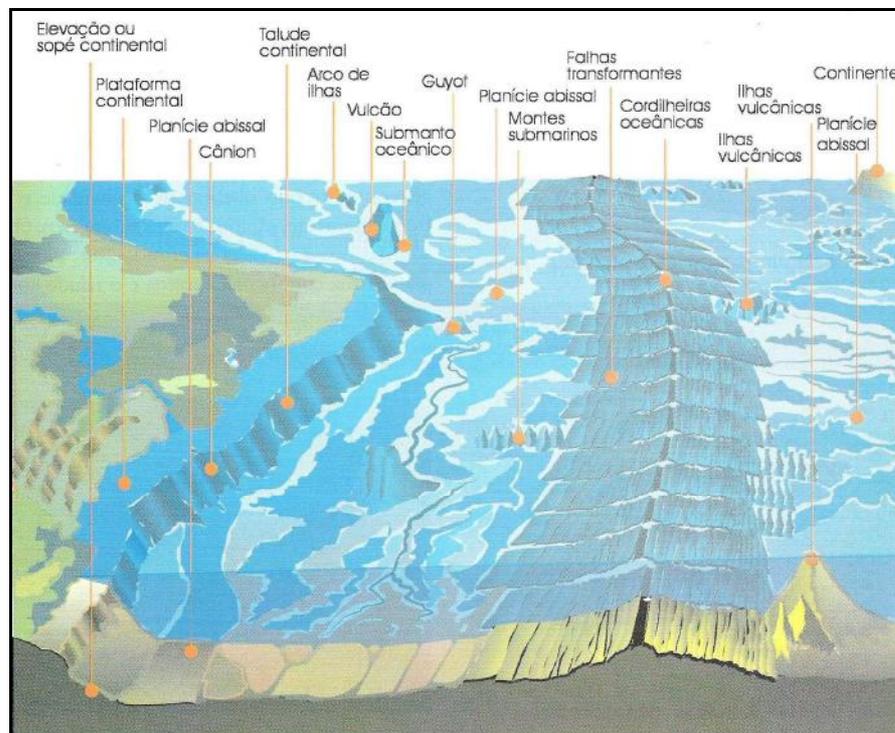


Figura 2 - Fisiografia da margem continental e oceânica. (Fonte: Teixeira *et. al*, 2000 )

Segundo Dias (*op. cit.*), a fisiografia oceânica é descrita com as seguintes características:

**Plataforma Continental:** Segmento menos profundo da margem continental caracterizada por suave declive. Apresenta profundidade média de 75m, podendo em alguns casos atingir cerca de 200 m. Caracteriza-se por uma sedimentação predominantemente terrígena.

**Talude Continental:** Segmento geomorfológico seguinte à quebra da plataforma. Caracteriza-se por declive acentuado e apresenta relevo irregular frequentemente afetado por ravinas e cânions.

**Sopé Continental:** Inicia-se quando a declividade do talude continental começa a diminuir. É a parte mais externa da margem continental, sendo a partir desta considerado crosta oceânica. Nela depositam-se sedimentos terrígenos vindos da plataforma pelo talude.

**Planície abissal:** Constituem extensas áreas aplanadas, localizadas a profundidades muito grandes, variando entre 3000 e 6000 m. A aplanação típica destas superfícies deriva da acumulação sedimentar que cobriu e suavizou a topografia pré-existente caracterizada pela presença de colinas abissais derivadas da crosta oceânica.

**Cordilheira Oceânica:** São cadeias montanhosas que apresentam cristas geralmente afetadas por falhas transformantes. Nas cristas existe exposição muito frequente de lavas basálticas recentemente extrudidas. A medida que, devido à expansão oceânica, o local se afasta do centro de expansão, o fundo vai sendo progressivamente coberto por sedimentos. Representa o rifteamento entre dois continentes.

Ainda de acordo com o mesmo autor, além destes compartimentos geomorfológicos, o fundo marinho apresenta feições geomorfológicas como: arco de ilhas, montes submarinos, guyots e cânions. Arcos de ilhas são complexos vulcânicos antigos ou ainda ativos que se localizam em ambiente marinho e atingem até a superfície. Montes submarinos são elevações marinhas causadas por magmatismo, que atingem pelo menos 1.000 m acima dos fundos marinhos, porém não atingem o nível médio do mar. Guyots são montes submarinos, de topo aplainado, que se erguem na planície abissal. Cânions submarinos são incisões no relevo da plataforma continental e do talude continental que atingem relativa profundidade e funcionam como alimentadores de sedimentos carregados da zona costeira até o sopé continental. Esta última feição descrita, como objeto direto de estudo da presente monografia, será melhor detalhada mais à frente.

Na figura 3 (A) observa-se a fisiografia oceânica na Bacia de Campos e os depósitos sedimentares associados a cada compartimento. A figura (B) representa uma seção esquemática desta mesma fisiografia.

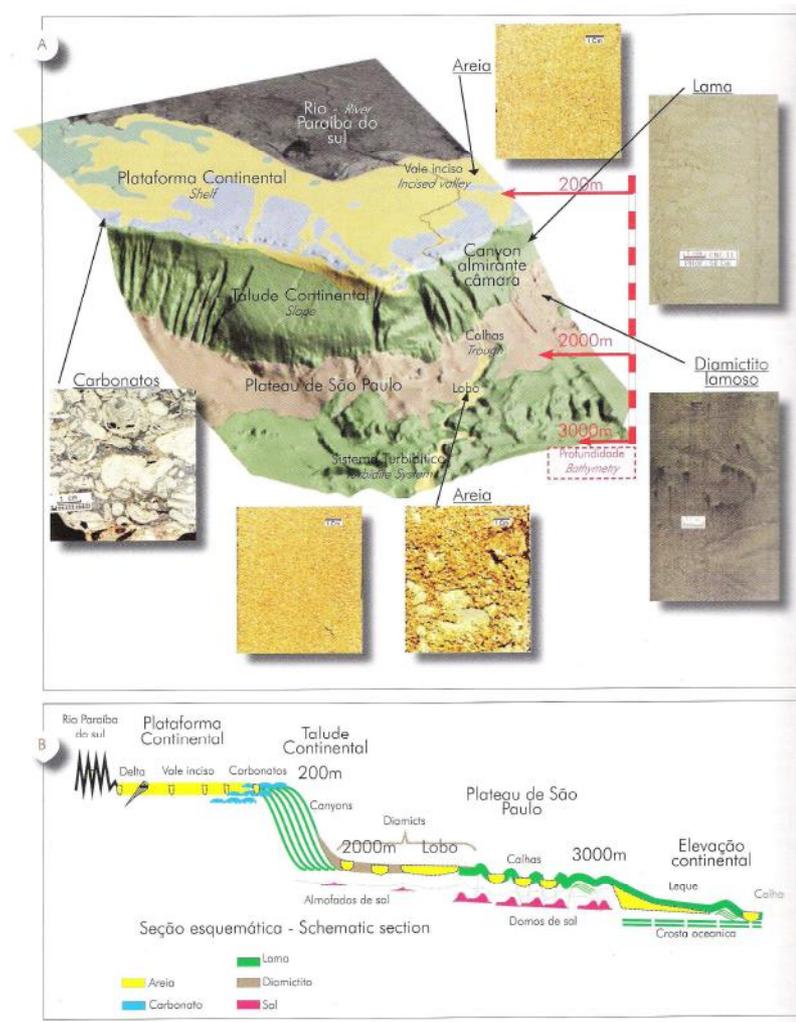


Figura 3 – (A) Fisiografia atual do fundo marinho na Bacia de Campos com a distribuição dos depósitos sedimentares. (B) Perfil esquemático paralelo ao mergulho da bacia. (Fonte: D’Avila *et al.*, 2008)

### 2.1.1. Talude continental

Como parte primordial do estudo, as ocorrências de deslizamentos de massas submarinas acontecem em áreas de talude continental. Para auxiliar na compreensão do estudo, um enfoque maior será dado a este conceito.

Talude continental, como dito anteriormente, é a porção do fundo marinho com declive acentuado que se localiza entre a plataforma continental e o sopé. O relevo do talude continental não é regular, apresentando frequentemente cânions e vales submersos.

A formação do talude dá-se principalmente pela grande oscilação do nível do mar ocorrida a partir do Mioceno. A regressão e a transgressão marinha geram grande erosão do fundo do mar, principalmente na zona de transição, onde se localiza o talude continental, e

também grande deposição de sedimentos provindos do continente e da plataforma continental, gerando um declive mais acentuado (Kowsmann e Costa, 1979).

O embasamento do talude corresponde à crosta continental entremeada por magmatismo básico e estirada pela tectônica extensional que originou o rifte e a bacia oceânica.

Como esta faixa é caracterizada por gradiente topográfico acentuado, comumente são geradas correntes de turbidez. Conseqüentemente, as seqüências de deposição associadas ao talude são sistemas de turbiditos.

#### 2.1.1.1. Ocorrência de Incisões – Cânions

Cânions submarinos são incisões, ou também chamados de condutos, que escavam parte do talude continental e podem atingir profundidades de até 3 km. Estas formas encontram-se presentes em praticamente todas as margens continentais e, embora normalmente com menor amplitude, nas margens insulares. Tendem a desenvolver-se perpendicularmente à linha de costa e frequentemente apresentam perfil em V (Dias, 2002). Esta feição é representada esquematicamente pela figura 4.

Segundo Dias, desenvolvem-se na parte terminal de depósitos tipo delta submarino, onde se define uma rede de canais distributários, por vezes complexa. Muitos dos cânions submarinos parecem ter origem com sistemas fluviais, no entanto, também podem assumir origem puramente tectônica.

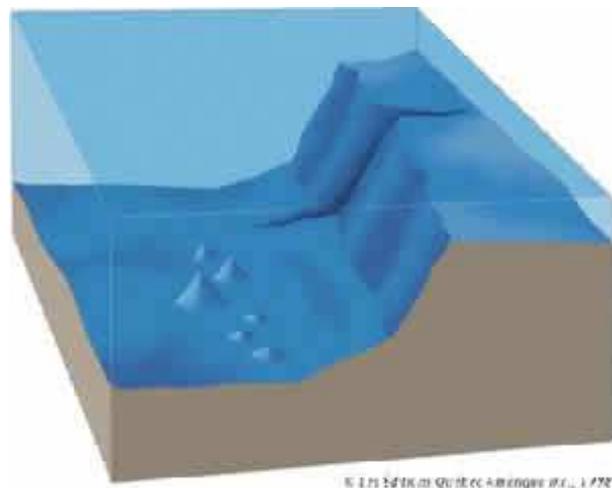


Figura 4 – Imagem esquemática de uma feição incisiva no talude continental. (Fonte: Les Édificos Quétec Amérique ir.c., 1998)

A origem dos cânions submarinos foi assunto de debate, durante muitos anos, pela comunidade científica. Atualmente se aceita que a maioria teve origem subaérea, através da atuação da rede fluvial (Dias, op. cit.). Com efeito, muitos cânions estão associados a rios importantes na parte continental emersa. Assim, inicialmente, estas incisões não seriam nada mais do que a parte terminal de rios que, em períodos em que o nível do mar estava bastante abaixo do atual, se localizaria na plataforma continental, então emersa, e que na ocasião teria sido fortemente erodida fluvialmente. O fato de, nessas ocasiões, os rios afluírem quase diretamente à vertente continental, teria aumentado bastante o potencial erosivo fluvial, conduzindo tendencialmente ao escavamento de vales estreitos e profundos. Nos períodos em que o nível do mar se elevou, estes vales ficaram sujeitos aos agentes marinhos que, através de vários processos, como correntes turbidíticas e movimentações de massa, prosseguiram com a modelação destes vales, imprimindo-lhes feições de morfologia submarina. As sucessivas variações do nível do mar durante o Pleistoceno foram continuando a modelar, umas vezes em condições subaéreas, outras submarinas, dando-lhes progressivamente a morfologia típica que atualmente apresentam.

Segundo mesmo autor, cânions submarinos atuam como condutos sedimentares, através dos quais os sedimentos da plataforma continental são transferidos para o domínio profundo. Os sedimentos, principalmente areias, siltes e argilas, são transportados através destes vales, muitas vezes como se a vertente e rampa continentais não existissem, acabando por se acumular nas planícies abissais adjacentes.

Geralmente, são percorridos longitudinalmente por correntes turbidíticas, que funciona como fator de desassoreamento, erosão de acumulações sedimentares prévias e de transferência rápida de partículas sedimentares para a planície abissal. Em alguns casos, foi possível identificar elementos, como conchas de moluscos de ambientes litorais ou de plataforma, que permitem deduzir transporte rápido por centenas de quilômetros.

Os cânions submarinos são muito sensíveis às variações do nível do mar. Em períodos de baixo nível, a carga sedimentar carregada para o sistema é maior, devido à maior extensão da bacia hidrográfica e à dissecação da plataforma, em fase de exposição subaérea. Por outro lado, alguns dos fatores indutores de movimentações de massa, como grandes temporais, atuam com maior eficiência. Conseqüentemente, os baixos níveis marinhos são períodos de intensa modelação. Nos estados de alto nível, a carga sedimentar que chega aos cânions é menor, as movimentações de massa são menos freqüentes e, conseqüentemente, a intensidade das transferências sedimentares, através dos cânions, para as planícies abissais e a intensidade da modelação das incisões, são menores (Dias, op. cit.).

Devido à comum inclinação dos taludes continentais, ambientes preferenciais de ocorrência desses cânions, estes tendem a sofrer forte influência da gravidade e são conseqüentemente locais mais favoráveis a sofrerem deslizamentos. Grande parte das ocorrências destes deslizamentos está associada a uma estrutura incisiva no talude, por apresentar maior área de contato dos sedimentos com os fatores causadores e, devido a deslizamentos antigos, maior inclinação nas paredes do cânion.

## 2.2. ORIGEM E PROCESSOS DE DISTRIBUIÇÃO DOS SEDIMENTOS NOS FUNDOS OCEÂNICOS

### 2.2.1. Origem e distribuição de sedimentos

Segundo Teixeira *et. al.*, 2000, a origem e a distribuição dos sedimentos dos fundos oceânicos se dão a partir de diferentes causas, descritas abaixo.

#### 2.2.1.1. Tectônica

A tectônica global é grande responsável pela movimentação e distribuição de massas continentais e, portanto, das bacias oceânicas. Ao longo do tempo geológico a circulação oceânica foi diferente da atual, levando ao desenvolvimento de processos oceanográficos e de deposição de sedimentos bastante diversos dos atuais, conforme a situação temporal da bacia oceânica. Além disso, os processos de formação e subducção de placas levaram ao desenvolvimento de grandes unidades de relevo oceânico, tais como dorsais oceânicas e as margens continentais. A orientação e forma dessas grandes unidades de relevo controlam a circulação oceânica, que é uma das principais responsáveis pelos processos deposicionais em oceano aberto, como é o caso da bacia em estudo.

A tectônica salífera e a reativação de falhas em uma bacia controlam a fisiografia desta, influenciando os padrões de transporte e deposição dos sistemas turbidíticos. A geração de domos de sal contribuem para a criação de compartimentos de sedimentação e áreas inclinadas sujeitas ao deslizamento de massa. Falhamentos lístricos e normais influenciam a movimentação de blocos, que podem gerar fluxos de movimentação de sedimentos na superfície oceânica. Durante a avaliação dos resultados da presente monografia, estas

estruturas tectônicas serão melhor detalhadas com exemplos de dados sísmicos indicando a ocorrência destas feições.

#### 2.2.1.2 Circulação oceânica

A circulação de águas oceânicas é um importante mecanismo de controle e distribuição dos fluxos de partículas sedimentares que recobrem os fundos marinhos atuais. Esta circulação é determinada pela interação entre os processos atmosféricos e climáticos, disposição das massas continentais e o movimento de rotação da Terra.

Diferentes mecanismos físicos podem originar estas correntes: ondas de superfície e internas, marés, correntes geostróficas e termohalinas, tempestades que ocorrem nas profundezas por desequilíbrio de salinidade ou pressão, e ressurgência ou mergulho de águas frias (Pickering *et al.*, 1986; Viana *et al.*, 1998).

#### 2.2.1.3. Mudanças climáticas e variações do nível do mar

Mudanças climáticas ocorrem como conseqüência de acontecimentos astronômicos, atmosféricos e tectônicos. Estas mudanças deixam registros de períodos glaciais e interglaciais, e tem reflexo marcante, não apenas no volume de água armazenada nas bacias oceânicas, mas também em grandes modificações nos sistemas de circulação oceânica.

Devido a estas grandes mudanças, ocorrem periodicamente variações no nível do mar, contribuindo para a maior exposição da superfície, e conseqüente erosão, durante períodos mais frios. Em períodos em que o planeta apresenta temperaturas médias mais altas, o nível do mar aumenta, causando afogamento dos depósitos sedimentares de margem costeira.

Essa seqüente alteração no registro sedimentar das regiões afetadas é a grande responsável pela presente morfologia do relevo marinho, e principalmente pela geração das incisões.

O estudo dos sistemas modernos mostra uma associação direta entre os depósitos turbidíticos e os sistemas fluviais vigentes. Em alguns casos, o vale inciso que conecta o rio ao cânion submarino tem sido mapeado, assegurando a perfeita continuidade física de todos os elementos. Há inclusive evidências de que alguns sistemas ativos (Holoceno – últimos 10.000 anos) são os mesmos do passado, sendo constatada a ocorrência de um empilhamento vertical dos canais distributários do sistema deposicional turbidítico ao longo do tempo geológico – do Cretáceo ao Recente.

Estudos realizados no local apontam que a principal ocorrência de depósitos turbidíticos, causados por fluxo gravitacional de massa em regiões de cânions submarinos, são relacionados a trato de mar baixo. D'Ávila *et al.*, (2008) apresentam estudos de depósitos turbidíticos Oligo-Mioceno na bacia, controlados basicamente por cânions encaixados em lineamento de direção NW no talude continental. Estes cânions, localizados no talude continental, conduziam sedimentos da plataforma para águas profundas. Estes depósitos também eram controlados por falhas lítricas NE que durante a deposição atuaram como quebra de gradiente, permitindo a desaceleração dos fluxos. Observou-se que as principais épocas de suprimento sedimentar para os sistemas turbidíticos foram fases de queda relativa do nível do mar. D'Ávila também cita o Cânion Almirante Câmara com depósitos turbidíticos que se depositaram no último nível de mar baixo, associado ao período glacial de 18.000 anos atrás. A seqüência sedimentar ocorrida durante esse período apresenta diversas feições deposicionais relacionadas a fluxos gravitacionais, destacando-se fluxos de massa e fluxos de detritos, considerados depósitos caóticos. Estas seqüências sedimentares ocorridas na base de taludes continentais, associados à instabilidade de taludes submarinos, são comumente associadas à épocas em que os vales incisivos estão na parte emersa do continente.

## **2.2.2. Processos hidrodinâmicos de transporte de sedimentos em ambiente marinho**

### **2.2.2.1. Fluxos gravitacionais de sedimentos**

São correntes direcionais que carregam sedimentos gradiente abaixo, originadas pela instabilidade entre a inclinação e a rugosidade da superfície do seu leito com esforços cisalhantes. Conforme Middleton & Hampton (1976), fluxos gravitacionais de sedimentos podem ser subdivididos em quatro tipos: fluxo de detritos, correntes de turbidez, fluxo fluidizado e fluxo de grãos.

Estes fluxos podem estar encadeados em uma seqüência continua de processos, iniciando como um fluxo de detritos, passando a fluxo de grãos, corrente de turbidez de alta densidade chegando à corrente de turbidez de baixa densidade. Essa transformação ocorreria gradiente abaixo à medida que o fluxo perdesse coerência e ganhasse fluidez, devido à entrada de água no sistema (Lowe, 1982). Uma melhor descrição desta classificação é dada na figura 5.

Classificação de Fluxos Gravitacionais de Sedimentos <i>Classification of Sediment Gravity Flows</i>		
Comportamento Dinâmico <i>Dynamic Behavior</i>	Mecanismo de Suporte de Sedimento <i>Sediment Support Mechanism</i>	Tipo de Fluxo <i>Flow Type</i>
Fluido <i>Fluid</i>	Turbulência <i>Turbulence</i>	Correntes de Turbidez <i>Turbidity currents</i>
	Movimento Ascendente de um fluxo de fluido <i>Upward fluid flow</i>	Fluxos liquefeitos e ou fluidizados <i>Liquefied and fluidized flows</i>
Transicional <i>Transitional</i>	Transicional <i>Transitional</i>	"Slurry Flows" <i>Slurry Flows</i>
Plástico <i>Plastic</i>	Colisão entre grãos (Fricção) <i>Friccional grain collision</i>	Fluxo de detritos (Friccional) <i>Friccional Debris Flows</i>
	Coesão entre grãos (argilas) <i>Cohesion between grains (Clays)</i>	

Figura 5: Comportamento reológico e mecanismo de suporte para diversos tipos de fluxos gravitacionais de sedimentos (Fonte: Teixeira *et al.*, 2000).

#### 2.2.2.2. Fluxos gravitacionais de massa

São frentes de movimentação de massa gradiente abaixo, provocando ressedimentação, que estão frequentemente associados a fluxos de detritos (Galloway e Hbdy, 1983). Caracterizam-se por guardarem resquícios da organização interna do protólito.

Geram depósitos predominantemente de duas formas: depósitos de deslizamento, *slide*, e de escorregamento, *slump*. Depósitos de deslizamento possuem menor deformação interna comparado com os depósitos de escorregamento.

Ocorrem basicamente quando as forças de tração, dadas pela gravidade atuando na declividade do terreno, superam as forças de resistências, principalmente as forças de atrito. A principal força de tração que causa movimentos gravitacionais de massas é a força de cisalhamento e quando esta supera o atrito, ocorre o movimento (Montgomery, 1994).

As figuras 6 e 7 demonstram processos de fluxos gravitacionais de massa e de sedimentos, apresentando a forma com que estes materiais se comportam durante a movimentação.

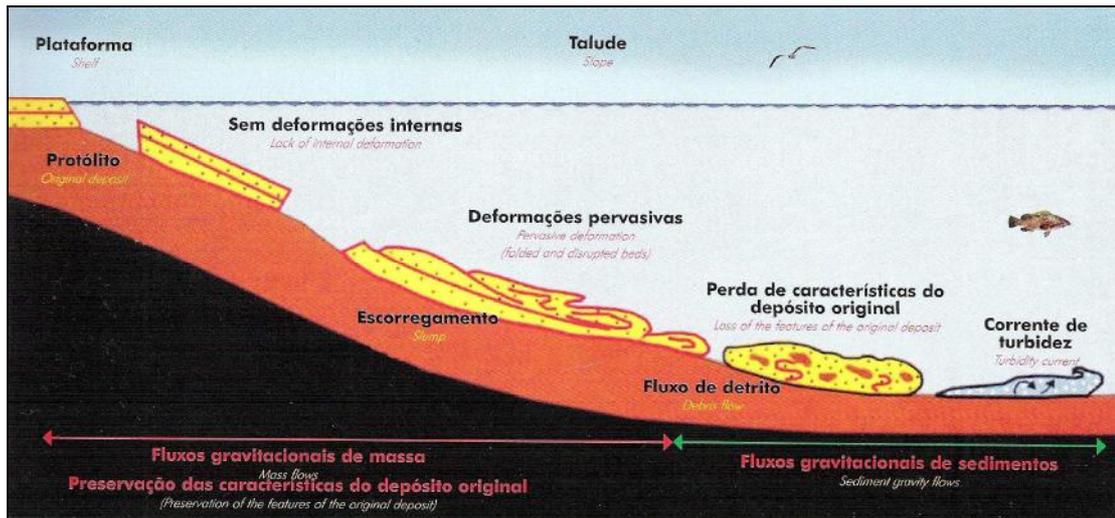


Figura 6: Principais características dos depósitos gerados por fluxos gravitacionais de massa (deslizamentos e escorregamentos) em comparação com os produzidos por fluxos gravitacionais de sedimentos (Fonte: D'Avila *et al.*, 2008).

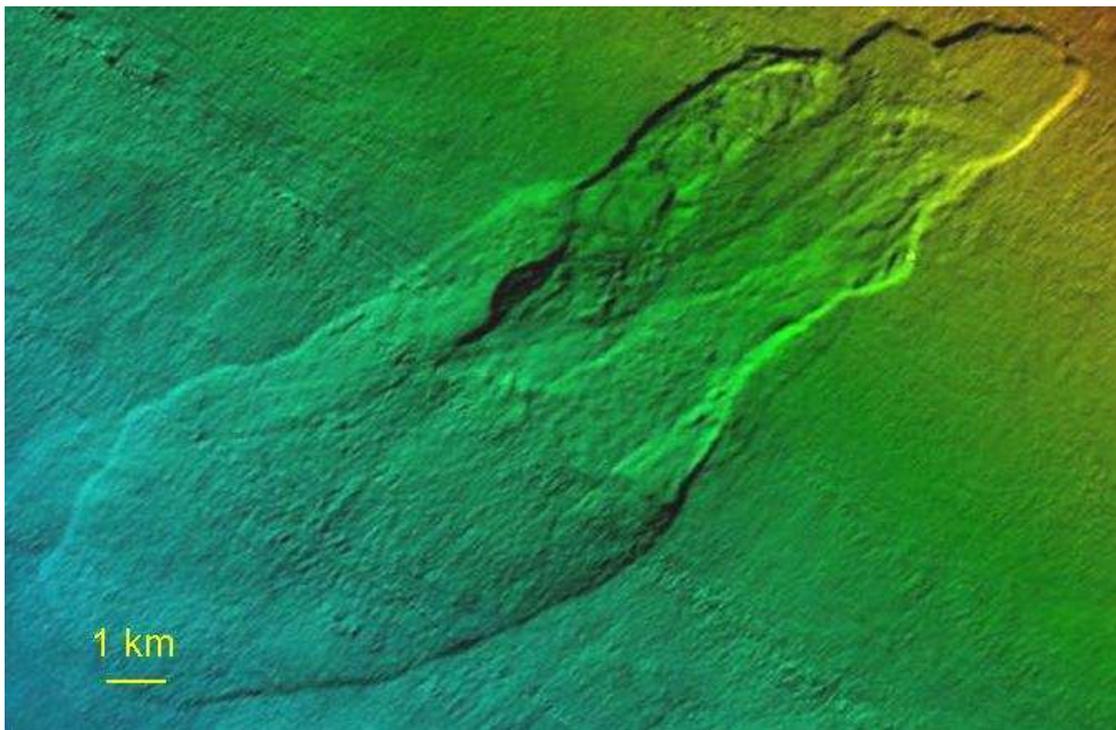


Figura 7: Modelo digital de deslizamento de massa indicando instabilidade no talude continental. Ao observar-se a escala, compreende-se a amplitude do movimento, que gerou movimentação de grande volume de sedimento superficial (Fonte: Canals, 2010)

### 2.2.2.3 Corrente de fundo

Movimentação de massa de água junto ao fundo de uma bacia, que não tenha sido originado por um fluxo gravitacional de sedimentos. Correntes profundas podem ser geradas pela diferença de salinidade e de temperatura da água do mar.

Parte das correntes de fundo segue um mecanismo físico que as faz acompanhar as margens continentais seguindo faixas de profundidade que contornam a topografia submarina. As massas de água dos oceanos se movem permanentemente. Esse movimento desempenha papel fundamental no transporte de sedimentos continentais para as áreas mais profundas do oceano.

## 2.3. ESTABILIDADE X INSTABILIDADE DO TALUDE CONTINENTAL

A instabilidade de talude ocorre conforme o desequilíbrio entre o material depositado e a inclinação do terreno com um ângulo superior ao limite, gerando escorregamento deste material. Para a ocorrência deste evento, diversos fatores estão envolvidos, como: ângulo de inclinação do talude, tensões atuantes, resistência do material ao cisalhamento e características dos sedimentos.

Segundo Dyminski (2004), um talude pode ser considerado como potencialmente instável a partir do momento em que as tensões cisalhantes originárias de esforços instabilizadores sejam ou possam vir a ser maior que as resistências ao cisalhamento do material disponíveis em uma zona que permita definir uma região potencial de deslizamento.

Assim sendo, fatores que tendam a aumentar ou introduzir tensões cisalhantes, ou fatores que tendam a diminuir a resistência ao cisalhamento do corpo sedimentar, constituem causas potenciais de instabilização de taludes.

O aumento destas tensões cisalhantes pode ser a partir de erosão do fundo marinho, efeitos de sobrecarga de estruturas de engenharia, tensões decorrentes de vibrações ou de escorregamentos adjacentes, perda de resistência ou ruptura de materiais e pressões de água em fraturas, falhas e demais feições.

Quando esta instabilidade é atingida ocorre movimentação de massa por quedas, tombamentos, escorregamentos ou deslizamentos e escoamento. O tipo de movimentação do material depende da velocidade, profundidade, tipo de material e geometria da encosta. As figuras 8 e 9 esquematizam o processo de movimento de massa no talude continental causado por instabilidade.

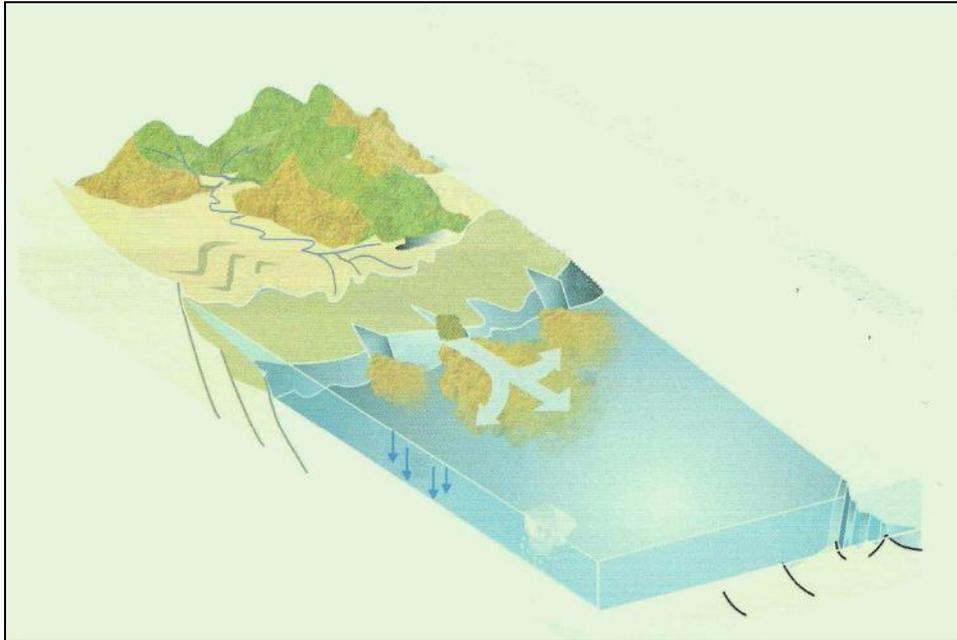


Figura 8: Desenho ilustrativo de movimentação de massa causada por instabilidade no talude. (Fonte: Modificado de Teixeira *et al.*, 2000)

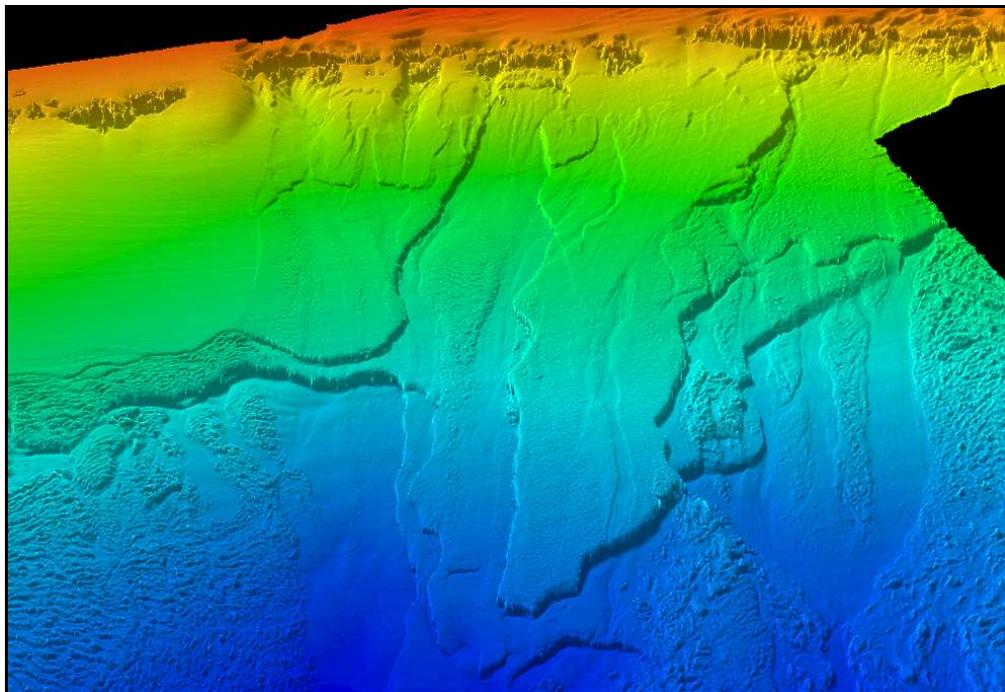


Figura 9: Modelagem de morfologia submarina. Percebe-se a deposição de camadas sedimentares resultantes de movimentação de massa causada por instabilidade de talude. (Fonte: Canals, 2010)

## 2.4. MÉTODOS DE AVALIAÇÃO DE INSTABILIDADE DE TALUDES

Para a realização de uma avaliação de instabilidade de talude, diversos parâmetros geotécnicos precisam ser analisados, como: geometria do talude, inclinação, geomorfologia do relevo, resistência ao cisalhamento do material, tensões atuantes, análise sedimentar do material, condições de fluxo, tectônica local e mecanismos de ruptura pré-existentes.

Dyminski (2004) define dois modos de avaliação técnica de análise de instabilidade de taludes: Análise probabilística e análise determinística. A análise probabilística leva em conta as funções de densidade de probabilidade das variáveis suscetíveis a um deslizamento e do risco de ruptura, e é essencial para a confecção de mapas de potencial de ruptura, mapa de risco de ruptura e mapas de ocupação e aproveitamento de solos. A análise determinística é uma avaliação mais quantitativa em função do Coeficiente de Segurança (F) que se dá pela fórmula (Paganelli *et al.*, 2003):

$$F = \frac{\text{forças resistentes}}{\text{forças atuantes}} = \frac{\text{resistência ao cisalhamento do material}}{\text{tensão de cisalhamento requerida para o equilíbrio}}$$

Este pode ser calculado a partir de diferentes variáveis, como tensões de resistência de cisalhamento e forças resistentes ou atuantes. Para o equilíbrio do talude, recomenda-se um Coeficiente de Segurança igual a 1,5 (Paganelli *op. cit.*). Este modelo envolve métodos de análise do equilíbrio limite e da relação tensão-deformação.

Análises de instabilidade de taludes submarinos são pouco exploradas na literatura, sendo a maior parte das referências em relação a talude seco. Por se tratar de um talude submarino, o caso em estudo envolve fatores mais complexos, necessitando dados sedimentológicos, fatores de poro-pressão, pressão hidrostática, liquefação do sedimento e medidas precisas da morfometria das incisões para cálculos determinísticos. Por este motivo, a avaliação realizada nestes casos é mais superficial, levando-se em conta o grau de inclinação do talude, a altura da parede de incisões ocorridas por deslizamentos antigos, extensão e largura destas incisões e uma análise superficial dos tipos de sedimentos ocorridos no local. Para o auxílio nesta avaliação é possível observar estruturas de antigos deslizamentos, que podem indicar um local de maior instabilidade do talude.

Para auxiliar neste tipo de trabalho, pode-se adotar estudos geotécnicos sobre a instabilidade do talude continental, por exemplo o método de “Equilíbrio limite”, por meio da

qual, condições de equilíbrio de forças e/ou momentos foram examinados com base estática. Esta análise requer informações sobre a resistência do material, mas não do seu comportamento tensão-deformação. O Método os Elementos Finitos – MEF também pode ser empregado para a análise da estabilidade de taludes. Este exige a definição do comportamento das tensões em função das deformações, e até mesmo da história das deformações em materiais que apresentam plasticidade (Zienkiewickz *et al.*, 1977).

### 3. DIAGNÓSTICO AMBIENTAL DA ÁREA

#### 3.1. DIAGNÓSTICO REGIONAL

##### 3.1.1. Geologia Regional

A Bacia de Campos é uma bacia sedimentar brasileira de aproximadamente 100.000 km<sup>2</sup> situada na costa norte do estado do Rio de Janeiro, limitada ao norte com a Bacia do Espírito Santo pelo Alto de Vitória, entre o paralelo 21° S e o paralelo 23° S e ao sul com a Bacia de Santos pelo Alto de Cabo Frio, como demonstra a figura 10.



Figura 10: Seção estrutural simplificada demonstrando os limites estruturais da Bacia de Campos. (Fonte: Alterado de Asmus e Guazelli, 1981).

A Bacia de Campos representa importante fonte exploratória de hidrocarbonetos no Brasil, apresentando 35 blocos exploratórios e 59 campos de produção/desenvolvimento, conforme apresentado na figura 11.

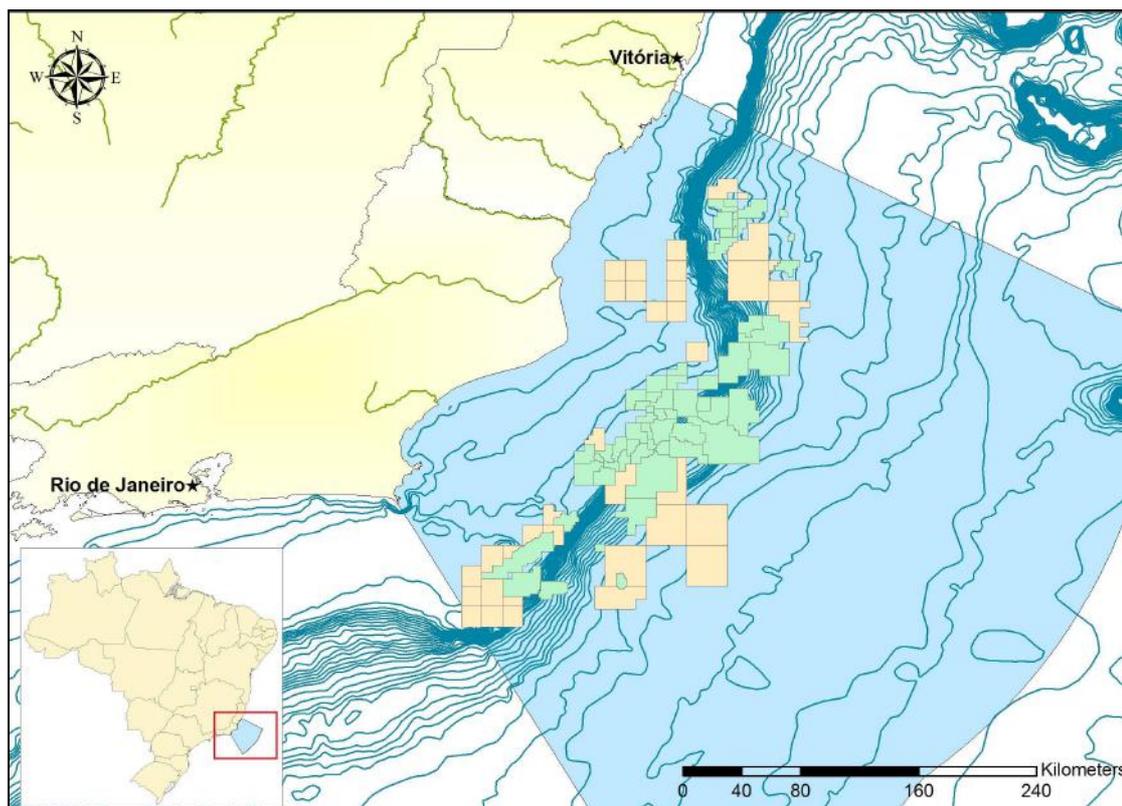


Figura 11: Mapa de localização da Bacia de Campos com blocos exploratórios em cor bege e campos de produção em cor verde.

Para acompanharmos a evolução tectônica da Bacia de Campos, observa-se na imagem a seguir a carta estratigráfica da referida bacia. As descrições das formações, assim como seus componentes litológicos, foram baseadas em Boletins de Geociências da PETROBRAS (Figueiredo *et al.*, 1994 & Winter, *et al.*, 2007) e são demonstradas pela Carta Estratigráfica da Bacia de Campos atualizada (figura 12).



A Bacia de Campos é uma bacia de margem passiva, gerada a partir do rifteamento do Gondwana, iniciado no Jurássico e desenvolvida no Cretáceo, dando origem aos continentes Sul-Americano e Africano. A partir dessa gênese, a Bacia de Campos tem a seguinte evolução, desde sua origem até à deposição dos sedimentos atuais:

### 3.1.1.1. Contexto Geotectônico de Formação da Margem Sudeste Brasileira

A evolução da margem continental brasileira, e conseqüentemente a formação das bacias de margem continental, se insere no processo de tectônica de placas que formou o Atlântico Sul, iniciado no Jurássico. O movimento divergente de placas, acionado pela ascensão de uma fonte mantélica de calor, culminou com a fraturamento e ruptura do continente Gondwana, separando a América do Sul e a África no Cretáceo (Figura 12).

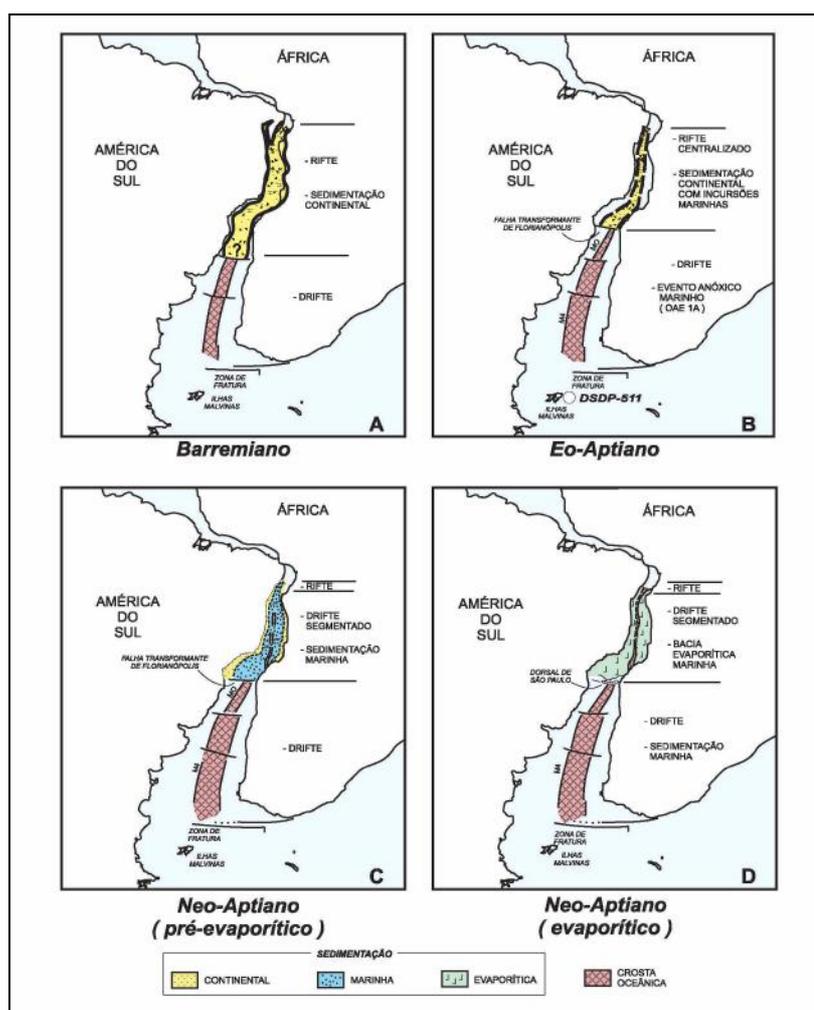


Figura 13: Esquema temporal indicando o rifteamento ocorrido entre os continentes Sul-Americano e Africano e a típica deposição sedimentar. (Fonte: Bizzi *et al.*, 2003)

Inúmeros estudos apontam que esse processo obedece a uma configuração litosférica pré-existente a qual estabeleceria a localização das feições que se sucedem como fraturas, falhas e condutos magmáticos. A evolução da Bacia de Campos ocorreu por cima de um embasamento Pré-Cambriano, formado por gnaisses, associados aos aflorantes no Estado do Rio de Janeiro (Figueiredo *et al.*, 1994).

As condições pré-rifte, de soerguimento termal, viriam a condicionar toda a evolução tectônica posterior dessa área (Figura 13), onde o mesmo tectonismo responsável pela sua formação também teria influenciando a implementação do arcabouço estrutural das bacias marginais.

É indiscutível o controle exercido pela composição e a fábrica estrutural do embasamento pré-cambriano sobre a origem e a evolução das bacias marginais.

A partir desse rifteamento dois grupos de seqüências deposicionais podem ser reconhecidos no preenchimento da Bacia de Campos: um relacionado à tafrogenia continental inicial e outro moldado em condições oceânicas crescentes.

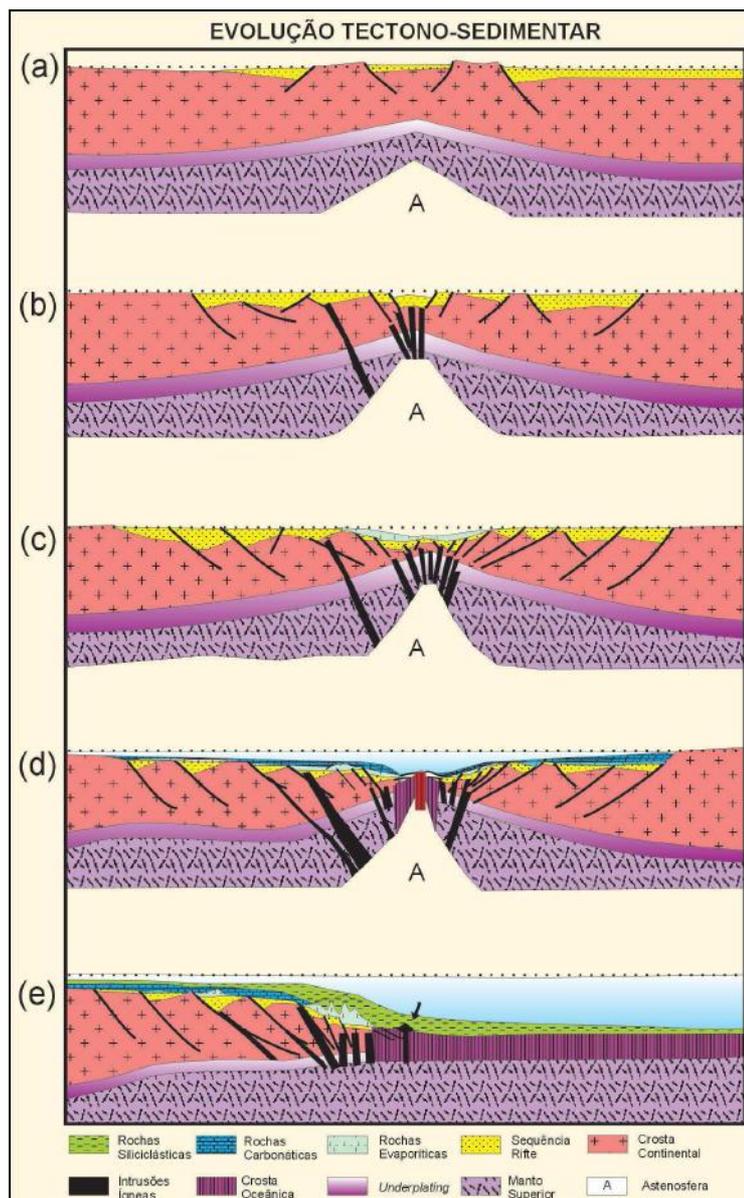


Figura 14: Evolução tectono-sedimentar de rifteamento continental evoluindo para uma margem continental passiva. (Fonte: Bizzi *et al.*, 2003)

### 3.1.1.2. Arcabouço Estrutural

As bacias sedimentares da Margem Continental Brasileira têm sua origem relacionada, como dito anteriormente, a abertura do Atlântico Sul, num processo distensional. A Bacia de Campos, como não poderia deixar de ser, também tem sua formação relacionada a este processo.

Podemos reconhecer na Margem Continental Brasileira, segundo Asmus e Guazelli (1981), três grupos de estruturas: falhas normais, charneiras ou flexuras e estruturas transversais (Zonas de Fratura e Lineamentos).

A situação estrutural é típica de Margem Continental Atlântica ou Passiva, predominando, na área continental, lineamentos de direção NE-SW, embora ocorram estruturas E-W associadas a Lineamentos e Zonas de Fratura Oceânicas, como nas proximidades de Vitória (ES), onde se relacionam à Cadeia Vitória – Trindade.

A área oceânica da Bacia de Campos apresenta a predominância de falhas normais. Nota-se a direção preferencial da estruturação seguindo o padrão geral de NE-SW, com poucos falhamentos de direção NW-SE e N-S. O rejeito dos falhamentos normais pode, segundo Dias *et al.* (1990), chegar a 4000m na falha de borda da bacia. As falhas podem ser sintéticas ou antitéticas, determinando estruturação em forma de meio gráben, que é a estruturação mais comum da Margem Continental Brasileira (Dias *et al.*, op. cit.).

Grande estruturação típica de halocinese também é característica da Bacia de Campos, onde podem ocorrer inúmeros domos de sal responsáveis pelo compartimento geomorfológico e consequente deposição de sedimentos recentes nestas estruturas. A figura 14 representa uma seção geosísmica mostrando as seqüências estratigráficas e os compartimentos tectônicos de rifteamento e de halocinese.

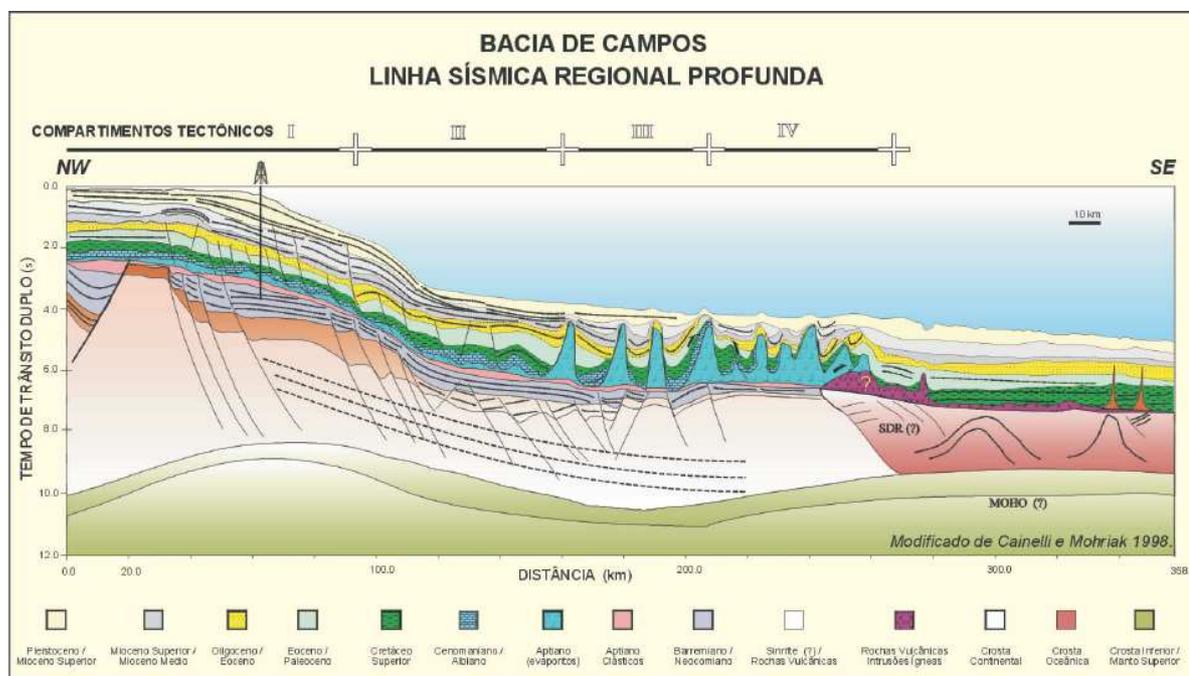


Figura 15: Seção sísmica na Bacia de Campos, mostrando seqüências estratigráficas sinrifte e pós-rifte e compartimentos tectônicos associados à halocinese. A seção demonstra a grande influência tectônica na região, com grande número de falhamentos normais na fase rift e de falhamentos lístricos na seção pós rift indicando a acomodação da camada de sal na bacia. (Fonte: Bizzi *et al.*, 2003)

### 3.1.1.3. Embasamento

O embasamento cristalino da Bacia de Campos pode ser definido por dois tipos litológicos diferentes: gnaisses Pré-Cambrianos representando a crosta continental e basaltos cretáceos formando a crosta oceânica. Essa diferença litológica pode ser observada em contrastes de anomalias gravimétricas, como apresentado na figura 15.

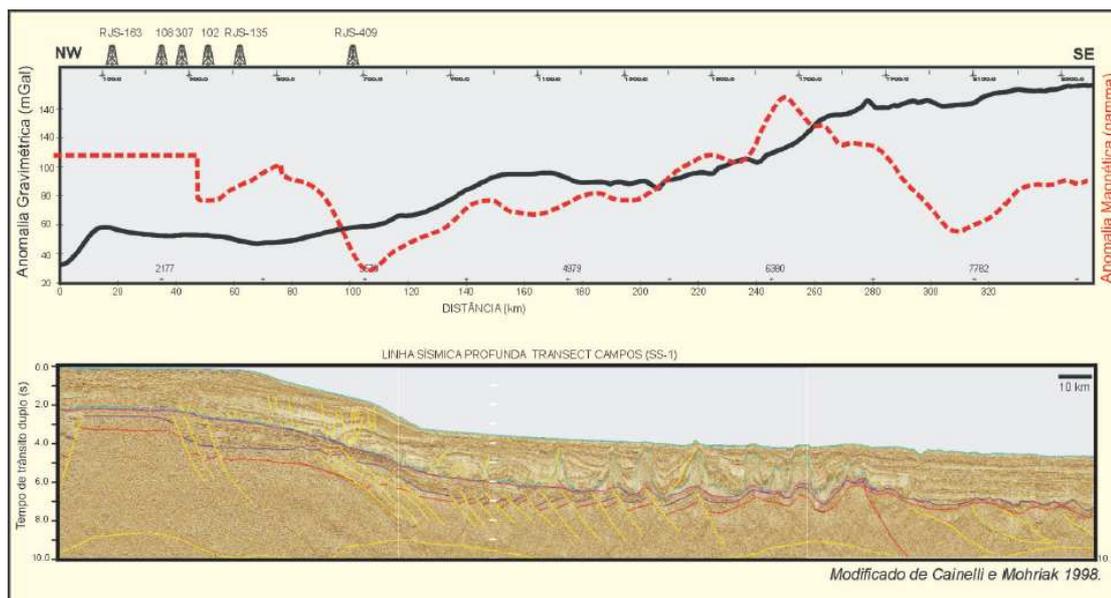


Figura 16: Seção sísmica na Bacia de Campos, mostrando seqüências estratigráficas sinrifte e pós-rifte e ocorrência de anomalias gravimétricas e magnéticas próximo do limite crustal. A anomalia gravimétrica, em preto, indica a transferência da crosta continental à NW para uma mistura de crostas no meio até atingir um alto gravimétrico característico de lavas basálticas da crosta oceânica. (Fonte: Bizzi, 2003).

O embasamento representado pela crosta continental da Bacia de Campos é caracterizado por gnaisses de idade pré-cambriana associados às rochas aflorante no continente. Segundo a descrição que acompanha o Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro (Fonseca *et al.*, 1998), estado no qual se localiza a maior parte da bacia objeto deste estudo, a composição geral é de rochas metamórficas dos Complexos Juiz de Fora, Paraíba do Sul, São Fidélis, Região dos Lagos, Unidades Italva e Búzios, Gnaisses do Raposo, além de rochas magmáticas do Complexo Bandado de Itabapoana, Plutônicas Brasilianas a Pré-Brasilianas, Básicas e Ultrabásicas do Norte Fluminense, outros corpos sin-tectônicos e Pré-Cambriano indiferenciado. Somam-se a estes, Corpos Magmáticos de idade mais recente que o Paleoproterozóico/ Neoproterozóico.

O embasamento representado pela crosta oceânica é definido pelos basaltos da Formação Cabiúnas, depositado nos andares Rio da Serra e Aratu inferior (Hauteriviano), que cobrem discordantemente o embasamento pré-Cambriano, derivados do magmatismo resultante da ascensão da pluma mantélica responsável pelo rifteamento.

#### 3.1.1.4. Superseqüência Rifte

A superseqüência rifte da Bacia de Campos inicia-se durante a ruptura, a partir dos primeiros eventos tectônicos ligados a tafrogênese de Gondwana. A partir desses movimentos no embasamento Pré-Cambriano as primeiras unidades da bacia se formaram.

**Formação Cabiúnas** - O início da fase rift deu-se por deposição de basaltos da Formação Cabiúnas, durante o início do Cretáceo (Hauteriviano), que constitui o assoalho de todo o preenchimento sedimentar da Bacia de Campos. A Formação Cabiúnas se caracteriza por basalto amigdaloidal, organizado em derrames e níveis de piroclastos interestratificados com conglomerados polimíticos cinza-esverdeados, derivados da ação da tectônica no embasamento gnáissico durante o rifteamento. Datações radiométricas utilizando o método K-Ar indicaram idades entre 122 (+/- 5) e 134 (+/- 4) M.a. (Mizusaki, 1989).

**Formação Itabapoana** – A formação Itabapoana é representada por conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos avermelhados, proximais de borda de bacia e de borda de falha, derivados da tectônica atuante durante a fase de rifteamento de Gondwana. Esta se encontra em discordância com o topo dos basaltos da Formação Cabiúnas. A formação Itabapoana comumente aparece em regiões proximais da bacia, podendo ocorrer interdigitada com outras formações desde o Barremiano, em suas primeiras aparições intercalado com as Formações Atafona e Coqueiros, até o fim do Aptiano, interdigitado com as Formações Gargau e Macabu.

**Formação Atafona** – A formação Atafona é representada principalmente por arenitos, siltitos e folhelhos depositados em ambiente quimicamente diferenciado alcalino, caracterizado pela deposição de minerais de talco e estevensita. Aparece interdigitada com a Formação Itabapoana durante o Barremiano.

**Formação Coqueiros** – Representada por intercalações de camadas de folhelhos e carbonatos lacustres compostos predominantemente por moluscos bivalves, depositados em ambiente de alta energia. Estes depósitos de conchas chegam a formar espessas camadas

porosas, acima de 100m, denominadas barras de coquinas, consideradas rochas com grande potencial reservatório.

#### 3.1.1.5. Supersequencia Pós-Rifte

Corresponde à seção sedimentar disposta discordantemente sobre a sequência de rochas de origem lacustre. Essa supersequência possui em sua base rochas argilosas, ricas em sílica, alumínio e ferro, além de estratos originados pelo retrabalhamento das coquinas. Predominam conglomerados e arenitos nas porções proximais com típico padrão progradacional, enquanto a porção superior exhibe padrão retrogradacional, caracterizando uma subida eustática. A base do sistema exhibe maiores variações de espessura, reflexo da rugosidade do relevo herdado do substrato exposto à erosão. A formação Itabapoana continua sendo presente nas porções mais proximais da bacia, interdigitando-se com outras duas formações: Gargaú e Macabu, as três sotopostas a sequência evaporítica da formação Retiro.

**Formação Gargaú** – Depositada durante o Aptiano médio à superior, esta formação caracteriza-se predominantemente pela presença de rochas pelíticas, como folhelhos, siltitos e margas, intercalados com arenitos e calcilitos que gradam distalmente para os carbonatos da Formação Macabu.

**Formação Macabu** – A formação Macabu está representada por sedimentos carbonáticos depositados em ambiente árido e raso, com raros estratos arenosos de mesmo ambiente, sendo sugeridos como dunas eólicas, e folhelhos. Esta se apresenta interdigitada lateralmente com a formação Gargaú, sendo representativa da região mais distal da bacia, depositada em mesma idade, Aptiano médio à superior.

**Formação Retiro** – Está limitada na base por uma discordância com a sequência sedimentar transicional descrita acima. É representada por uma sequência evaporítica de idade Aptiana superior. Comumente remobiliza-se causando estruturas (falhas lítricas, diápiros) de caráter de tectônica local, conhecida como halocinese, responsável por moldar o assoalho marinho e criar caminhos preferenciais para a deposição de outros sedimentos mais recentes. Representativo desta sequência evaporítica estão presentes os minerais: anidrita, halita, carnalita e silvinita.

### 3.1.1.6. Supersequência Drifte

A supersequência drifte compreende os sedimentos marinhos depositados sob um regime de subsidência térmica associada a tectonismo gravitacional. Vai a partir do Albiano inferior até o Recente. A partir da evolução da fase rift para um ambiente de margem passiva, durante o Eo-albiano, o modelo deposicional da bacia muda, conforme seu ambiente. Aspectos sedimentológicos mudam de uma deposição continental pretérita, passando por deposição evaporítica com as primeiras evidências de águas marinhas e assumem cada vez mais um ambiente marinho aberto. A bacia passa a receber os primeiros sedimentos essencialmente marinhos. Inicia-se pelo Grupo Macaé, quando se instalou a plataforma carbonática que deu origem aos calcarenitos e dolomitos da Formação Quissamã. Essas rochas associam-se lateralmente à parte inferior dos clásticos grossos da Formação Goitacás. Os carbonatos de baixa energia da Formação Outeiro mais a parte superior dos clásticos Goitacás e a aparição de margas da Formação Imbetiba refletem condições marinhas mais profundas, em consequência de uma subida do nível relativo do mar. Inclusas nestas formações, ocorrem lentes de arenitos da Formação Namorado. A partir de então, forma-se o Grupo Campos, com a deposição de sedimentos mais profundos correspondentes à parte mais inferior da Formação Ubatuba (Membro Tamoios) composta por folhelhos baciais turonianos a campanianos e truncada por uma discordância regional. A partir do Maastrichiano instalou-se concomitantemente um sistema de leques costeiros (plataforma-talude-bacia) que deu origem aos clásticos e carbonatos Emborê e à parte superior dos pelitos Ubatuba (Membro Geribá) e turbiditos Carapebus. É importante destacar uma zona condensada oligocênica, correspondente a uma superfície de inundação máxima traduzida em um conspicuo leito de calcilutito conhecido como Marco Azul. A partir do Mioceno, surgem na área mais distal da bacia, arenitos costeiros da Formação Barreiras.

**Formação Goitacás** – É limitada na base pela seção evaporítica da Formação Retiro e se estende durante todo o Grupo Macaé, até o Cenomaniano. Corresponde aos conglomerados polimíticos e arenitos proximais, ocorrendo intercalado com as Formações Quissamã, Outeiro e Imbetiba, mais distais na bacia.

**Formação Quissamã** – Caracterizada predominantemente por sedimentos carbonáticos depositados em ambiente de energia alta a moderada, representada por bancos de calcarenitos com porosidades variáveis. Na porção proximal centro e sul da bacia ocorrem pacotes de dolomito conhecido como Membro Búzios.

**Formação Outeiro** – Corresponde aos calcilutitos com biota plantônica, principalmente foraminíferos, sedimentada devido à uma progressiva subida do nível relativo do mar, que resultou no afogamento da plataforma rasa.

**Formação Imbetiba** – Delimitada ao topo por uma discordância com o Grupo Campos, a formação Imbetiba é constituída basicamente por margas cenomanianas, bioturbadas, com foraminíferos bentônicos e planctônicos.

**Formação Namorado** – A formação Namorado é descrita como pacotes de arenitos que ocorrem intercalados aos sedimentos pelíticos-carbonosos das formações anteriores. São originados por fluxos hiperpicnais, que representam importantes reservatórios arenosos que ocorrem encaixados em baixos deposicionais gerados e controlados pela tectônica salífera.

**Formação Ubatuba** – Seção basal do Grupo Campos. Neste contexto, a bacia, cada vez mais afogada, é preenchida basicamente por sedimentos progressivamente mais profundos e finos, de ambiente marinho, batial e abissal. Composta basicamente de folhelhos e argilitos de cor cinza-esverdeada, homogêneos e afossilíferos, é representativa da porção mais distal do grupo. A formação Ubatuba é subdividida em dois membros: Tamoios (Turoniano ao Maastrichiano), de litificação mais pronunciada e Geribá (Paleoceno ao Holoceno).

**Formação Emborê** – Representativa da porção mais proximal, corresponde a arenitos e carbonatos impuros sobrepostos e lateralmente interdigitados com os pelitos Ubatuba. Dividido em Membro São Tomé, clásticos grossos vermelhos que ocorrem ao longo da borda oeste da bacia; Membro Siri, calcarenito bioclástico e Membro Grussaí, calcarenito bioclástico e detrial. As rochas desta formação foram depositadas em leques costeiros e plataforma carbonática a partir do Cretáceo até o Holoceno.

**Formação Carapebus** – Caracterizada por arenito fino a conglomerático, em camadas intercaladas com os pelitos da Formação Ubatuba. São depósitos turbidíticos em ambientes de talude que ocorrem do Turoniano ao Holoceno. São grandes responsáveis pela alta produção de óleo na bacia

### 3.1.2. Geomorfologia Regional

O litoral brasileiro é dividido em compartimentos de acordo com os condicionamentos geológico/geomorfológicos (lineamentos estruturais e orientação da linha de costa) e oceanográficos (clima de ondas, transporte litorâneo e amplitude de maré).

Zembruski (1979), dividiu a Margem Continental Brasileira em três grandes regiões. Essas regiões são denominadas Norte, Nordeste-Leste e Sul. A região Norte abrange a Margem Continental entre Cabo Orange (AP) até a Baía de São Marcos (MA), sendo constituída de Plataforma, Talude e Sopé bem desenvolvida, e pelo cone do Amazonas. Predominaram os processos de deposição e erosão na modelagem do relevo.

A região Nordeste-Leste, entre a baía de São Marcos (MA) e o Cabo de São Tomé (RJ), distingue-se pela complexidade do relevo derivado de atividades vulcânicas e tectônicas intensas. A topografia é acidentada, com presença de terraços, platôs e feições salientes de nítido controle estrutural. São abundantes os montes submarinos que, isolados ou em grupos (alinhados ou não), ocupam Sopé e Talude Continentais.

A região Sul, localiza-se entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o extremo sul do país, constitui-se a mais ampla, caracterizada pela monotonia do relevo na Plataforma, Talude, Sopé continental e no Platô de São Paulo. Sua principal condicionante de relevo é a sedimentação, que suaviza os contrastes de declividade entre as províncias fisiográficas. A geomorfologia da margem continental brasileira é ilustrada pela figura 17.



Figura 17: Compartimentação geomorfológica da margem continental brasileira e dos fundos oceânicos adjacentes. (Fonte: Teixeira *et al.*, 2000)

### 3.1.3. Clima de Ondas

Trabalhos desenvolvidos na bacia de Campos definem o clima de ondas da região como predominantemente de tempo bom, com variações no quadrante nordeste e ocorrências de ondulações de tempestade (*swell*) provenientes de Anticiclones do Atlântico Sul (AAS) associadas aos sistemas frontais e frentes frias polares com direção leste-sudeste (Silva, 2009).

A altura predominante das ondas significativas  $H_s$  na região ocorre na classe de 1,0 a 2,0 m em 40% das observações efetuadas. A segunda classe de 2,0 a 3,0 m representa 20 a 28%. A classe 0,0 a 1,0 m ocupa a terceira posição com 15 a 26%. Verificou-se que o quadrante sul é responsável pelo maior percentual de ondas de 2,0 a 3,0 m. Para ondas menores de 1,0 m, a situação se inverte, sendo a direção nordeste aquela cujo percentual de ondas é maior, seguido pelas direções leste, sudeste e sul. As ondas mais altas neste trecho da costa brasileira são do quadrante sul e são caracterizadas por ressacas ocasionais, com altura na arrebentação inferior a 3,0 m (Silva, 2009).

Nessa região, o período médio das ondas é de 5 a 8 s. Períodos acima de 10 s representam estado de mar caracterizado por ondulações de tempestade (*swell*) não muito freqüente no litoral fluminense. Registros de períodos provenientes de ondas de nordeste são de 5 a 6 s com 30% das medições. Ondas de leste apresentam períodos de 6 a 7 s em 27%. Ondas de sudeste apresentam períodos mais freqüentes no intervalo de 6 a 7 s com 30%. A direção sul apresenta classes de períodos com maior percentual de ocorrência de 6 a 8 s correspondendo 27%. O regime de maré caracteriza-se como do tipo assimétrico e semi-diurno com amplitude de aproximadamente 1,0 m (Silva, 2009).

## 3.2. DIAGNÓSTICO LOCAL

### 3.2.1. Geologia Local

A geologia local, assim como a prevista regionalmente, é composta por seqüências sedimentares mais antigas, sotopostas a uma camada de sedimentos marinhos mais recentes, pouco consolidados. Conforme Demore e Corrêa (2005) estes sedimentos ocorrem predominantemente em granulometria arenosa e argilosa, sendo esta última composta basicamente por caolinita e esmectita. Por vezes a ocorrência de cascalho também é verificada.

Essas massas de sedimentos pouco consolidadas a inconsolidadas, compostas predominantemente por areia e lama, são carreadas da plataforma costeira em direção ao talude continental por fluxos de massa subaquosos. Muitas vezes, instabilidades do fundo do talude geram depósitos turbidíficos que são carreados até o sopé continental pelos cânions alimentadores.

Através dos dados obtidos por testemunhagem a pistão, pode-se dizer que o talude continental brasileiro é composto majoritariamente ou totalmente por lama, depositada na forma de lençóis (*drapes*), pelas correntes de contorno (Souza Cruz, 1995). As areias e os diamictitos lamosos são as principais fácies encontradas nas regiões proximais de água ultraprofunda (lâminas d'água entre 2.000 e 2.500 m), na região que bordeja o talude continental brasileiro, resultante dos deslizamentos anteriormente ocorridos no local.

A cobertura sedimentar das Margens Continentais e Zonas Costeiras estão intimamente ligadas às variações do nível do mar, e na Bacia de Campos observa-se essa sedimentação bem definida. Apesar da influência das regressões e transgressões marinhas ocorrerem desde o Mioceno, as mais importantes, em termos de sedimentação superficial, foi a regressão ocorrida no Pleistoceno Superior e a subsequente transgressão Holocênica, conforme representado na figura 18.

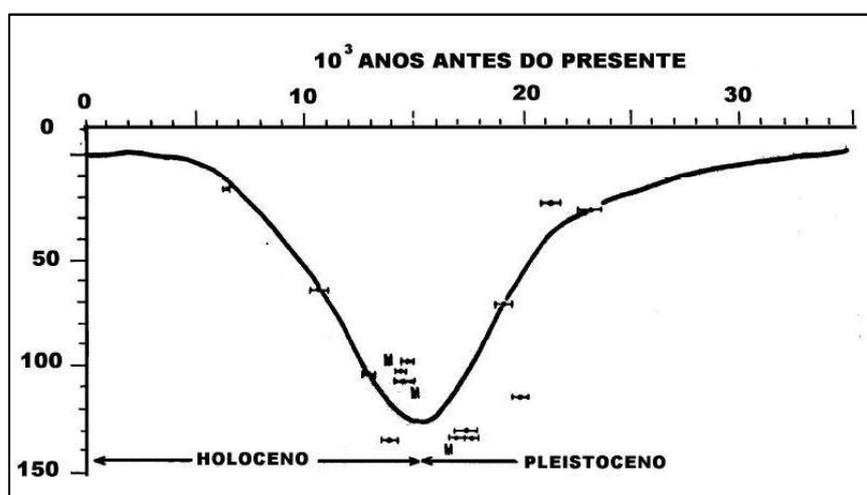


Figura 18: Variação do nível do mar entre o Pleistoceno Superior e o Holoceno. (Fonte: Alterada de Kowsmann e Costa, 1979).

O rebaixamento do nível relativo do mar durante o Pleistoceno foi superior a 100m, gerando avanço da linha de costa sobre a plataforma até as proximidades do talude; aumento na taxa de sedimentação no talude e alteração no padrão de circulação (Kowsmann e Costa, 1979).

O contexto acima favoreceu a chegada de sedimentos terrígenos no talude. Este “input” de sedimentos mais grossos (areias) de origem terrígena, numa área de gradiente elevado, favoreceu a ocorrência de grandes movimentações de massa que carrearam esses sedimentos para a porção inferior do Talude e Sopé Continental.

A posterior elevação do nível do mar, ocorrida no Holoceno, deslocou novamente a linha de costa, forçando o retrabalhamento dos sedimentos continentais depositados onde atualmente temos a Plataforma Continental. O afogamento das principais fontes de sedimento terrígeno restringiu sua deposição aos estuários e plataforma interna.

De forma geral, conforme descrito por Kowsmann e Costa (*op. cit.*), predominam areias terrígenas, retrabalhadas desde o Holoceno, na plataforma interna e média, destacando-se ao largo de Cabo Frio (RJ) a presença de lama fluvial holocênica não retrabalhada e areias fluviais retrabalhadas desde o Holoceno, respectivamente na plataforma interna e média, além de uma pequena fácies de lama de plataforma isolada.

Ao norte do Cabo Frio (RJ) é bem mais frequente a ocorrência de minerais pesados e de areias angulosas. Próximo à desembocadura do Rio Paraíba do Sul, em sua região deltaica, há a predominância de areia fluvial, com origem provável na paleodrenagem deste rio (Kowsmann e Costa, *op. cit.*).

Os sedimentos carbonáticos entre Cabo Frio (RJ) e Vitória (ES), retrabalhados desde o Holoceno, desenvolvem-se na Plataforma externa, com teores de CaCO<sub>3</sub> superiores a 95% (Kowsmann e Costa, *op. cit.*). Estes sedimentos são constituídos, predominantemente, por areias de recifes algais e, em certas áreas da Plataforma Média, já numa transição para areias terrígenas, ocorrem moluscos e mistura destes com areia de briozoários.

### **3.2.2. Geomorfologia Local**

A porção marinha da Margem Continental Brasileira entre Cabo Frio e Vitória tem perfil típico de margem passiva: plataforma continental, talude continental, sopé continental, planície abissal e margem oceânica.

A Bacia de Campos, localizada entre Vitória (ES) e Cabo Frio (RJ), tem sua porção à norte do Cabo de São Tomé (RJ) pertencente a região geomorfológica Nordeste-Leste brasileira, enquanto que a sul deste cabo pertence à região Sul. Com base na descrição de Zemruski (1979) e na observação do mapa fisiográfico da margem continental Sul do Brasil (Figura 19), que para efeito de superposição com o mapa da margem Nordeste-Leste tem seu

limite se estendendo até acima do Rio Doce, observa-se as províncias da plataforma continental, talude continental e sopé continental na Bacia de Campos.

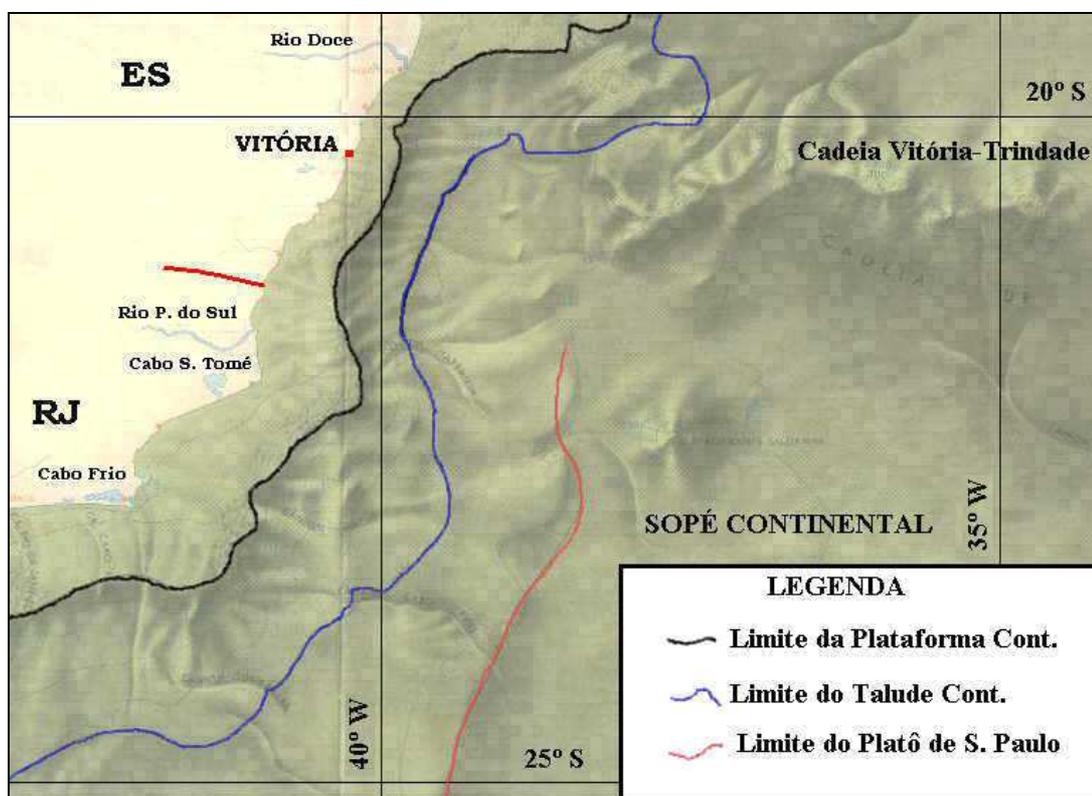


Figura 19: Trecho do Mapa Fisiográfico da Margem Continental Brasileira entre Cabo Frio, no estado do Rio de Janeiro, e Rio Doce, no estado do Espírito Santo (Fonte: Adaptado de Zembruscki e Costa, 1979).

**Plataforma Continental** - Entre Vitória (ES) e proximidades do Cabo de São Tomé (RJ) a plataforma é estreita, com a quebra situando-se entre 60 metros e 80 metros do trecho do Rio Doce à Vitória, passando a 100 m próximo de Guarapari e recuando à 40m na divisa ES/RJ. A partir daí a largura aumenta (até 120 km à frente Macaé) e a profundidade de quebra passa a situar-se entre 80 e 100/120 m.

**Talude Continental** - É mais estreito e mais íngreme entre a desembocadura do Rio Doce e a divisa entre o RJ e o ES. A partir daí alarga, tornando-se amplo, com o relevo e a baixa inclinação revelando a predominância dos processos deposicionais. Na base do Talude (2900m) desde a divisa do RJ/ES tem-se a presença Platô de São Paulo com a borda externa a 3300m na região. A superfície deste Platô é de cerca de 114.000 Km<sup>2</sup> e seus flancos tem declividade mais suaves nessa região (Zembruscki e Costa, 1979).

**Sopé Continental** – De acordo com descrição de Zembruscki e Costa (*op. cit.*) o sopé é bem definido na área da Bacia de Campos à norte do Platô de São Paulo, iniciando em

torno de 3200 a 3300 m na borda do platô, sendo amplo (largura entre 300 e 400 km) próximo a Cabo Frio, o que reflete a importância da sedimentação ocorrida na Margem Continental.

Como característica importante deste talude, encontram-se diversas incisões, mais conhecidas como cânions, geradas por diferentes processos atuantes descritos mais à frente. A ocorrência de deslizamentos nestes cânions amplia sua fisiografia, aumentando ainda mais sua instabilidade gerando mais à frente novos deslizamentos. O talude continental da Bacia de Campos apresenta também diversas cicatrizes de deslizamentos antigos, exemplificando o fenômeno comumente ocorrido. A figura 20 demonstra com boa qualidade estas feições incisivas.

Na Bacia de Campos ocorrem dois grupos de cânions, de importante fisiografia: à NE, contendo os cânions Almirante Câmara, Tabajara, Grussaí, Itapemirim e São Tomé, este último também identificado em outras literaturas como sendo pertencente a um terceiro grupo central, e outro grupo a SE, contendo os cânions Goitacá, Tupinambá, Termiminó, Tamoio e Tupiniquim.

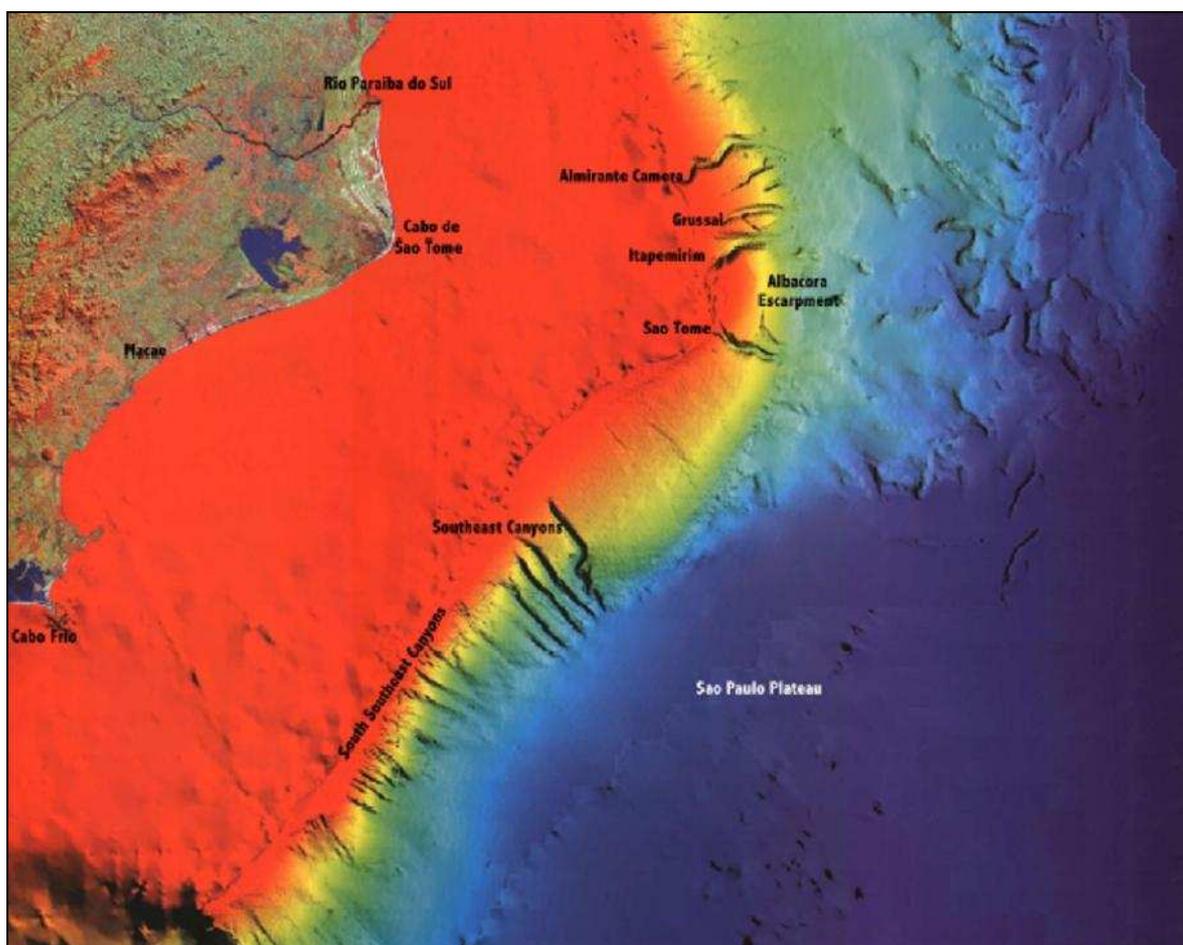


Figura 20: Imagem da fisiografia da margem continental em estudo.

### 3.2.3. Geotecnia submarina

Análise de cartas batimétricas, modelos digitais de elevação e interpretação de dados sísmicos é de fundamental importância para definição de áreas de risco geológico-geotécnico em fundos oceânicos. O assunto é de grande relevância, pois sabe-se que estas investigações são necessárias para realização de amostragens e ensaios, visando à definição de parâmetros para localização de poços de petróleo, gás e implantação de oleodutos. Para tanto, faz-se necessário um diagnóstico geral das condições geotécnicas do assoalho oceânico local, visto as tendências de movimentação de fluxo sedimentar impostas por incisões morfológicas (Castro – comunicação verbal).

Em condições naturais a maior parte do assoalho oceânico da Bacia de Campos é considerada estável observada pela sua baixa declividade. A mais notável exceção fica ao longo das paredes de cânions submarinos situados desde a plataforma até o talude continental, este último de forma mais expressiva devido à sua fisiografia, onde pode haver áreas de maior instabilidade.

De forma geral, em contraste com a plataforma continental, as condições do sedimento em regiões de talude são muito complexas. Apresentam escarpas íngremes, topografia irregular, falhas ativas, hidratos de gás, erosão do assoalho submarino e consolidação variável do sedimento que, na maioria dos casos levam à instabilidade do fundo submarino (Esteves, 1996).

Esteves (*op. cit.*) realizou um estudo dos movimentos de massa na região da Bacia de Campos com base em dados geológicos, geofísicos, geotécnicos, sedimentológicos e oceanográficos. Com isso, observou-se que o fundo marinho acusa a presença de escarpas íngremes, cicatrizes e gradiente elevado esculpido por movimentos de massa que geraram compressão e deformação nos sedimentos do talude superior, deposição de sedimentos com padrão acústico caótico no talude médio e de blocos deslizados no talude inferior. Observou-se também que as flutuações do nível do mar foram fundamentais à movimentação de massa da região, tanto pela migração do aporte sedimentar quanto das massas d'água. Atualmente, com o nível do mar elevado, o talude recebe muito pouco ou nenhum sedimento terrígeno, ocorrendo o retrabalhamento dos sedimentos pelas correntes de fundo.

O talude atual da bacia de Campos é caracterizado por exibir uma morfologia convexa (Brehme, 1984) devido ao acúmulo de sedimentos inconsolidados, tornando-se vulnerável a mobilização episódica de massas.

Gorini *et al.* (1998) indicam na região do talude continental da Bacia de Campos áreas de instabilidade de fundo marinho pelo movimento do solo (*creep*), queda e fluxo de detritos, corrente de turbidez, intenso fluxo de areias da plataforma continental, falhas de crescimento, além de cânions com declives acentuados. Todas estas características representam riscos submarinos que podem comprometer quaisquer estruturas de engenharia *offshore*.

Para um estudo geotécnico mais complexo de instabilidade de taludes, a literatura recomenda uma avaliação detalhada de todos os fatores correspondentes à ocorrência de movimentos de massa em uma incisão. Para isto, medição morfométrica do cânion, análise sedimentar dos depósitos superficiais, avaliação de cartas batimétricas e modelos digitais de elevação, interpretação sísmica do arcabouço estrutural e por fim, a geração de um modelo digital de instabilidade de taludes por *softwares* específicos.

A figura 21 foi utilizada para a análise da geotecnia submarina e realização do estudo.

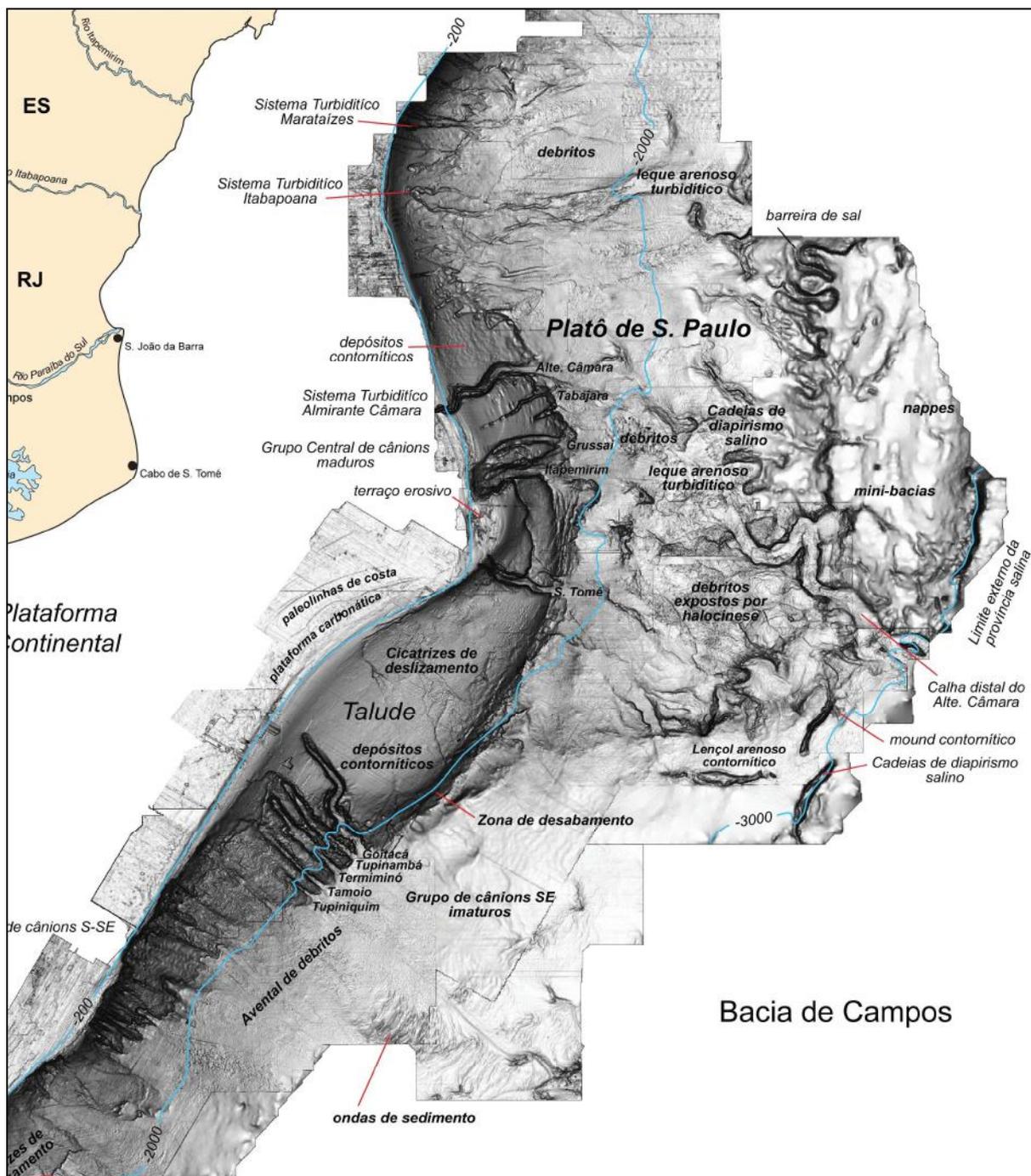


Figura 21: Localização dos cânions e incisões submarinas estudadas. (Fonte: Schreiner *et al.*, 2008)

Na região de estudo foram identificada 10 (dez) incisões erosivas e 1 (uma) cicatriz de deslizamento. As incisões caracterizam-se por feições alongadas ao longo da plataforma continental interna e do talude continental, apresentando declividades, em geral, muito acentuadas e paredes irregulares. Essas condições sobre sedimentos predominantemente arenosos propiciam em geral condições de instabilidade geotécnica.

## 4. MATERIAL E MÉTODOS

O presente estudo envolveu análise de modelo digital de elevação, interpretação de dados sísmicos, análise de dados geomorfológicos de cada incisão e confecção de mapas de áreas de risco. Os procedimentos adotados em relação à interpretação do tema envolveram consultas bibliográficas sobre geologia e geomorfologia locais, o clima de ondas e as variáveis de transporte, deposição de sedimentação local e a avaliação de estabilidade de taludes. Outros cânions, indicados na imagem anterior como cânions sudeste-sul, foram deixados de fora da presente monografia pela falta de dados sísmicos e citações em outros estudos.

### 4.1. CONSULTAS BIBLIOGRÁFICAS

Para um melhor conhecimento sobre o assunto foram consultados trabalhos de monografias, teses e artigos publicados em periódicos nacionais e internacionais. Além destes, foram utilizados livros de apoio e a carta estratigráfica da Bacia de Campos, produzida pela PETROBRAS em 2007, alterada de cartas estratigráficas antigas, atualizada conforme nova classificação de Grupos, Formações e Membros.

Para auxiliar na presente monografia foram avaliados outros trabalhos sobre a presença de cânions submarinos na região da Bacia de Campos e a avaliação da estabilidade destes.

A consulta a esses trabalhos teve como objetivo fundamentar o caráter técnico-científico desse trabalho, visando subsidiar não só as bases conceituais como as metodológicas sobre diversos estudos de estabilidade de taludes em outras regiões.

### 4.2. ANÁLISE DE MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO

Foram analisados modelos digitais de elevação de escala 1:1.700.000, visando a geomorfologia regional da bacia e modelos digitais de escala 1:200.000 para melhor detalhamento das incisões, ambos retirados da mesma imagem, com diferente *zoom*. Através da análise da geomorfologia regional foram determinadas as áreas específicas de estudo e, partir destas, as regiões a serem procuradas as linhas sísmicas.

O modelo digital de elevação, já demonstrada na figura 21, foi retirado de um trabalho publicado pela PETROBRAS (Schreiner *et al.*, 2008) confeccionado a partir de um

mosaico de batimetria convertido em modelo digital de fundo oceânico.

### 4.3. INTERPRETAÇÃO DE DADOS SÍSMICOS

A utilização de linhas sísmicas representa um fator importante na interpretação geológica-geomorfológica local. Através destas é possível identificar cicatrizes de deslizamento, paleocânions e depósitos resultantes destas feições geomorfológicas (Figura 22).

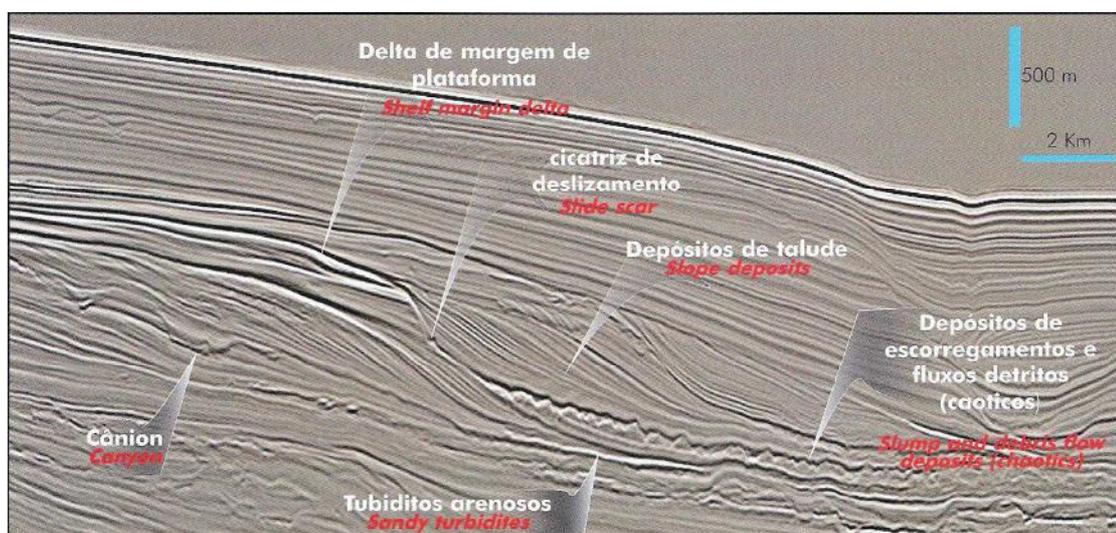


Figura 22: Seção sísmica da margem continental brasileira ilustrando depósitos de fluxos gravitacionais formados na região de talude-bacia. (Fonte: D'Avila *et al.*, 2008)

Para a realização da interpretação sísmica da região foram utilizadas 8 (oito) linhas sísmicas *pós-stack* 2D, sendo estas 6 (seis) em sentido aproximadamente perpendicular à quebra do talude e 2 (duas) em sentido ortogonal à direção dos cânions. Estas linhas foram carregadas e interpretadas através dos *softwares* GeoGraphix Discovery e SeisVision.

Utilizando estas linhas foi possível identificar e medir feições morfométricas dos cânions para avaliação do risco geológico, assim como registros de antigas estruturas de deslizamento que podem auxiliar na compreensão do tema em estudo.

Para a medição da altura da parede do cânion foi necessário usar o modelo de velocidade sísmica do projeto realizado automaticamente através do *software* utilizado. Foram tiradas medidas de profundidade do topo e da base de cada incisão. Para melhor exatidão nos valores medidos foi realizada uma comparação de resultados através do cálculo de profundidade pela fórmula:

$$V = s / t$$

└── tempo sísmico (s)  
 └── profundidade (m)  
 └── velocidade da onda sísmica na água (m/s)

Conhecendo-se a velocidade da onda sísmica na água (1450 m/s) e obtendo-se os valores de tempo, visualizado no canto esquerdo de cada imagem sísmica e convertendo-os de mili-segundos (ms) para segundos (s), é possível calcular com precisão a profundidade que se encontra o topo e a base de cada incisão de acordo com o determinado tempo sísmico na qual estes se encontram.

Estas linhas são de projetos sísmicos diferentes, todas de levantamento sísmico 2D *pós-stack*, de caráter regional, adquiridas pela PETROBRAS na década de 80 no início da campanha de exploração de hidrocarbonetos na bacia. Após a criação da Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Combustíveis (ANP) todas as linhas que já se encontravam no período público de titularidade foram disponibilizadas para compra pela agência.

As linhas sísmicas utilizadas no presente trabalho foram cordialmente cedidas pela empresa Sonangol Starfish, servido somente como imagem de auxílio e demonstração das estruturas ocorridas na região. Para isto foi acordado o comprometimento de não divulgação do nome dos projetos sísmicos, assim como o nome do segmento, nem sua exata localização.

#### 4.4. AVALIAÇÃO DAS INCISÕES

Através da avaliação das incisões em modelo digital de elevação (MDE) e melhor detalhamento na fase de interpretação sísmica foi possível avaliar e diagnosticar cada incisão, gerando uma avaliação de risco geológico para cada cânion.

Com o modelo digital de elevação, apresentado na figura 21, georreferenciado através do *software* ArcGIS versão 9.3.1 foi possível definir as coordenadas geográficas dos cânions e medir a largura e a extensão de cada incisão analisada, conforme a figura 23.

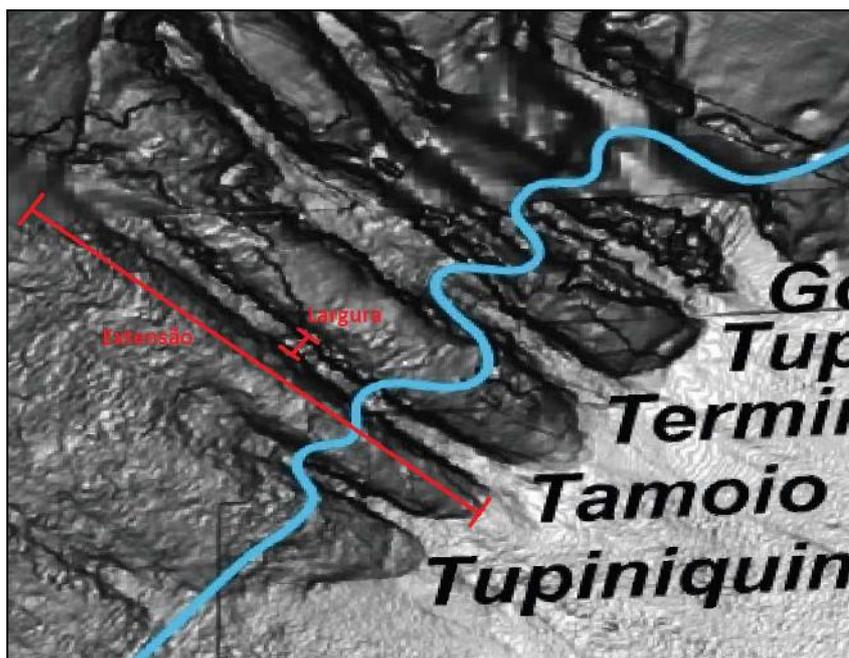


Figura 23: Detalhe de um cânion submarino com direções de largura e extensão indicadas.

A altura do topo e da base do cânion foram retiradas através do georreferenciamento da mesma figura em conjunto com um arquivo *shapefile* de curvas batimétricas através do mesmo *software* citado acima. O cálculo de inclinação do cânion foi obtido através da fórmula:

$$I = \tan D$$

└ tangente da declividade  
└ grau de inclinação

$$D = Dv / Dh$$

└ distância horizontal  
└ distância vertical  
└ declividade

Com as linhas sísmicas foi possível identificar estes cânions submarinos atuais, medir a altura das paredes destas incisões e avaliar o gradiente de inclinação local, além de verificar sua instabilidade geotécnica, através de visualizações e interpretações de antigas estruturas de deslizamento.

#### 4.5. CONFECÇÃO DE MAPAS DE ÁREAS DE RISCO

Na literatura não existe um padrão para a análise de áreas de risco. Diferentes técnicas são utilizadas, dependendo da necessidade do grau de avaliação de risco geotécnico da região. Para a presente monografia foi gerado um mapa de risco geológico-geotécnico apontando os cânions mais susceptíveis à instabilidade do talude continental. Esse mapa foi gerado de acordo com o resultado das avaliações realizadas nas etapas anteriores, através do *software* ArcGIS versão 9.3.1 com o posterior auxílio do *software* CorelDRAW X4.

## 5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Seguindo os procedimentos metodológicos avaliou-se cada feição geológica-geomorfológica a luz de dados sísmicos e batimétricos. Realizou-se uma avaliação geotécnica das condições de estabilidade com base nos resultados que se seguem.

### 5.1. DADOS SÍSMICOS

Foram obtidas 8 (oito) linhas sísmicas *pós-stack* 2D referentes a 4 (quatro) feições, sendo 3 (três) cânions: Itapemirim, Goitacá e Tamoio e 1 (uma) cicatriz de deslizamento no segmento centro-sudoeste. Desses 8 (oito) dados sísmicos 6 (seis) linhas foram obtidas em sentido paralelo à ocorrência dos cânions. Para tanto, interpretou-se possíveis paleoestruturas de deslizamento conforme morfologia atual dos cânions. As outras 2 (duas) linhas foram obtidas em sentido ortogonal à ocorrência dos cânions com o objetivo de visualizar a largura e medição da altura das paredes. De posse dessas informações foi possível individualizar cada cânion estudado e cicatriz de deslizamento.

#### 5.1.1. Cânion Itapemirim:

O cânion Itapemirim localiza-se na porção norte do talude continental entre as coordenadas: latitude 21°56'32"S e longitude 39°47'41"W. A figura 24 mostra a linha sísmica "A" que passa no início desse cânion. Essa incisão apresenta um relevo relativamente acentuado mergulhando talude adentro pouco destacando o início do cânion. Os refletores sísmicos mostraram-se desordenados não indicando seqüências de movimentação de massa. Verificou-se baixo índice de deslizamentos ou fluxos gravitacionais recentes. Em subsuperfície as estruturas apresentam-se plano-paralelas com mergulho no sentido SE, concordando com a orientação da Bacia de Campos.

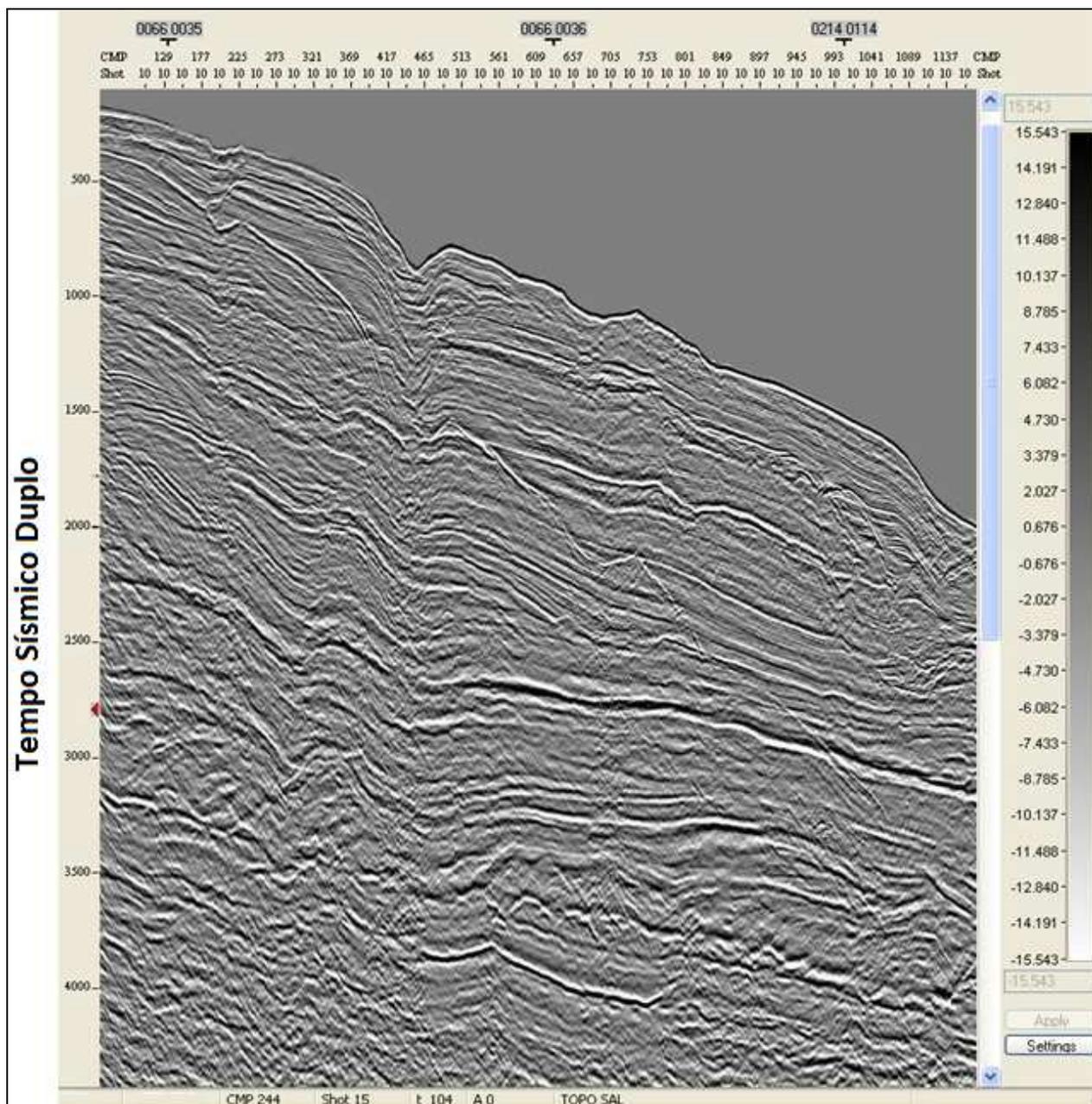


Figura 24: Linha sísmica “A” referente ao começo do cânion Itapemirim Apresenta refletores sísmicos contínuos até a superfície onde começa a apresentar refletores conturbados indicando recente movimentação de massa.

A linha sísmica “Y”, representada pela figura 25, encontra-se em sentido ortogonal ao cânion Itapemirim. A partir desta aferiu-se a altura da parede desta incisão indicando um cânion de aproximadamente 650 m de profundidade.

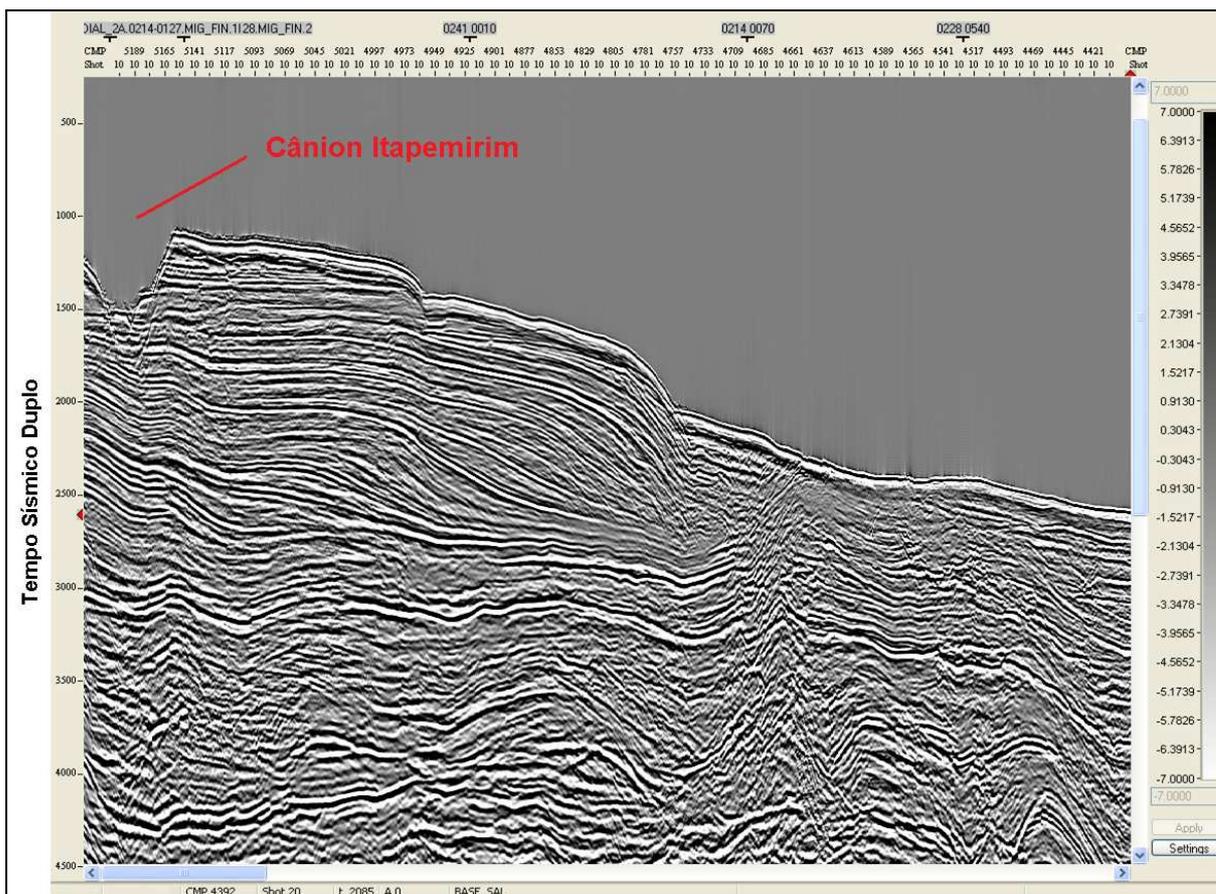


Figura 25: Linha sísmica “Y” ortogonal ao cânion Itapemirim. Através desta linha sísmica foi possível calcular uma profundidade aproximada de 650m do cânion.

### 5.1.2. Cânion Goitacá:

O cânion Goitacá localiza-se no segmento sudeste do talude continental da Bacia de Campos, entre as coordenadas geográficas: latitude  $22^{\circ}44'56''S$  e longitude  $40^{\circ}18'52''W$ . A linha sísmica “B”, figura 26, e a linha sísmica “C”, figura 27, indicam uma superfície ligeiramente inclinada, com quebra da plataforma relativamente abrupta. Observa-se na base do talude uma pequena fração de refletores desordenados, indicando movimento turbidítico de sedimentos. Esta ocorrência indica uma possível frente de deslizamento causado pela instabilidade na declividade do talude.

Ao longo de toda esta seção sísmica apresentam-se estruturas plano-paralelas controladas levemente por falhamentos normais e lístricos, estes últimos chegando até a camada do sal, sendo causadas a partir do tectonismo salífero ocorrido na região.

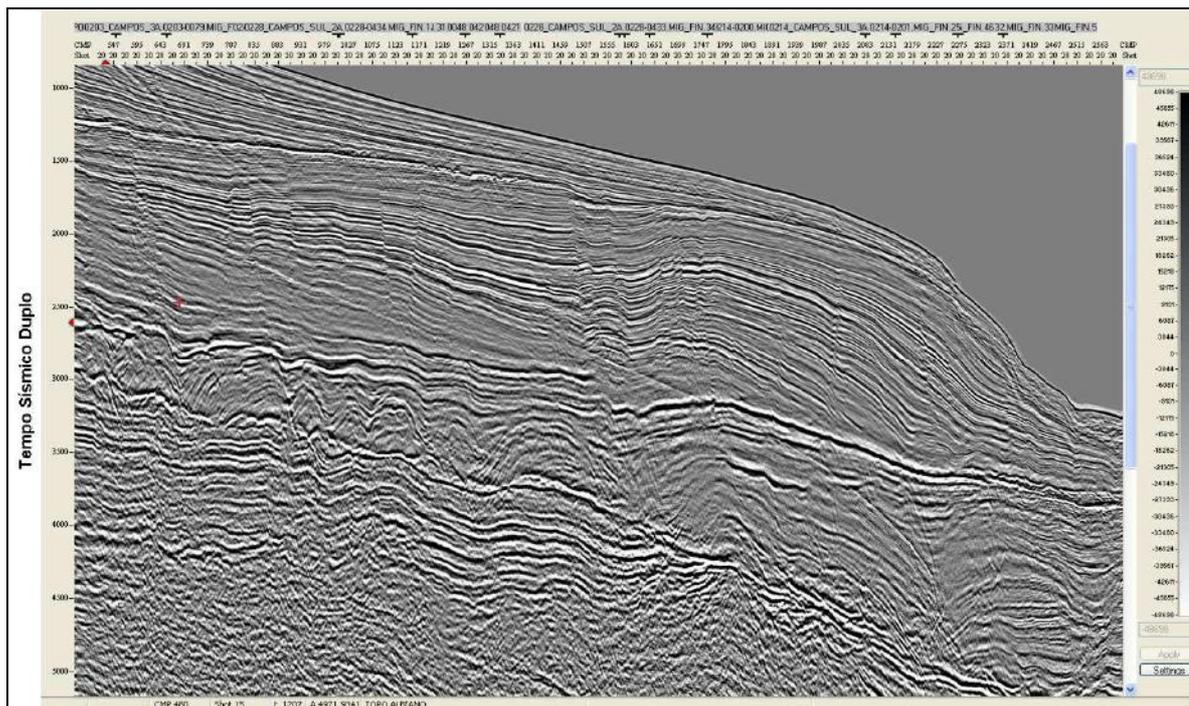


Figura 26: Linha sísmica “B” referente à quebra inicial do cânion Goitacá. Indica quebra acentuada da plataforma para o talude, apresentando refletos sísmicos com padrão turbulento na base, indicativo de movimento de massa.

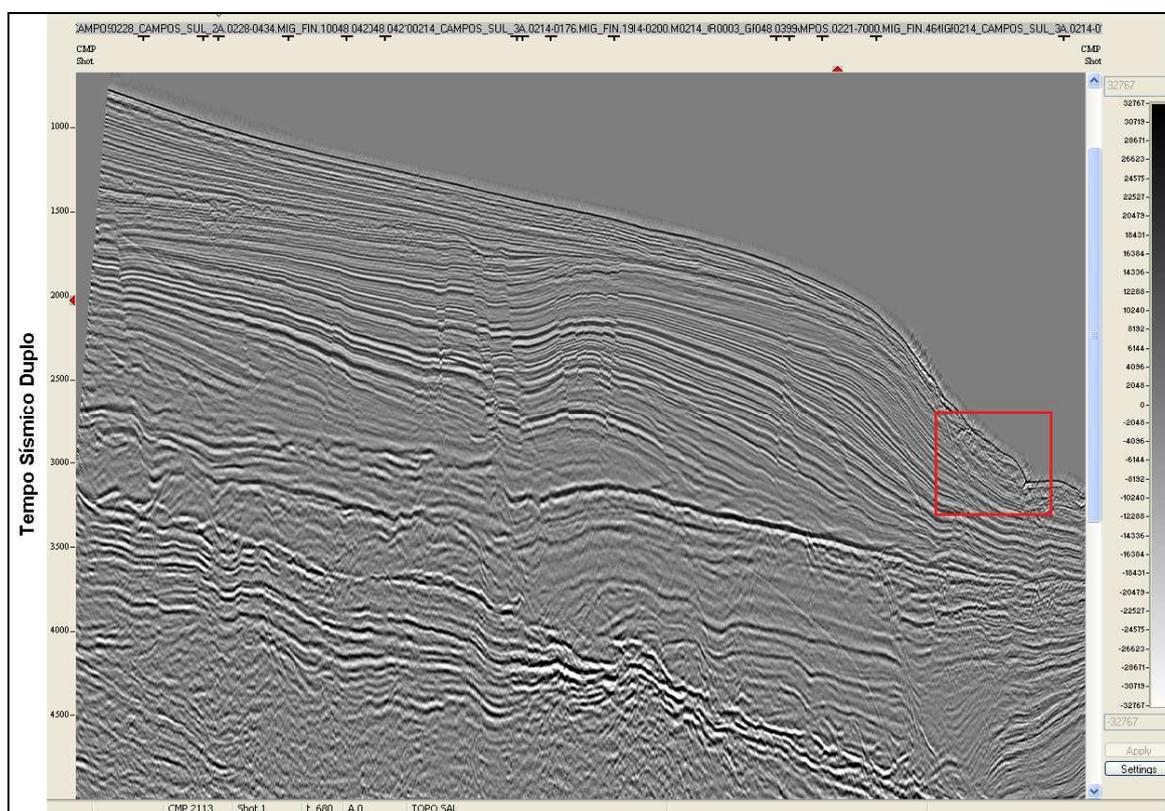


Figura 27: Linha sísmica “C” referente ao início do cânion Goitacá, destacando refletos turbulentos indicativos de movimentação de massa causada por deslizamento anterior.

A figura 28 apresenta a linha sísmica “Z”. Esta é ortogonal ao complexo de cânions do segmento SE do talude continental da bacia. A partir desta seção transversal foi possível medir a profundidade do cânion, que apresentou em torno de 356 m de profundidade. As paredes laterais do cânion Goitacá apresentam-se levemente inclinadas, não indicando perigo acentuado de deslizamento lateral.

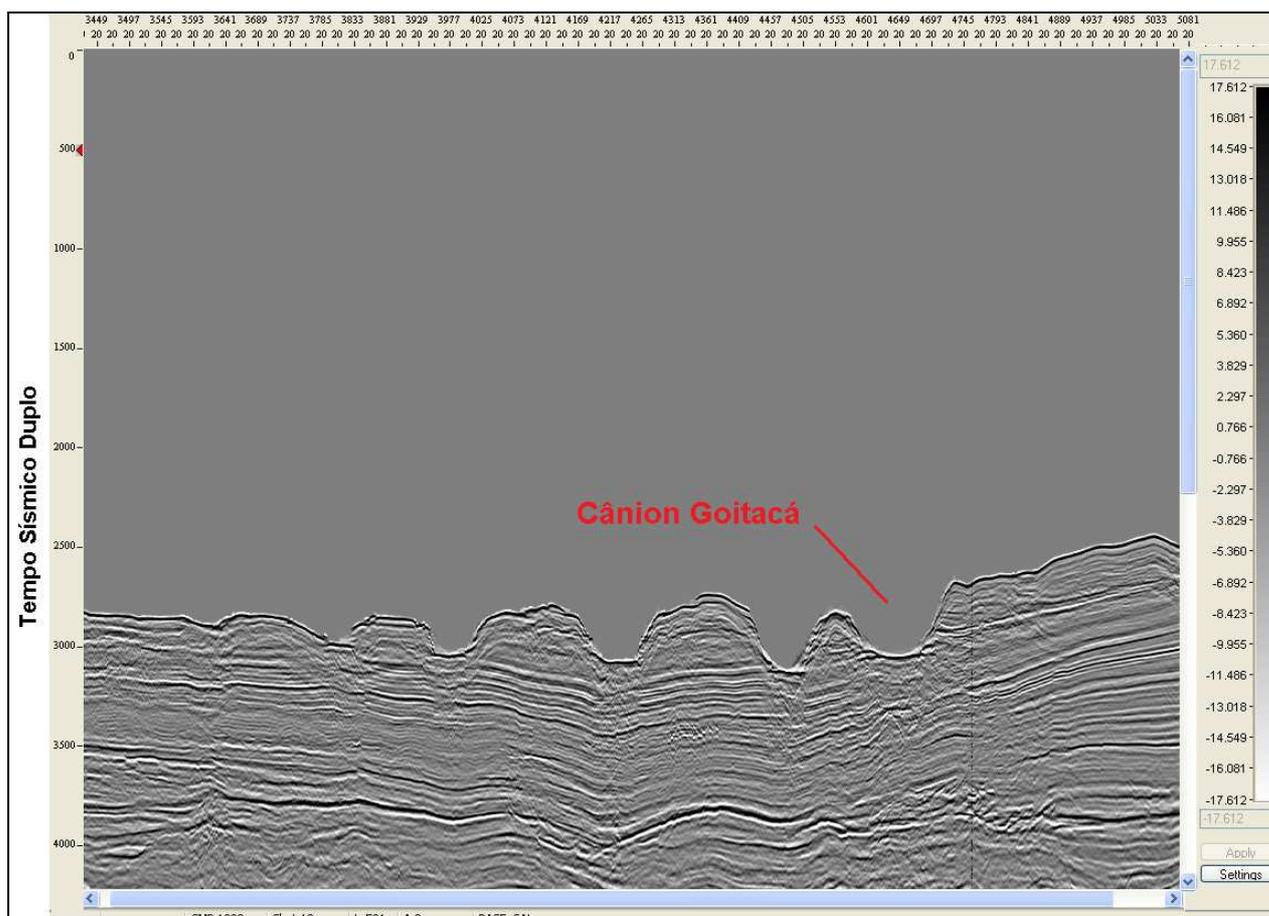


Figura 28: Linha sísmica “Z” ortogonal ao complexo de cânions SE, destacando o cânion Goitacá. A partir desta linha mediu-se uma profundidade aproximada de 350 m.

### 5.1.3. Cânion Tamoio:

O cânion Tamoio situa-se no complexo de cânions no segmento SE do talude continental entre as coordenadas geográficas: latitude 23°00'33"S e longitude 40°23'37"W.

A linha sísmica “D”, representada pela figura 29, corta a incisão em baixo ângulo. É possível observar pequenas frentes de deslizamento na parede do cânion localizada à esquerda da figura. Percebe-se que provavelmente ocorrem recentes escorregamentos de massa

sedimentar, gradiente abaixo, devido à declividade do cânion juntamente com a possível inclinação íngreme da parede deste.

Em subsuperfície as estruturas sedimentares apresentam-se paralelas, sem muito controle estrutural. A quebra da plataforma para o talude continental ocorre de maneira suave, chegando até ao Platô de São Paulo uniformemente, com exceção das leves incisões, caracterizadas pelos cânions Tamoio, à esquerda mais ressaltado, e Termiminó, à direita quase na base do talude. O ângulo de corte da linha sísmica não é favorável para destacar as estruturas ocorridas no cânion Termiminó, aparecendo somente o final da desembocadura deste, com paredes suaves e baixa profundidade.

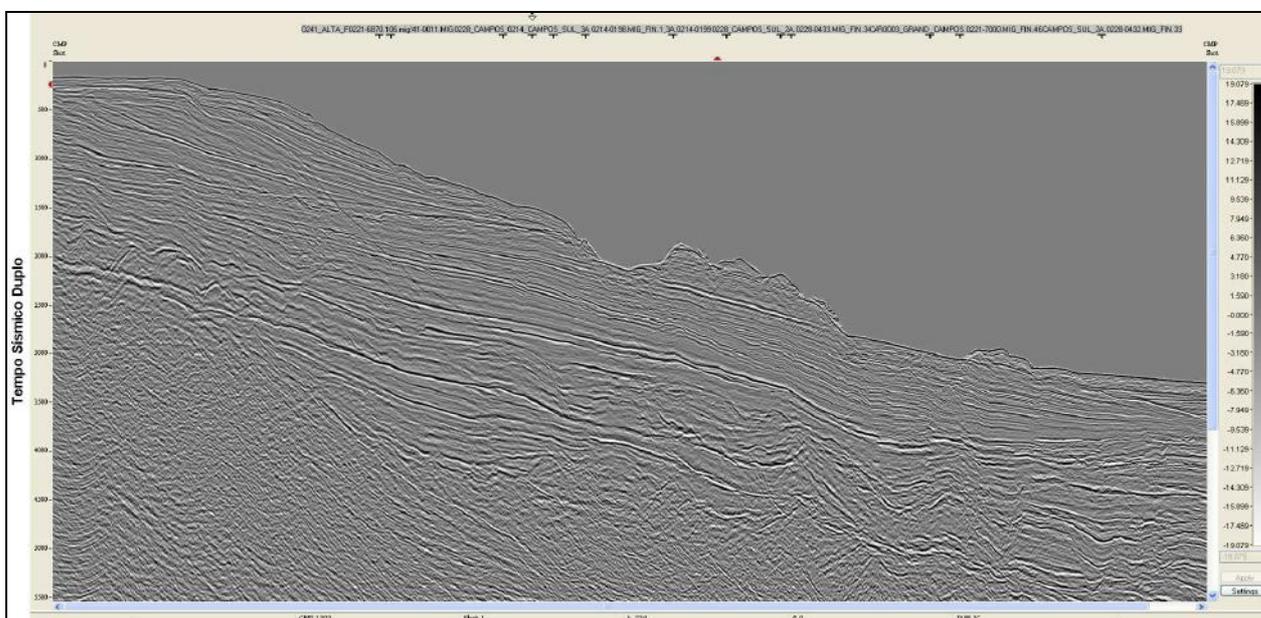


Figura 29: Linha sísmica “D” cortando em baixo ângulo uma face do cânion Tamoio. Observa-se uma pequena frente de deslizamento de massa na parede à esquerda do observador. A linha observada demonstra uma quebra relativamente suave da plataforma.

A figura 30 mostra a linha sísmica “Z”. Esta apresenta um corte transversal do cânion Tamoio comprovando o esperado de apresentar paredes íngremes, principalmente à esquerda deste (do ponto de vista do observador). Apesar de sua menor profundidade, aproximadamente 119 m, este cânion apresenta grande risco de instabilidade de talude, devido à sua característica de paredes íngremes associada à alta inclinação, representando alto risco geológico.

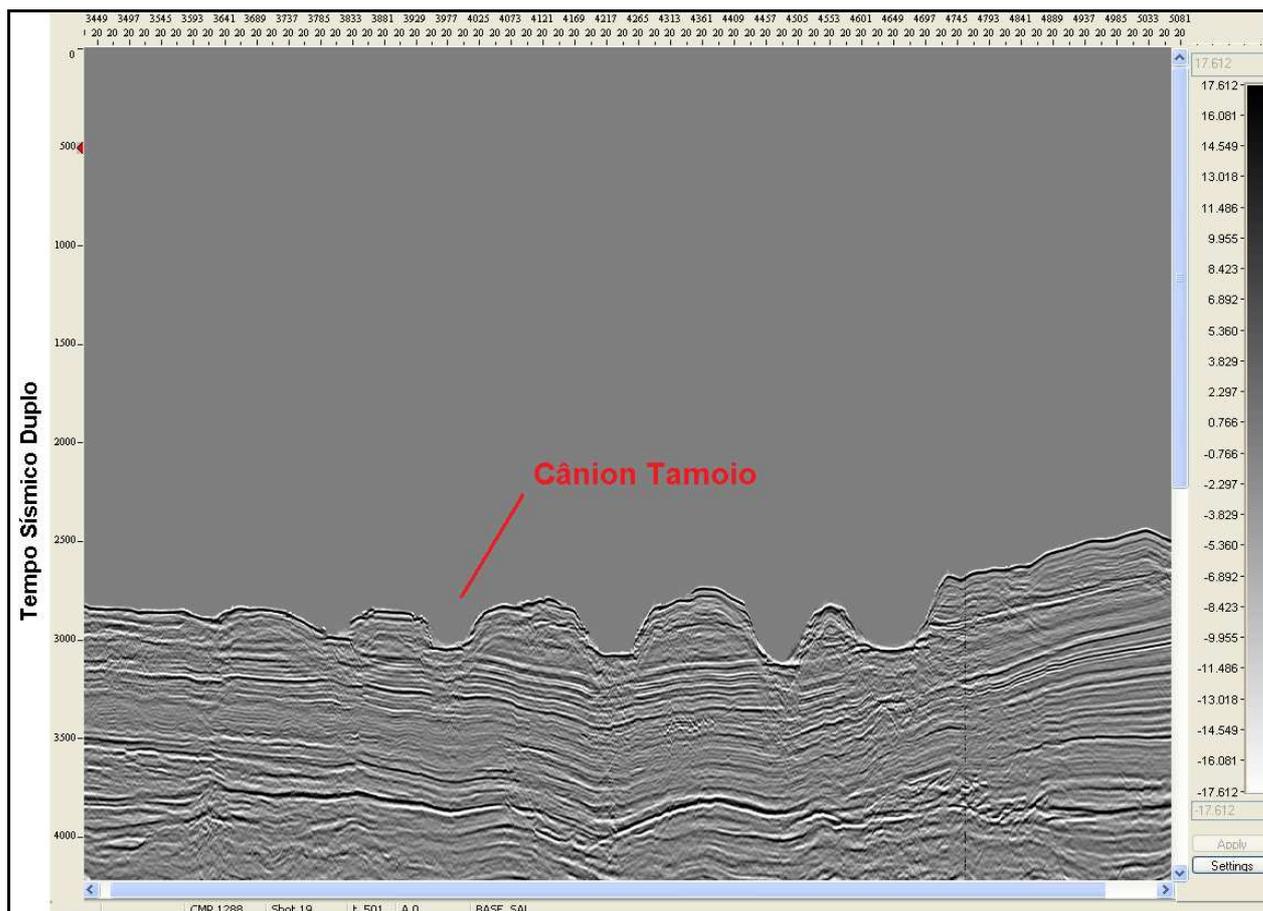


Figura 30: Linha sísmica “Z” ortogonal ao complexo de cânions SE, indicando o cânion Tamoio. Através desta linha sísmica mediu-se uma profundidade aproximada de 119 m do cânion Tamoio.

#### 5.1.4. Cicatriz de deslizamento:

Localiza-se entre o complexo de cânions do segmento norte e o complexo de cânions do segmento sudeste. Uma coordenada geográfica foi retirada da parte central da estrutura para uma localização mais precisa, porém, deve levar-se em conta que a referida estrutura representa uma área e não um único ponto. A localização desta fica nos arredores de latitude  $22^{\circ}31'23''S$  e longitude  $39^{\circ}58'01''W$ .

A linha sísmica “E”, apresentada pela figura 31, representa um corte paralelo à cicatriz de deslizamento. Nesta seção sísmica visualizam-se alguns indicativos de ocorrência de deslizamentos antigos. A começar pela interpretação dos refletores, que se encontram levemente em estruturas *onlap*. Estas estruturas indicam um longo período de tempo de contínua ocorrência de deslizamentos. Analisando a sedimentação mais recente, na base do talude encontra-se em destaque refletores turbulentos e uma superfície não uniforme, de maior

rugosidade, exemplificando uma presente estrutura superficial de movimento de massa no talude continental.

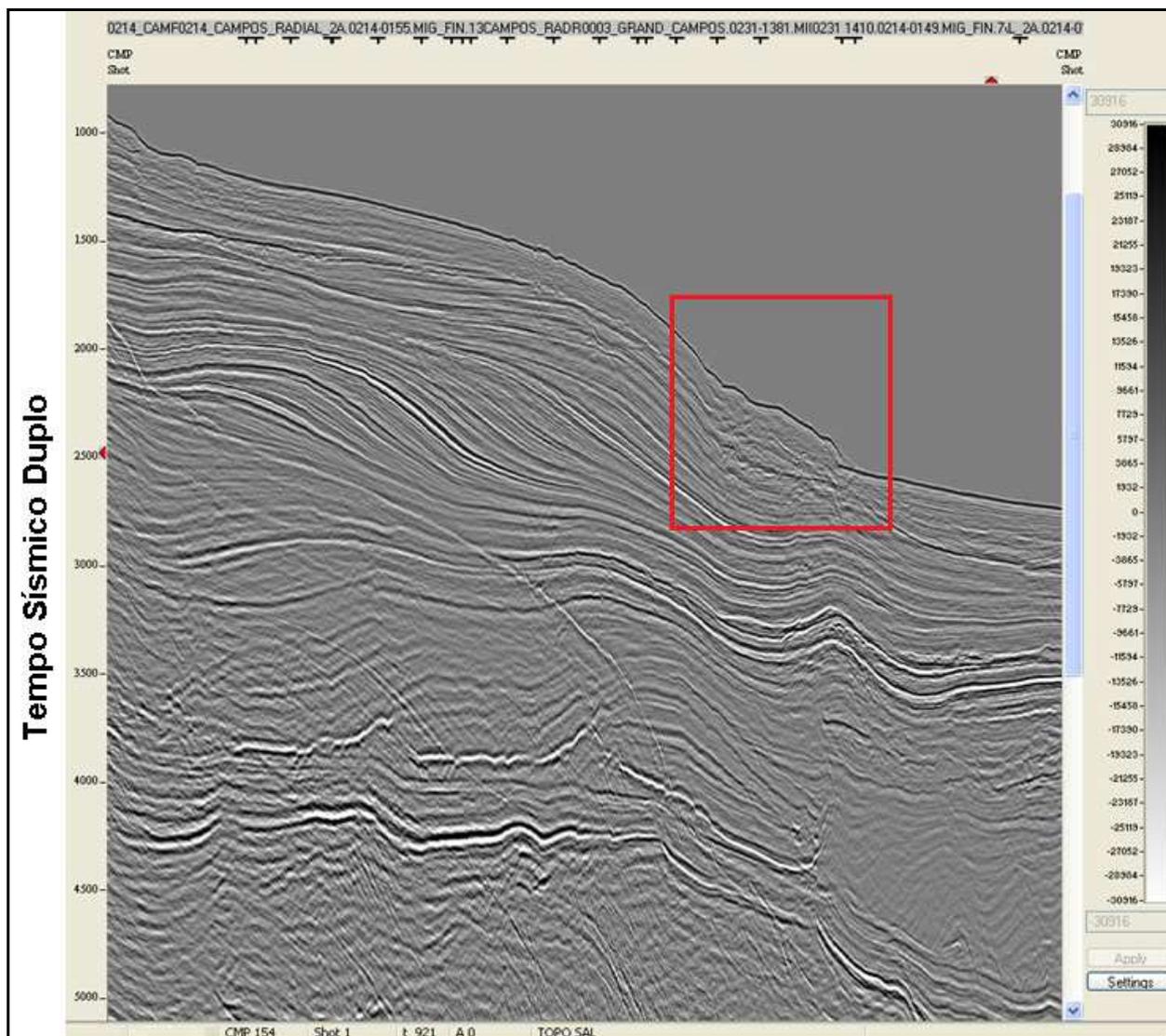


Figura 31: Linha sísmica “E” paralela à cicatriz de deslizamento, destacando refletores turbulentos indicativos de movimentação de massa derivada de deslizamentos anteriores. Apresenta refletores sísmicos em padrão *onlap* indicando antigas estruturas de deslizamentos.

A figura 32 apresenta a linha sísmica “F” que representa uma seção sísmica desde a plataforma continental, passando pelo talude e seguindo até o começo do sopé continental. Na região da plataforma as estruturas encontram-se plano paralela com pouco tectonismo representado por algumas falhas normais. A região do talude passa a ser influenciada fortemente por um tectonismo aparentemente causado por halocinese, deformando as camadas sedimentares em um antiformal. Geomorfologicamente observa-se que a quebra da plataforma para o talude continental ocorre de forma abrupta, porém a presença deste antiformal alivia o

grau de declive, aumentando a sua área. A partir do momento geológico que este antiformal ocorre a sedimentação marinha do talude fica restrita no compartimento gerado entre a base do talude e o topo do antiformal. Com o passar do tempo e o aumento do aporte sedimentar o nível chega até o fim do antiformal e passa a assumir um gradiente de inclinação maior que o anterior.

O momento presente, observado pelo refletor mais superficial, indica uma área com grande instabilidade principalmente no segmento final do talude continental e conseqüentemente, grande risco geotécnico. Os refletores superficiais da região de transição do talude para o sopé não apresentam a orientação do antiformal, além de apresentarem refletores desordenados, indicando a ocorrência de recentes deslizamentos.

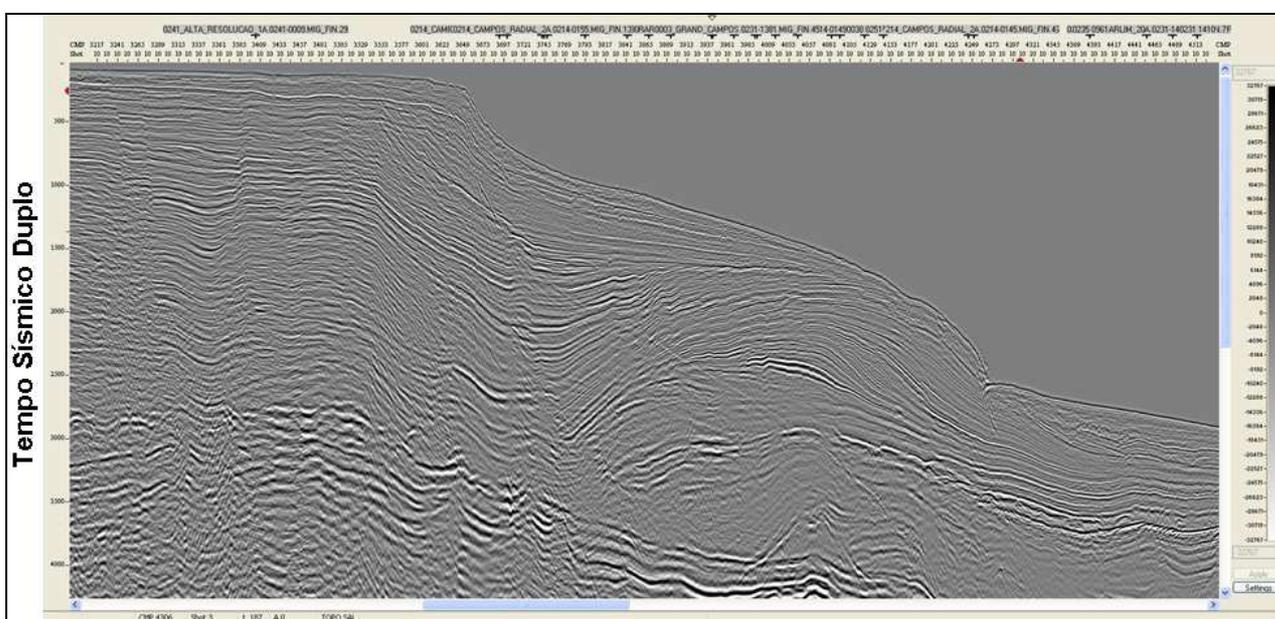


Figura 32: Linha sísmica “F” paralela à cicatriz de deslizamento indicando geomorfologia abrupta influenciada por tectonismo, gerando área de grande risco geotécnico. Esta linha sísmica demonstra a forte influência tectônica do sal que deforma as camadas sedimentares superiores criando um compartimento de sedimentação entre a base do talude e o topo da estrutura. Quando este compartimento é completamente preenchido os sedimentos que continuam vindo da plataforma são depositados após o flanco direito do antiformal, que apresenta alta inclinação, gerando frentes de deslizamento de massa sediementar.

## 5.2. MORFOMETRIA DAS INCISÕES SUBMARINAS

As medidas representadas na tabela 1 foram realizadas a partir do mapa contido na figura 21 georreferenciado e nas linhas sísmicas interpretadas. As coordenadas geográficas foram retiradas da região central de cada incisão. A altura vertical corresponde a cota batimétrica do início do cânion no talude continental até a sua desembocadura na base do talude.

<b>Nome da Incisão</b>	<b>Latitude</b>	<b>Longitude</b>	<b>Altura Vertical</b>	<b>Extensão</b>	<b>Largura</b>	<b>Altura da Parede</b>	<b>Inclinação</b>
Itapemirim	21°56'32"S	39°47'41"W	850 m	23,72 Km	2,45 Km	+/- 650 m	6,25°
Goitacá	22°44'56"S	40°18'52"W	1550 m	41,70 Km	2,30 Km	+/- 300 m	6,49°
Tamoio	23°00'33" S	40°23'37" W	1000 m	26,33 Km	1,29 Km	+/- 70 m	6,64°
Cicatriz de deslizamento	22°31'23" S	39°58'01" W	1150 m	27,30 km	12,80 Km	-	7,35°

Tabela 1: Avaliação particular das incisões localizadas no talude continental.

A figura 33 mostra a localização das incisões estudadas na área do talude continental da Bacia de Campos.

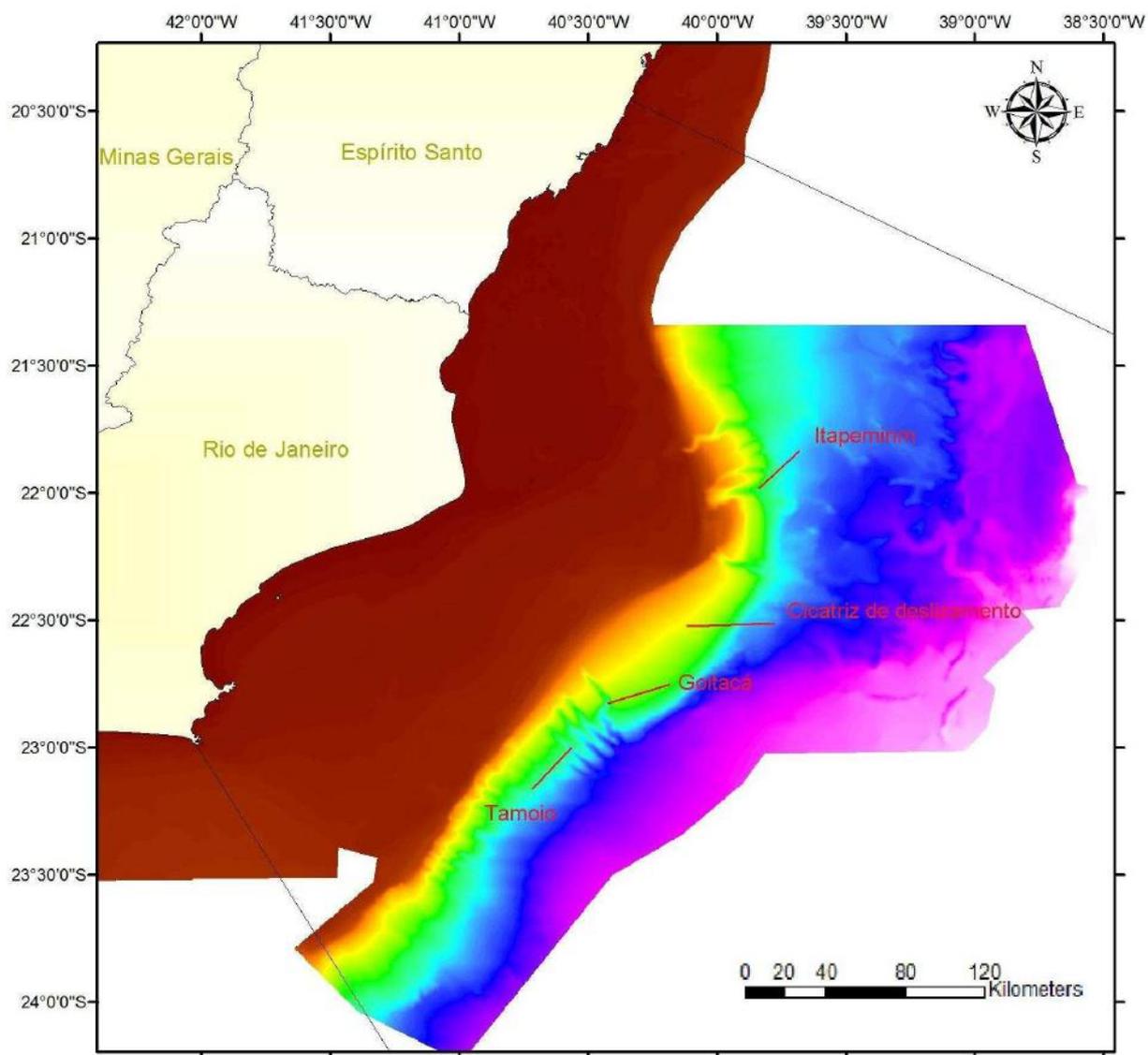


Figura 33: Localização das incisões na Bacia de Campos.

A medição da largura das incisões também conhecidas cânions é uma média aproximada das medidas desde o topo até a base destas. Tal análise foi necessária pelo fato das incisões tenderem a se abrir quanto mais próximas à base, terminando em depósitos em leque.

### 5.3. CONDIÇÕES GEOTÉCNICAS

Conforme observações contidas no modelo digital de elevação da figura 21, verifica-se a ocorrência de 10 (dez) incisões principais ao longo da plataforma e do talude continental da Bacia de Campos. Tais incisões possivelmente estariam relacionadas com

condições de nível de mar bem abaixo do atual. Conforme Castro (2010) o nível do mar na área da bacia, há 18.000 anos A.P., encontrava-se a aproximadamente 40 metros abaixo do atual. Nessas condições o sistema de drenagem adentrava a atual plataforma, esculpindo o topo do talude continental. Muito provavelmente a energia dos sistemas fluviais passados era muito maior comparado ao sistema atual.

A interpretação geológica-geotécnica de cada cânion descrito abaixo foi realizada através do resultado final entre as interpretações de linhas sísmicas e as medições morfométricas das incisões.

**Cânion Itapemirim:** A análise geral deste cânion não aponta risco elevado de movimentação de massa. Possivelmente, por este ter uma maior largura e uma menor inclinação, apresenta-se em maior equilíbrio comparado aos outros cânions. Movimentos de massa ocorrentes nesta incisão são de menor intensidade, classificando-o assim como risco geológico-geotécnico médio. Associa-se a aparição deste cânion com uma paleodesembocadura do Rio Paraíba do Sul em condições de nível do mar relativamente mais baixo do que o atual.

**Cânion Goitacá:** Associado à ocorrência de tectonismo ainda ativo, o cânion Goitacá apresenta movimento de massa recente na base do talude. A presença de depósitos sedimentares decorrentes deste fato, juntamente com a inclinação relativamente alta, indica a instabilidade geotécnica desta incisão. Por apresentar paredes do cânion não muito inclinadas, este não se classifica como crítico, mas apenas como de risco geológico-geotécnico alto. A ocorrência deste cânion está associada à paleodesembocadura do Rio Macaé em situação de nível relativo do mar mais baixo do que o atual.

**Cânion Tamoio:** O cânion Tamoio é, dentre os cânions estudados, considerado o de maior risco geológico-geotécnico. Apresenta estruturas recentes de deslizamento, alta declividade e paredes íngremes, sub-verticais. Apresenta largura e altura das paredes relativamente pequenas, sendo um cânion de menor expressão que os outros, porém com risco de instabilidade crítico. Esta incisão, assim como a descrita anteriormente, é possivelmente originada a partir da paleodesembocadura do Rio Macaé, em nível do mar relativo mais baixo que o atual, porém em período diferente do cânion Goitacá.

**Cicatriz de deslizamento:** A presente cicatriz de deslizamento exemplifica diversas outras ocorrências, não só ao longo da Bacia de Campos como de todo o talude continental brasileiro. Caracteriza-se por área de extrema instabilidade do talude, porém sem a relação direta com sistemas fluviais antigos. Apresenta grande declividade e uma largura de abrangência de 12,80 km de movimentação de massa gradiente abaixo. A análise de linhas

sísmicas presentes no local indica diversas paleoestruturas de deslizamento, influenciadas pela tectônica salífera e pela própria declividade altíssima da região. Dentre todas estruturas em estudo esta é a que apresenta maior risco de deslizamento/escorregamento de massa da região, também classificado como crítico.

Como dito anteriormente, não existe um modelo padrão para avaliar o risco geológico-geotécnico de determinada área. Martini *et al.* (2006) recomenda a criação de critérios de avaliação e comparação de resultados. Estes critérios dependem de diversas variáveis, dentre estas: localização geomorfológica do ambiente, vulnerabilidade da estrutura avaliada, tipos de risco geológico, consequências físicas no meio afetado e ocorrência anterior de acidentes geológicos. Seguindo a abordagem proposta por Eastman *et al.* (1995), os critérios podem ser de dois tipos: fatores e restrições. Para o problema-alvo deste estudo podem ser enumerados diversos fatores, como a declividade, por exemplo, variável naturalmente medida em escala contínua e que está diretamente associada ao aumento/diminuição da ocorrência de processos geológicos. Em contrapartida, um exemplo típico de restrição para a área de estudo poderia ser a presença de processo ativo de movimento de massa. Nota-se que, nesse caso, todos os outros fatores podem ser considerados desnecessários para a tomada de decisão e, dessa forma, a restrição atuaria como limitadora.

Para a presente monografia os critérios utilizados foram os dados obtidos de morfometria das incisões associados à paleomovimentos de massa na região. A partir destes dados, foi possível fazer uma comparação entre os resultados e gerar um mapa geotécnico de grau de risco geológico entre os cânions estudados. A figura 34 representa o resultado desta avaliação, indicando através de cores fortes, áreas mais susceptíveis à instabilidade geotécnica.



## 6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

De acordo com os dados sísmicos e morfométricos analisados chegou-se as seguintes conclusões:

- O cânion Itapemirim está associado a uma paleo-desembocadura do Rio Paraíba do Sul em uma condição de nível relativo do mar bem abaixo da atual. Este cânion apresenta risco geológico-geotécnico classificado como médio. Apesar de esta ser a incisão com menor risco, ainda representa uma área perigosa para a implantação de estruturas *offshore*, devido a instabilidade provocada pela movimentação de material dentro do cânion.

- Os cânions Goitacá e Tamoio estão associados à paleo-desembocaduras do Rio Macaé em condições de nível relativo do mar abaixo do atual. O cânion Goitacá apresenta risco geológico-geotécnico alto causado pela instabilidade tectônica local gerando movimentos de massa que são facilmente percebidos analisando a base do talude como ressaltado nas figuras 26 e 27. O cânion Tamoio indica risco crítico, pois apresentam alta declividade, recentes movimentos de massa e paredes laterais sub-verticais, altamente instabilizadas. A região onde se localizam os dois cânions não é recomendada para a implantação de quaisquer estruturas de engenharia *offshore*, podendo correr altos riscos de ocorrência de acidentes.

- A cicatriz de deslizamento ocorre com forte movimento de massa em direção ao fundo oceânico. Caracteriza-se por uma área crítica de instabilidade geotécnica, oferecendo dessa forma altíssimo risco às instalações petrolíferas. A grande área associada à maior inclinação do talude dentre as regiões estudadas, pode gerar movimentos de massa de altíssimo volume comprometendo quaisquer estruturas que estejam instaladas no local.

Conforme mapa geológico-geotécnico (figura 34) todas as áreas estudadas oferecem perigo de acidentes geológicos. A área compreendida no segmento norte de cânions da bacia caracteriza-se como de médio risco geológico-geotécnico. A área do segmento sudeste de cânions classifica-se como de alto e crítico risco.

Esse trabalho é um passo inicial para elaboração de mapas geológicos de risco submarinos mais detalhados na Bacia de Campos. Para isto, recomenda-se: obtenção de mais dados sísmicos, análise sedimentológica, morfometria mais precisa a partir de modelagem 3D das feições erosivas, monitoramento de movimentações de massa locais e cálculos de instabilidade de taludes à luz de todos os resultados destas pesquisas citadas acima, através de *softwares* específicos.

A instalação de estruturas *offshore* possui custo elevadíssimo, além de abrigar um grande número de pessoas e ter grande influência no meio ambiente. A avaliação da

localização onde estas estruturas serão instaladas pode evitar acidentes causados por riscos geotécnicos, assim evitando prejuízos financeiros, e principalmente perda humana e impacto ambiental de altíssima expansão.

## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ASMUS, H.E. & GUAZELLI, M. 1981. Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das áreas oceânicas e continentais adjacentes, hipóteses sobre o tectonismo causador e implicações para os prognósticos de recursos minerais. In: PETROBRAS. Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira, e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais; relatório final. Rio de Janeiro, CENPES/DINTEP. p. 187-269. (Projeto REMAC, 9).

BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M. & GONÇALVES, J.H., 2003 – Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 692 p.

BREHME, I. 1984. Vales submarinos entre o Banco de Abrolhos e Cabo Frio (Rio de Janeiro). Rio de Janeiro. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências. Tese de Mestrado. 116p.

CANALS, M. Deslizamientos submarinos y tsunamis. GRC Geociències Marines, Universitat de Barcelona. 2010. – Apresentação de Seminário.

CASTRO, J. W. A., SUGUIO, K. (2010) - Holocene and Late Pleistocene relative sea level fluctuations in Cabo Frio island, Rio de Janeiro - Brazil. In: 4<sup>ème</sup> Congrès Français de Stratigraphie, Paris. Vol. 1: 58 – 60.

D'AVILA, R.S.F.; ARIENTI, L.M.; ARGÃO, M.A.N.F.; VESELEY, F.F.; SANTOS, S.F.; VOELCKER, H.E; VIANA, A.R.; KOWSMANN, R.O.; MOREIRA, J.L.P.; COURA, A.P.P.; PAIM, P.S.G; MATOS, R.S. & MACHADO, L.C.R, 2008. Ambientes Marinheiros Profundos: sistemas turbidíticos. Bibliografia: Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil. São Paulo, p. 244-301.

DEMORE, J.P.; CORRÊA, I.C.S., 2005 – Alterações na composição dos sedimentos superficiais em cânions submarinos: Possível fluxo gravitacional em talude continental, Bacia de Campos, RJ – UFRGS.

DIAS, J.A., 2002 - Notas de aula da disciplina Oceanografia Geológica– Universidade de Algarve – Faculdade de Ciências do Mar e do Ambiente.

DIAS, J. L., CARMINATTI, M., SCARTON, J. C., GUARDADO, L. R., ESTEVES, F. R., 1990. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. In: Origem e evolução de bacias sedimentares, RAJA GABAGLIA, G. P., MILANI, E. J. (coords.), PETROBRAS, p. 333-360.

DYMINSKI, A.S., 2004 - Notas de aula da disciplina Estabilidade de Taludes – Universidade Federal do Paraná.

EASTMAN, J. R.; JIN, W.; KYEM, P. A. K.; TOLEDANO, J., 1995. Raster procedures for multi-criteria/multi-objective decisions. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, v. 61, n. 5, p. 539-547.

ESTEVES, M.G.P., 1996 Movimentos de Massa: um Estudo integrado de dados geológicos, geofísicos, geotécnicos e oceanográficos. Dissertação de Mestrado. PGGM, Departamento de Geologia, Universidade Federal Fluminense, Niterói/RJ.

FIGUEIREDO, A.M.F.; RANGEL, H.D.; FEIJÓ, F.J.; COSTA, C.A. & OKADA, A.H., 1994. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Vol. 8, nº 1, p. 203-218, Jan/Mar.

FONSECA, M.J.G.; PEÇANHA, R.M.; JUNHO, M.C.B.; FRANCISCO, B.H.R., DREHER, A.M. 1998. Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro (Escala 1:400.000). Texto explicativo, DNPM, 141 p.

GALLOWAY, W. E. & HBDAY, D. K. 1983. *Terrigenous Clastic Depositional Systems – Applications to Petroleum, Coal and Uranium Exploration*. N. York, S.Verlag, 423 p.

GORINI, M.A.; MALDONADO, P.R.; SILVA, C.G.; SOUZA, E.A.; BASTOS, A.C., 1998. Evaluation of Deep Water Submarine Harzards at Campos Basin, Brazil. *Offshore Technology Conference*, Houston, Texas, p. 133-141.

KOWSMANN, R.O. & COSTA, M.P.A. 1979. Sedimentação Quaternária da Margem Continental Brasileira e das Áreas Oceânicas Adjacentes. Projeto REMAC, 8: 55.

LOWE, D.R. 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J Sed Petrol* 52: p. 279-297.

MARTINI, L.C.P.; UBERTI, A.A.A.; SCHEIBE, L.F.; COMIN, J.J. & OLIVEIRA, M.A.T., 2006. Avaliação da Suscetibilidade a Processos Erosivos e Movimentos de Massa: Decisão Multicriterial Suportada em Sistemas de Informações Geográficas. *Geol. USP Sér. Cient.*, São Paulo, v. 6, n. 1, p. 41-52, julho.

MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: Stanley, D.J. & Switt, D.J.P. (eds). *Marine Sediment Transport and Environmental Management*. New York, Wiley, p. 197-218.

MIZUSAKI, A.M.P. 1986. Rochas ígneo-básicas do Neocomiano da Bacia de Campos. Caracterização e comportamento como reservatório de hidrocarbonetos. Rio de Janeiro: Inst. Geof. UFRJ. Dissertação de Mestrado, 104 p.

MONTGOMERY, D. R., 1994. Road surface drainage, channel initiation, and slope stability. *Water Resources Research*, 30: 1925-1932.

NADIM, F., KRUNIC, D. e JEANJEAN, P., 2003. Probabilistic slope analyses of the Sigsbee Escarpment. *Offshore Technology Conference - OTC 15203*, p. 1-8.

PAGANELLI, F.; GRUNSKY, E.C.; RICHARDS, J.P.; PRYDE, R., 2003. Use of RADARSAT-1 principal component imagery for structural mapping: a case study in the Buffalo Hills area, northern central Alberta, Canada. *Canadian Journal of Remote Sensing*, v.29, n.1, p. 111-140.

PELLIZZON, M.M., 2005. Caracterização sismoestratigráfica e evolução do cânion Almirante Câmara, Bacia de Campos. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal Fluminense, Niterói, RJ.