



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE OCEANOGRAFIA

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**SEDIMENTAÇÃO RECENTE DO TALUDE CONTINENTAL DA
BACIA MARITIMA DO PARÁ-MARANHÃO**

Trabalho apresentado por:
MARCUS VINICIUS RODRIGUES COIMBRA
Orientador: Prof. Dr. Maamar El-Robrini (UFPA)

BELÉM -PARÁ

2018



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE OCEANOGRAFIA

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

SEDIMENTAÇÃO RECENTE DO TALUDE CONTINENTAL DA
BACIA MARÍTIMA DO PARÁ-MARANHÃO

Trabalho apresentado por:
MARCUS VINICIUS RODRIGUES COIMBRA
Orientador: Prof. Dr. Maamar El-Robrini (UFPA)

BELÉM -PARÁ

2018

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)**

C652s Coimbra, Marcus Vinicius Rodrigues.
Sedimentação recente do talude continental da bacia marítima do Pará-Maranhão / Marcus Vinicius Rodrigues Coimbra. — 2018.
xvii, 71 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Maamar El-Robrini
Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Faculdade de Oceanografia, Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Pará, Belém, 2018.

1. Talude continental . 2. Piston core. 3. Sedimentos . 4. Margem continental . I. Título.

CDD 551.30098115



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCÊNCIAS
FACULDADE DE OCEANOGRAFIA

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**SEDIMENTAÇÃO RECENTE DO TALUDE CONTINENTAL
DA BACIA MARITIMA DO PARÁ-MARANHÃO**

TRABALHO APRESENTADO POR:
MARCUS VINICIUS RODRIGUES COIMBRA

Como requisito à obtenção do grau de bacharelado em OCEANOGRAFIA

Data de aprovação: 11/07/2018

Banca examinadora:

Prof. Maamar El-Robrini – Orientador
(Dr. em Geologia Marinha – UFPA)

Prof. Sury de Moura Monteiro – Membro
(Dr. Em Oceanografia Ambiental - UFES)

Ms. Paulo Victor Magno da Silva – Membro
(Ms. Em Geologia e Geoquímica - UFPA)

A meus irmãos, Kauã e Heitor dedico.

AGRADECIMENTOS

“Toda noite eu costumava rezar para que encontrasse o meu povo e, finalmente, eu os encontrei estrada afora. Não tínhamos nada a perder, nada a ganhar. Nada do que desejássemos mais[...] Eu acredito na pessoa que eu quero me tornar. Eu acredito na liberdade da estrada. E o meu lema é sempre o mesmo “Eu acredito na bondade de estranhos””.

Elizabeth Woolridge Grant

Durante seis anos eu estive vivendo estrada a fora, uma longa estrada. Nessa estrada me foram postos os mais diversos obstáculos, as mais diversas curvas sinuosas, os mais diversos motivos para parar e cair fora. Durante seis anos, estrada a fora, eu encontrei estranhos, estranhos esses que fizeram com que eu acreditasse em mim e na pessoa que eu queria me tornar. Durante seis anos, esses estranhos se tornaram o principal motivo para que eu continuasse nessa estrada e, finalmente, chegasse até o fim. A esses estranhos, os meus maiores agradecimentos:

Agradeço aos meus mais que F.R.I.E.N.D.S. Xande, Luma, Carol, Bruna, Tatiara e Jéssica. Em especial as minhas primeiras grandes (e eternas) amigas dentro do curso, Barbara, Irla, Micaela e Priscila, obrigado por tudo;

Gabi, Luciana e Camila...Me faltam palavras para expressar o quanto foi incrível poder passar os dois últimos com vocês. Primeiramente, obrigado por me darem a minha primeira e única (até agora) festa de aniversário surpresa. Obrigado pelos lanches divididos, pelos dinheiros emprestados, pelas conversas, pelos passeios ao Grão-Pará, pelas viagens, por dividirem comigo risos e choros, alegrias e tristezas. Obrigado por aturarem em todas as situações imagináveis e inimagináveis, inclusive nos meus momentos de tolice e narcisismo. Vocês me foram o melhor dos últimos dois anos...Obrigado;

Agradeço e muito ao irmão mais velho (quase pai) que ganhei, Paulo Victor. Obrigado pelas orientações dentro e fora do laboratório, pelos ensinamentos nos campos, pelos papos, pelas cervejas e a cima de tudo obrigado pela sua amizade. Você é mais que um amigo, é um exemplo de homem, de Oceanógrafo;

Agradeço ao meu orientador, Maamar El-Robrini pelo confiança que me foi dada durante nossos quatro anos de trabalho juntos;

Agradeço a todos os professores da FAOC pelos ensinamentos passados durante toda a graduação. Agradeço em especial a professora Leilane e ao professor Renan;

Agradeço a professora Sury Monteiro (eu amo uma professora top top top) por todos os ensinamentos dentro e fora da sala de aula. Agradeço pelas conversas, pelas dicas, por ter me

despertado o gosto pela Educação Ambiental, por ser um exemplo, não só como Oceanógrafa, mas também como pessoa;

Agradeço aos meus grandes amigos do Grupo de Estudos Marinhos e Costeiros, para os íntimos GEMC, Lorena, Melissa, Leilane, Frejat, Kleper, Pieira, Rodrigo, Matheus, Thamires e Larissa. Um agradecimento especial aos que iniciaram comigo a grande jornada dos testemunhos, Augusto, Jéssica e Rafaela;

Agradeço a PROPESP e ao CNPq pela concessão dos três anos de bolsa.

Agradeço a ANP pela concessão dos testemunhos.

As melhores caminhoneiras da face da terra e do ICB, Clarissa, Alana, Acsa, Giselle e Stella. Um agradecimento muito mais que especial a Renê, Florianópolis não teria sido o mesmo sem você. Agradeço a professora Luci por me receber de agregado no Bioaqua, pelos papos e por todo o companheirismo em Florianópolis.

Agradeço a minha Mãe por ter me dado a vida, por ter feito tudo o possível por mim e principalmente por ter me dado os donos do meu mais sincero e incondicional amor, meus irmãos Kauã e Heitor. Agradeço a minha avó Fátima por sempre ter feito tudo mim. Agradeço a minha bisavó Yolanda (*in memoriam*) cujo falta me fará para sempre.

Agradeço a minha tia Balbina por tudo o que fez por mim durante esses 24 anos de vida. Agradeço aos meus tios, Adriana e Fábio por tudo o que fizeram e ainda fazem por mim. Muito obrigado por me receberem, por me aceitarem. Agradeço também aos meus primos Emily, Melina e Gabriel por todos esses anos de convivência.

Por fim, agradeço a mais antiga e sincera amizade da minha vida, Isadora.

“Então eu peguei a estrada menos percorrida
E por pouco saí dela vivo
Através da escuridão, de alguma forma, eu sobrevivi
Amor difícil, eu sabia desde o início
No fundo, nas profundezas
Do meu coração rebelde.”

Madonna

RESUMO

A cobertura sedimentar do talude é formada por misturas de sedimentos de origem alóctone e autóctone, cuja as principais fontes são o aporte continental e os sedimentos decantados e precipitados in situ. O presente estudo tem como objetivo caracterizar a sedimentação recente do talude continental da bacia marítima do Pará-Maranhão, propondo a possível fonte dos sedimentos. Para tal, foram realizadas análises granulométricas, de matéria orgânica e carbonato de cálcio nos sedimentos de dois testemunhos recuperados a pistão. Os sedimentos de ambos os testemunhos foram classificados como silte/siltito depositados em ambiente com hidrodinâmica muito alta. Quando a matéria orgânica, os teores variaram de 4,27% a 7,83% para o testemunho ANP-S410 e de 1,96% a 7,92% para o testemunho ANP-S54. Os teores de carbonato de cálcio variaram de 7,59% a 10,54% para o ANP-S410 e de 4,62% a 68,37% para o ANP-S54. A integração dos dados permitiu concluir que os sedimentos do testemunho ANP-S410 demonstram maior influência continental, enquanto os sedimentos do testemunho ANP-S54 apresentam maior influência marinha. Com isso, foi possível inferir que os sedimentos do talude continental da bacia do Pará-Maranhão consistem em uma mistura de material alóctone e autóctone.

Palavras chave: Talude continental. Piston core. Sedimentos. Margem continental

ABSTRACT

The sedimentary cover of the slope is formed by mixtures of sediments of allochthonous and autochthonous origin, whose main sources are the continental contribution and sediments decanted and precipitated in situ. The present study aims to characterize the recent sedimentation of the continental slope of the Pará-Maranhão sea basin, proposing the possible source of the sediments. For this, particle size, organic matter and calcium carbonate analyzes were performed in the sediments of two samples recovered by the piston. The sediments of both samples were classified as silt / siltstone deposited in an environment with very high hydrodynamics. When organic matter, the contents ranged from 4.27% to 7.83% for the ANP-S410 titer and from 1.96% to 7.92% for the ANP-S54 titer. Calcium carbonate levels ranged from 7.59% to 10.54% for ANP-S410 and from 4.62% to 68.37% for ANP-S54. The integration of the data allowed to conclude that the ANP-S410 sample sediments show greater continental influence, while the ANP-S54 sediments show greater marine influence. With this, it was possible to infer that the sediments of the continental slope of the Pará-Maranhão basin consist of a mixture of allochthonous and autochthonous material.

Keywords: Continental slope. Piston core. Sediments. Continental margin.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Fisiografia de uma margem continental.....	3
Figura 2 - Classificação dos fluxos gravitacionais de sedimentos (modificado de Nemec 1990).	7
Figura 3 - Desenho esquemático de uma corrente de turbidez. Escorregamento no talude.	9
Figura 4 - Organismos que fazem parte da vasa carbonática: (a) foraminífero; (b) pterópode; (c) coccolitoforídeo.	10
Figura 5 - Localização dos pontos de amostragem dos testemunhos.	11
Figura 6 - Perfil fisiográfico esquemático de uma margem continental do tipo Atlântica.....	12
Figura 7 - Mapa Preliminar das Províncias Morfológicas da Margem Continental Brasileira	13
Figura 8 - Eventos distensivos da margem equatorial do Brasil. Primeiro evento (Neotriássico-Eojurássico) (A). Segundo evento (pré-Barremiano a Albiano) (B a E). Terceiro evento (Albiano) (F e G).	16
Figura 9 - Localização da Bacia Pará-Maranhão.....	17
Figura 10 - Figura 7: Histórico exploratório da Bacia.	18
Figura 11 - Carta estratigráfica da Bacia do Pará-Maranhão.	20
Figura 12 - Seção geológica esquemática da bacia do Pará-Maranhão.....	21
Figura 13 - Seção sísmica na Bacia Pará–Maranhão, mostrando seqüências estratigráficas e ocorrência de altos vulcânicos associados a zonas de fraturas transformantes.....	23
Figura 14 - Seção sísmica na Bacia Pará–Maranhão, mostrando cinturão de dobramento na região da quebra da plataforma, talude e bacia profunda.	23
Figura 15 - Mapa ilustrando as ocorrências de movimentos de transporte de massa e megadeslizamento do Pará-Maranhã.	24
Figura 16 - (A) Precipitação climatológica anual (média 1982/2012) sobre a América do Sul, baseada nos dados do CPC. A linha preta destaca a região da Amazônia Legal Brasileira. (B) Médias mensais e trimestrais de precipitação da Amazônia (média espacial). Unidade: mm/dia.....	26
Figura 17 - Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Tropical.	27

Figura 18 - Fluxograma das metodologias.	29
Figura 19 – (A) Mecanismo do testemunhador a pistão (B) tubo coletor de PVC.	31
Figura 20 - Configuração do sistema operacional de um testemunhador a pistão.	32
Figura 21 - Testemunhado a pistão utilizado para a amostragem do estudo (A e B); Testemunhos recuperados (C); Navio Geoexplorer.....	33
Figura 22 - Método de peneiramento a úmida para separação da fração areia das frações de silte e argila (A). Tubos de ensaio pesados a pares em balança de equilíbrio (B); Método de centrifugação a 1000 RPM para separação da fração silte e argila (C); Frações areia (I), silte (II) e argila (III) após o uso dos métodos descritos (D).....	35
Figura 23 - Diagrama triangular de Folk.	38
Figura 24 - Diagrama triangular de Shepard.	39
Figura 25 - Diagrama triangular de Pejrup.	40
Figura 26:(A) Cadinhos contendo sedimentos na mufla; (B) Cadinhos no dessecador após a queima; (C) Peso final das amostras em balança de precisão.....	41
Figura 27 - HCl (10%) sendo adicionado ao sedimento (A); Bequers com sedimento após adição do ácido (B).....	42
Figura 28 - Fotocópia das seções (de A a D) do testemunho ANP-S410.....	45
Figura 29 - Fotocópias divididas em seções (A a D) do testemunho ANP-S54. Fonte: Do autor.	47
Figura 30 - Classes granulométricas presentes nos testemunhos (A) ANP-S410 e (B) ANP-S54.	48
Figura 31 - Variação das classes granulométricas de areia, silte e argila ao longo dos testemunhos (A) ANP-S410 e (B) ANP-S54.....	49
Figura 32 - Classificação dos sedimentos dos testemunhos (A) ANP-S410 e (B) ANP-S54, com base na classificação de Shepard (1954).....	51
Figura 33 - Classificação dos sedimentos dos testemunhos (A) ANP-S410 e (B) ANP-S54, com base na classificação de Pejrup (1988).	51
Figura 34 - Gráficos do teor de matéria orgânica para os testemunhos (A) ANP-S410 e (B) ANP-S54.	53

Figura 35 - Gráficos do teor de carbonato de cálcio para os testemunhos ANP-S410 e ANP-S54.	54
Figura 36 - Ficha técnica para o testemunho ANP-S410.	57
Figura 37 - Ficha técnica para o testemunho ANP-S54.	58

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Testemunhos amostrados.	32
Tabela 2 - Classificação quanto ao grau de selecionamento de seleção.....	36
Tabela 3 - Classificação quanto a curtose.	37
Tabela 4 - Classificação quanto a assimetria.....	37
Tabela 5 - Classificação para sedimentos marinhos proposta por Larsonneur (1997).....	43
Tabela 6 - Caracterização das seções do testemunho ANP-S410.	44
Tabela 7 - Caracterização das seções do testemunho ANP-S54.	46
Tabela 8 - Classificação dos sedimentos do testemunho ANP-S410 com base na classificação de Folk & Ward (1957).....	50
Tabela 9 - Classificação dos sedimentos do testemunho ANP-S54 com base na classificação de Folk & Ward (1957).....	50
Tabela 10 - Classificação dos sedimentos do testemunho ANP-S410 com base na classificação de Larsonneur (1977).....	55
Tabela 11 - Classificação dos sedimentos do testemunho ANP-S54 com base na classificação de Larsonneur (1977).....	56

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vi
RESUMO	viii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	x
LISTA DE TABELAS	xiii
1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVOS	2
2.1 OBJETIVO GERAL	2
2.2 OBJETIVOS ESPECIFICOS	2
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	3
3.1 MARGEM CONTINENTAL	3
3.1.1 Plataforma continental	4
3.1.2 Talude continental	4
3.1.3 Sopé	5
3.2 SEDIMENTAÇÃO MARINHA	5
3.2.1 Sedimentação na plataforma continental	5
3.2.2 Sedimentação no talude continental	6
3.2.2.1 Deposição massiva	6
3.2.2.1.1 <i>Fluxo de detritos e lama</i>	7
3.2.2.1.2 <i>Slides e Slumps</i>	8
3.2.2.1.3 <i>Correntes de turbidez</i>	8
3.2.2.2 Sedimentação pelágica	9
3.2.2.3 Sedimentação autigênica	10

3.2.2.4	Correntes de fundo.....	10
4	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	11
5	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	12
5.1	MARGEM CONTINENTAL BRASILEIRA	12
5.1.1	Tectônica e neotectônica da margem continental equatorial brasileira	14
5.2	BACIA MARITIMA DO PARÁ-MARANHÃO	17
5.2.1	Histórico de exploração da bacia	17
5.2.2	Bacias marginais.....	18
5.2.2.1	Bacia Foz do Amazonas	18
5.2.2.2	Bacia de Barreirinhas.....	19
5.2.3	Caracterização geológica	19
5.2.3.1	Estratigrafia.....	19
5.2.3.1.1	<i>Sequência rift</i>	20
5.2.3.1.2	<i>Sequência de margem passiva</i>	21
5.2.3.2	Estrutural.....	22
5.2.3.3	Fisiografia	23
5.2.3.4	Cobertura sedimentar	24
5.3	CARACTERIZAÇÃO OCEANOGRÁFICA E METEOROLÓGICA	25
5.3.1	Clima da região	26
5.3.2	Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).....	26
5.3.3	Correntes.....	27
5.3.4	Hidrografia	28
5.3.5	Maré e ondas.....	28
6	MATERIAL E METODOS.....	29
6.1	FLUXOGRAMA DAS METODOLOGIAS	29
6.2	AMOSTRAGEM	29
6.3	MÉTODOS LABORATORIAIS	33

6.3.1	Abertura e descrição textural	33
6.3.2	Análise granulométrica.....	33
6.3.2.1	Tratamento estatístico	35
6.2.2.1.1	<i>Folk e Ward.....</i>	36
6.2.2.1.2	<i>Diagrama de Folk</i>	37
6.2.2.1.3	<i>Diagrama de Shepard</i>	38
6.2.2.1.4	<i>Diagrama de Pejrur.....</i>	39
6.3.3	Quantificação da matéria orgânica	40
6.3.4	Carbonato de cálcio.....	41
6.2.5	Classificação de Larssonneur	42
7	RESULTADOS.....	44
7.1	CARACTERIZAÇÃO TEXTURAL E GRANULOMETRICA	44
7.1.1	Descrição faciológica	44
7.1.2	Descrição granulométrica.....	48
7.1.2.1	Parâmetros estatísticos	49
7.1.2.1.1	<i>Classificação de Folk e Ward</i>	50
7.1.2.1.2	<i>Shepard</i>	50
7.1.2.1.3	<i>Pejrur.....</i>	51
7.2	TEOR DE MATERIA ORGÂNICA.....	51
7.3	TEOR DE CARBONATO DE CÁLCIO.....	53
7.3.1	Classificação de Larssonneur	54
7.4	FICHA TÉCNICA	57
8	DISCUSSÃO.....	59
8.1	TEXTURA E GRANULOMETRICA	59
8.2	MATÉRIA ORGÂNICA	60
8.3	CARBONATO DE CÁLCIO.....	61
9	CONCLUSÃO	63

REFERÊNCIAS 64

1 INTRODUÇÃO

Segundo Vital (2005), aproximadamente de 70% da superfície terrestre encontra-se abaixo do nível do mar, sendo em grande parte pouco conhecida. Dentre os ambientes marinhos, a margem continental representa uma zona de transição entre a crosta continental e a oceânica, constituída pela plataforma continental, talude continental, sopé e planície abissal.

Os conhecimentos sobre a geologia da Margem Continental Norte Brasileira datam da década de 60, adquiridos no âmbito do Programa de Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira (REMAC/1968-1978). Posterior a ele, outros programas vieram a contribuir para o conhecimento sobre a margem continental brasileira, entre eles o projeto Amazon Shelf Sediment Study (AmasSeds/1989-1992), o Programa de Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos na Zona Econômica Exclusiva (REVIZEE/1990-2005), o Programa de Avaliação da Potencialidade Mineral da Plataforma Continental Jurídica Brasileira (REMLAC/1997-presente) e, mais recentemente, o Estudo Sistemático da Sedimentação Recente do Talude Continental da Margem Equatorial (Amazonas, Pará-Maranhão) (2017-presente), cujo qual o presente estudo faz parte.

A bacia do Pará-Maranhão é uma bacia exclusivamente marítima, situada na região norte do Brasil. O avanço da exploração petrolífera na região da bacia possibilitou a elaboração de trabalhos voltados para os aspectos geológicos da área (Oliveira 1996). Brandão e Feijó (1994), precedidos por Schaller *et al.* (1971) foram uns dos primeiros a elaborar estudos estratigráficos, propondo uma nova carta estratigráfica para a bacia, estabelecendo as principais sequências estratigráficas da mesma: uma sequência rift e uma sequência de margem passiva, pós-rift.

O talude continental é definido por Palma (1984) como uma encosta estreita, que se estende desde a plataforma externa até o sopé. Este trecho dos fundos oceânicos é conhecido por apresentar declive pronunciado, gradiente topográfico acentuado, onde são encontrados sedimentos alóctones, originários de fluxos gravitacionais, e autóctones, precipitados *in situ*.

Os estudos estratigráficos e sedimentológicos são de grande importância para reconstrução de mudanças sedimentológicas no período recente, subsequentemente, mudanças paleoceanográfica (Sanjinés *et al.* 2005). São escassos os trabalhos a respeito da geologia da bacia do Pará-Maranhão, sobre tudo quanto ao talude. O presente estudo objetiva analisar a dinâmica da sedimentação recente do talude continental da bacia marítima do Pará-Maranhão.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Caracterizar a sedimentação recente do talude continental superior da bacia do Pará-Maranhão, propondo a possível origem dos sedimentos.

2.2 OBJETIVOS ESPECIFICOS

- 1) Caracterizar a textura e a granulometria dos sedimentos;
- 2) Determinar o teor de matéria orgânica;
- 3) Determinar o teor carbonato de cálcio.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 MARGEM CONTINENTAL

O conhecimento sobre as feições submarinas é de essencial importância para o estudo da geologia marinha, trazendo informações quanto a história estrutural, tectônica, deposicional, erosiva e até a gênese de bacias marítimas. As margens continentais estão associadas a passagem do ambiente continental ao ambiente oceânico, englobam diversas províncias fisiográficas (Figura 1) (Corrêa & Weschenfelder 2015).

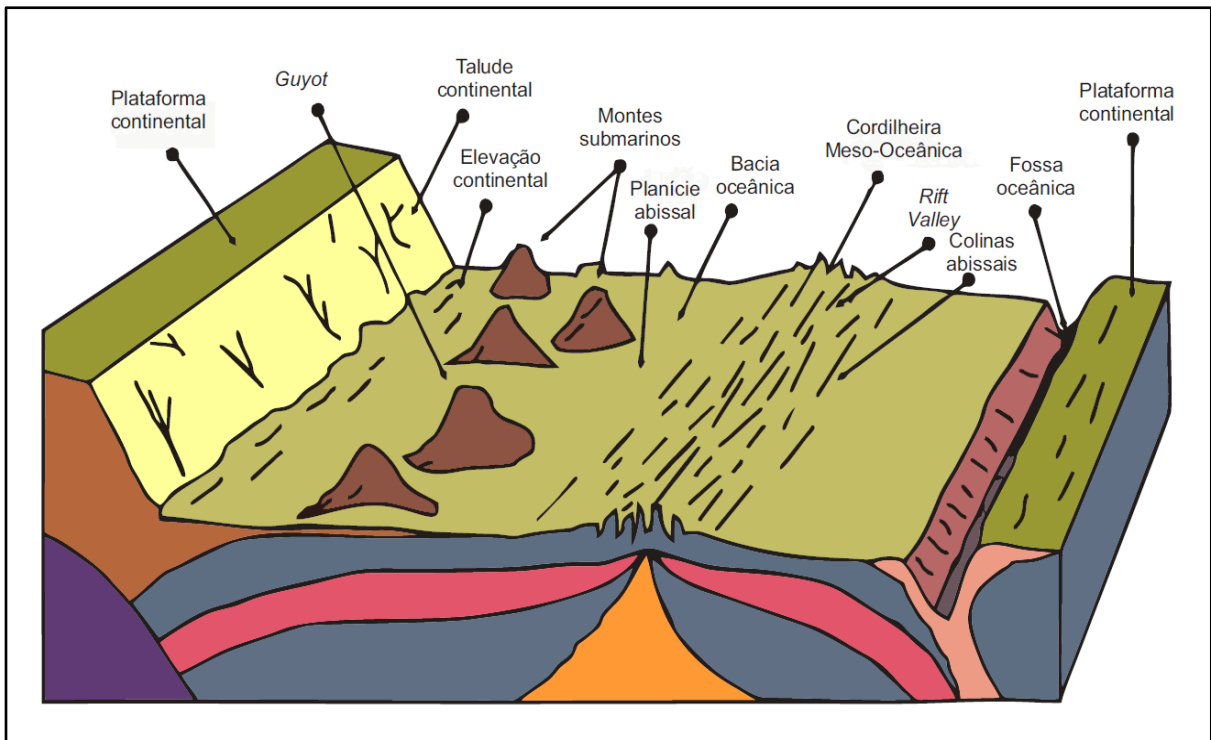


Figura 1 - Fisiografia de uma margem continental.
Fonte: Corrêa, I. C. S. e Weschenfelder, J. 2015.

Segundo Corrêa & Weschenfelder (2015), considerando-se os critérios tectônicos, é possível reconhecer dois tipos de margens continentais:

- Tipo Atlântico: caracterizada pelo comportamento tectônico estável durante os últimos períodos geológicos;
- Tipo Pacífico: Caracterizada pelo tectonismo ativo durante os últimos períodos geológicos.

De acordo com a classificação de Heezen *et al.* (1959), as margens continentais englobam as seguintes categorias de províncias:

- Categoria I – Margem continental constituída por províncias do domínio continental submerso. Subdivide-se em plataforma continental, mar epicontinental e platô marginal;
- Categoria II – Margem continental formada por províncias que marcam a borda continental. É formada pelo talude continental, escarpamento marginal e lado continental das fossas;
- Categoria III – Inclui as províncias do domínio oceânico formadas pela elevação continental, complexo fossa marginal-colina externa e complexo bacia marginal-colina externa.

3.1.1 Plataforma continental

A Plataforma Continental constitui a faixa de águas rasas das margens continentais, se estendendo desde o zero hidrográfico até a borda da plataforma. É caracterizada por um declive suave, inferior a 1:1.000 (1 m/km), e largura variável, em média 75 km. A plataforma possui relevo regular, com feições inferiores a 20 m dentre as quais se destacam canais e vales fluviais afogados, os terraços e os bancos sedimentares de diversas origens (Corrêa & Weschenfelder 2015).

A sedimentação da plataforma é fortemente influenciada pelas condições hidrodinâmicas e oscilações nível do mar. No substrato com sedimentação arenosa ocorre a formação de bancos arenosos (sand bars), ondas de areia (sand waves), já nas áreas com sedimentação carbonática há a ocorrência de recifes e bancos de algas calcárias. Devido a sua importância econômica e estratégica, a plataforma continental é a província oceânica mais estudada (REVIZEE 2006)

3.1.2 Talude continental

Corrêa & Weschenfelder (2015) definem o talude continental como sendo a parte da margem continental que apresenta declive acentuado, se estendendo a partir da borda da plataforma continental até a elevação continental. Ainda segundo estes autores, o talude apresenta-se bastante dissecado por cânions submarinos, além de cristas e saliências rochosas, ravinas, terraços e escarpas.

Segundo Mendes (1992), Tessler e Mahiques (2000), Winge (2001), Abreu Neto (2012) e Calliari (2015), o talude é também conhecido como a porção dos fundos oceânicos onde se formam com frequência correntes de turbidez e fluxos de lama e detritos, fluxos gravitacionais responsáveis pelo transporte de sedimentos muito finos, como silte e argila. Neste contexto, é

nesta porção oceânica que são encontrados os turbiditos, sedimentos originados em ambientes de mar profundo, como taludes continentais, por correntes de turbidez. Os turbiditos são sedimentos cujo tamanho dos grânulos variam desde seixos, até as frações siltico-argilosas (Winge 2001).

3.1.3 Sopé

Segundo Suguio (2008), o sopé, ou elevação continental, é a província fisiográfica que se estende desde a base do talude até as planícies abissais. A província está situada em profundidades que variam entre 1.300 a 6.000 m, na parte inferior, com gradiente médio de 1:150 (6,5 m/km) e largura que pode variar de 200 a 300 km (Corrêa & Weschenfelder 2015).

Sua origem é evidentemente deposicional, segundo Corrêa & Weschenfelder (2015) no sopé são encontrados os maiores pacotes sedimentares, milhares de metros, de toda a margem continental. Ainda segundo os autores, esses pacotes sedimentares são derivados de siltes e argilas. Suguio (2008), destaca a presença de areias compostas por biodetritos como carapaças de foraminíferos de águas oceânicas rasas. Todos esses pacotes sedimentares são transportados para o sopé por deslizamentos, correntes de fundo, correntes de turbidez e outros fluxos de gravidade que se se estendem desde a plataforma continental e talude (REVIZEE 2006).

3.2 SEDIMENTAÇÃO MARINHA

Os sedimentos que compõem o ambiente marinho variam em forma e composição. Esses sedimentos se apresentam como fragmentos líticos, carapaças de organismos marinhos, sais, cinzas vulcânicas e até como partículas cósmicas. Quanto a composição, podem ser constituídos por partículas inorgânicas, como quartzo, ou inorgânicas, como o carbonato de cálcio (CaCO_3) (Calliari 2015).

Os sedimentos marinhos podem ser alóctones, originados da erosão de rochas continentais e transportados para o ambiente marinho por rios, ventos e geleiras, ou autóctones, formados e depositados no próprio ambiente. Esses elementos fornecem informações que possibilitam definir a natureza, o tipo de transporte e de deposição desses sedimentos que tem como resultado final o preenchimento das bacias oceânicas (Calliari 2015).

3.2.1 Sedimentação na plataforma continental

Os processos sedimentares na plataforma continental estão ligados a interação de fatores com as condições hidrodinâmicas do ambiente, ao relevo do fundo e a fatores físico-químicos (REVIZEE 2006). A distribuição desses sedimentos depende da natureza e intensidade dos

processos que ocorrem nos continentes, assim como, dos mecanismos de transporte até o ambiente marinho (Calliari 2015).

Segundo Calliari (2015), grande parte dos sedimentos oriundos dos continentes ficam retidos em ambientes estuarinos, fluviais entre outros ambientes costeiros, antes de atingir o ambiente marinho. O autor ainda destaca a formação de deltas na foz de grandes rios presentes em margens passivas. Esses deltas formam acumulações de sedimentos terrígenos, influenciando desde a plataforma até o sopé.

Na plataforma ainda há a influência de ondas geradas pelo vento, maré, correntes paralelas a costa (longshore currents) e correntes de retorno (rip currents) contribuindo para a ressuspensão e transporte de sedimentos ambiente marinho a dentro. Outros meios que se destacam são os processos de ressurgência (upwelling) e subsidência (downwelling) (Calliari 2015).

3.2.2 Sedimentação no talude continental

O padrão de sedimentação no talude continental é diferente do observado na plataforma (Neto *et al.* 2004). Segundo Suguio (2003), os sedimentos acumulados ao decorrer do talude continental possuem naturezas diversas, podendo ser de origem terrígena, biogênicos e antigênicos.

De acordo com Calliari (2015) a sedimentação em zonas profundas, como o talude, é formada por três tipos de processos: deposição massiva, sedimentação pelágica e sedimentação antigênica. Dias (2015) ainda reforça a existência das chamadas correntes de fundo, responsáveis pela formação dos depósitos de contornitos.

3.2.2.1 Deposição massiva

O declive pronunciado aliado a instabilidade local, sobe a ação da gravidade, originam fluxos gravitacionais que agem erodindo, transportando e depositando grandes acumulações de sedimentos talude abaixo (Calliari 2015).

De acordo com Mulder (2011), os depósitos sedimentares formados no talude são distinguidos pelo material sedimentar depositado. Shanmugam (2016) abordou e dividiu os fluxos gravitacionais em três principais categorias: slides, slumps e fluxos de detritos e lama. Rey (2006) e Calliari (2015) ainda adicionam a existência das chamadas correntes de turbidez como forma de deposição massiva (Figura 2).

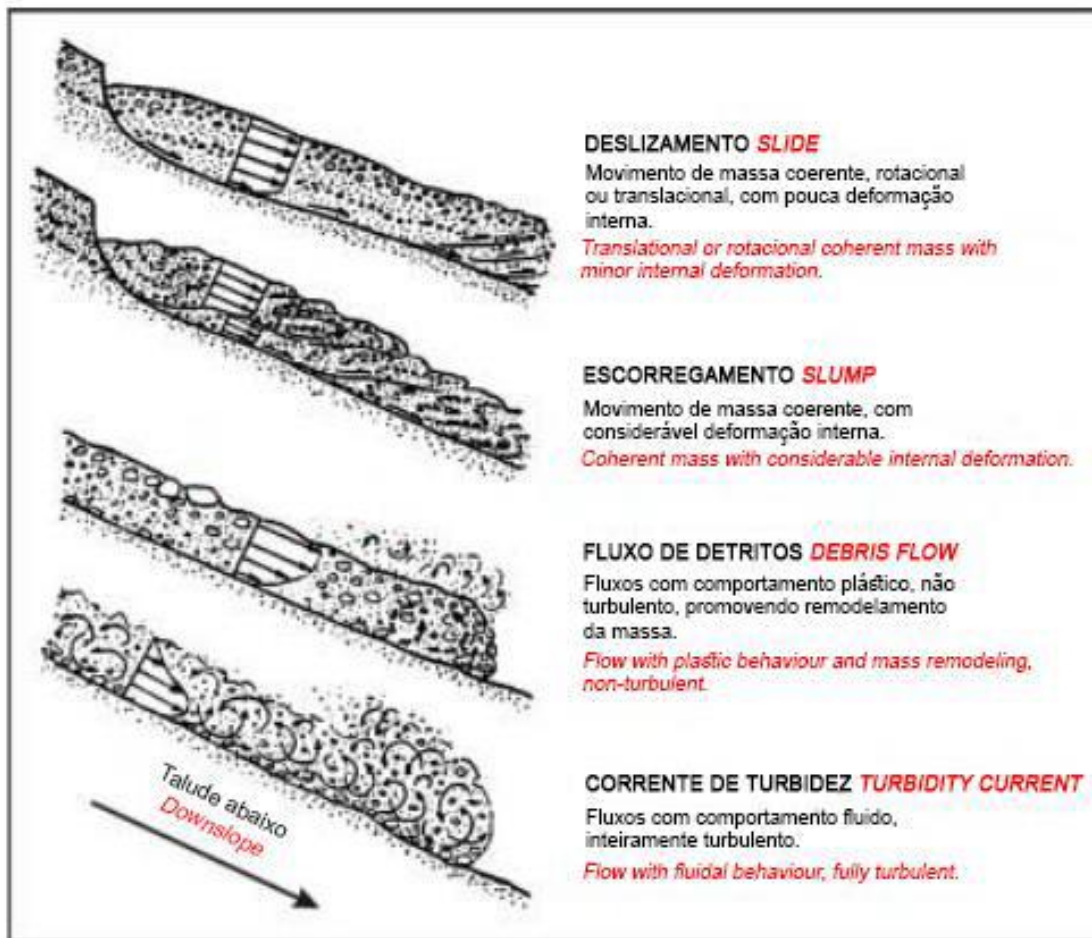


Figura 2 - Classificação dos fluxos gravitacionais de sedimentos (modificado de Nemeç 1990).

Fonte: Vasconcelos (2018).

3.2.2.1.1 Fluxo de detritos e lama

Segundo Rey (2006) os fluxos de detritos são o mais eficiente meio de transporte sedimentar no talude, sendo responsáveis pela movimentação de material até as bacias oceânicas.

Esse fluxo gravitacional consiste em uma mistura de sedimentos e água, formando uma matriz viscosa capaz de transportar desde sedimentos com granulometria fina, como silte e argila, até grandes blocos de rochas (Calliari 2015). Os fluxos de detritos são tidos como meio de transporte coesivo, podendo ser compostos por lama, areia ou misto (Piper & Deotuck 1997).

Segundo Shanmungam (2000) os fluxos lamosos são comumente identificados em registros geológicos, representados por feições sísmicas não lineares, pelo grau de seleção e pela ausência de estruturação. Quanto aos fluxos arenosos o mesmo autor destaca uma maior dificuldade de identificação devido a sua origem em rompimentos de pacotes arenosos que se deslocam bacia a dentro.

3.2.2.1.2 *Slides e Slumps*

A ruptura de camadas de sedimentos depositadas na quebra de plataforma continental gera fragmentos que se deslocam talude a baixo (Rey 2006). Esse deslocamento se trata de um fluxo de massa coeso chamado de slide, quando não se formam deformações na estrutura interna, ou slump, quando há a formação de deformações internas (Shanmugam 2016). Diferente dos demais tipos de deposição massiva, os slides e slumps possuem menor deformação interna (Middleton & Hampton 1973).

Os slides são geralmente característicos de áreas com ocorrência de atividade tectônica, são compostos de cascalhos, areias e lama e possuem rápida sedimentação. Já os slumps são comuns em todas as áreas e são caracterizados por fáceis de dobramento, acamamento caótico e camadas truncadas (Shanmugam 2016)

3.2.2.1.3 *Correntes de turbidez*

As correntes de turbidez são consideradas o mecanismo mais efetivo de transporte de sedimentos terrígenos da plataforma para as zonas profundas. São tidas como excelentes agentes erosivos, escavando e formando cânions e contribuindo para a caracterização do relevo do talude continental (Calliari 2015).

Essas correntes consistem em uma mistura de sedimentos e água com densidade elevada, onde o sedimento é mantido devido a turbulência interna do fluido. O movimento da corrente se dá por diferença de densidade, que é maior na corrente, e que empurrando a água menos densa que a envolve, sendo está quase inerte (Calliari 2015) (Figura 3).

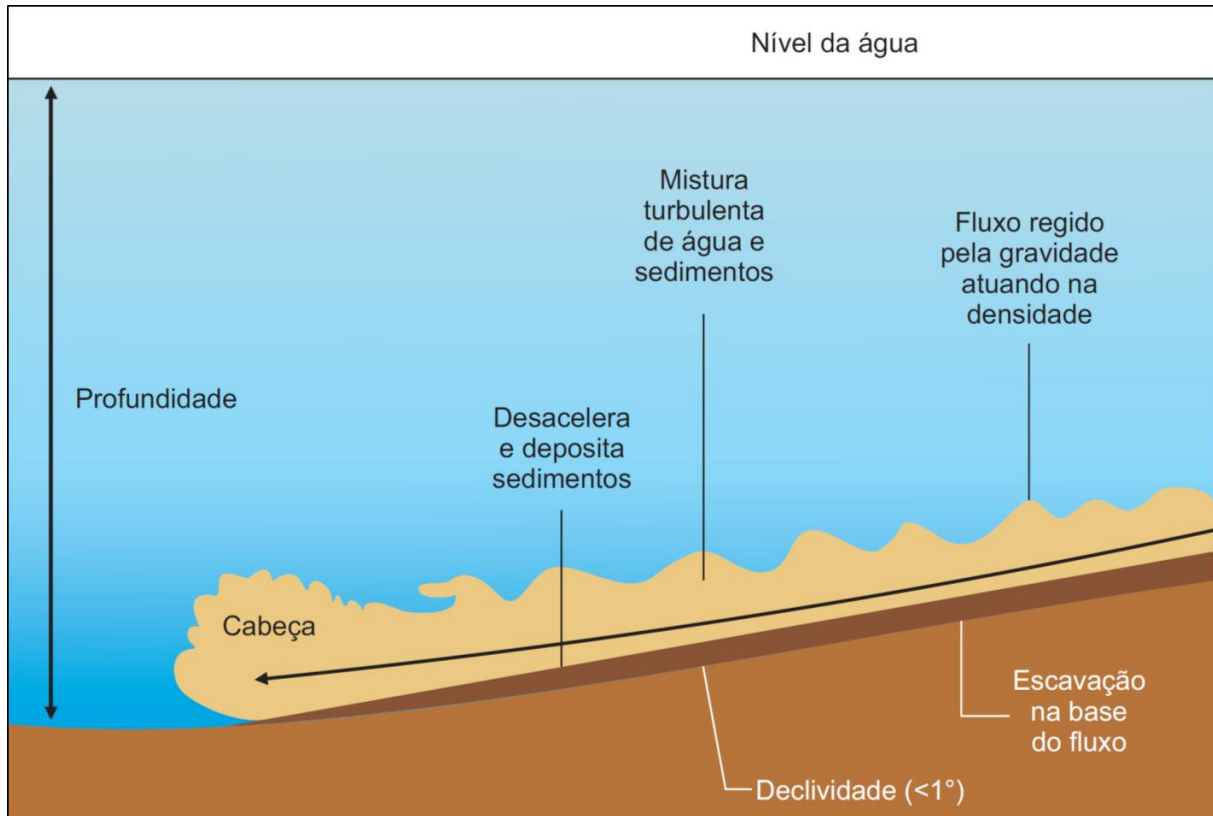


Figura 3 - Desenho esquemático de uma corrente de turbidez. Escorregamento no talude.
Fonte: Calliari (2015).

Conforme acelera a corrente aumenta seu volume de sedimentos e consequentemente sua densidade, o que aumenta ainda mais a velocidade da mesma. Conforme a velocidade diminui, tem início o processo de sedimentação dos grãos, onde primeiramente se depositam os grãos mais grossos e depois os mais finos (Bouma 1979).

3.2.2.2 Sedimentação pelágica

Os sedimentos em suspensão que se depositam por decantação e floculação no ambiente marinho são chamados de pelágicos ou hemipelágicos (Stow *et al.* 1996).

Segundo Calliari (2015) os sedimentos pelágicos podem ser divididos em três principais tipos: calcários biogênicos, silícicos biogênicos e argilas. O CaCO_3 é o principal constituinte dos sedimentos biogênicos, formando vasas carbonáticas com conteúdo de CaCO_3 superior a 30%. As vasas recobrem cerca de 55% de todo o fundo oceânico, desse valor 53,2% só no oceano Atlântico. As vasas carbonárias são constituídas de carapaças de organismos como foraminíferos, pterópodes e cocolitoforídeos, sendo desses os foraminíferos uma das principais fontes de CaCO_3 para os depósitos em ambientes profundos (Figura 4).

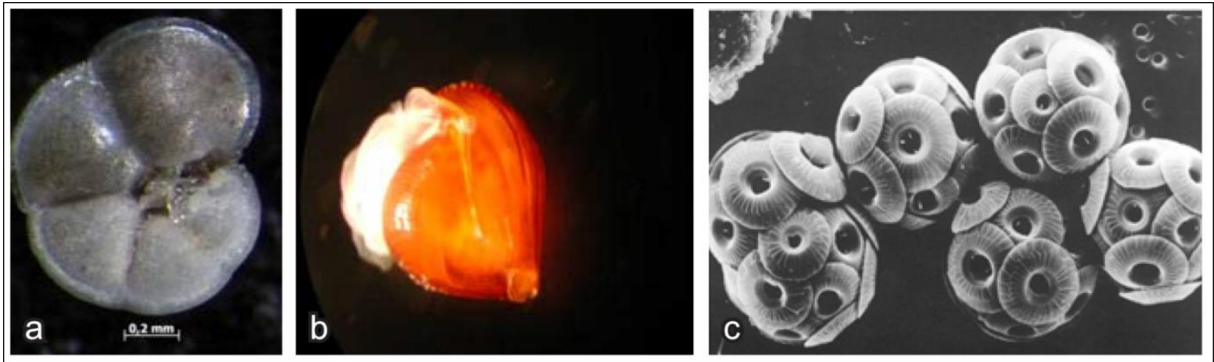


Figura 4 - Organismos que fazem parte da vasa carbonática: (a) foraminífero; (b) pterópode; (c) coccolitoforídeo.

Fonte: Calliari (2015).

3.2.2.3 Sedimentação autigênica

Os sedimentos autigênicos consistem em minerais precipitados lentamente *in situ* no ambiente marinho (Calliari 2015). Esses sedimentos sofrem reações físico-químicas durante a deposição e a sedimentação, sendo os nódulos de manganês e de fosforita os mais característicos destes (Neto *et al.* 2004)

3.2.2.4 Correntes de fundo

As correntes de fundo são responsáveis pela formação de grandes depósitos de sedimentos em ambientes marinhos (Dias 2015). A acumulação desses sedimentos pelas correntes depende da interação de fatores como: intensidade da circulação profunda, morfologia do fundo, geostrofia e suprimento de sedimentos terrígenos e biogênicos (Dias 2015).

Os sedimentos depositados e retrabalhados por estas correntes são conhecidos como contornitos, considerados de grande importância para os estudos nas áreas da paleoceanografia e exploração de hidrocarbonetos (Stow *et al.* 2002).

4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de amostragem está situada no talude continental da bacia marítima do Pará-Maranhão, que por sua vez está inserido na margem continental brasileira (Figura 5).

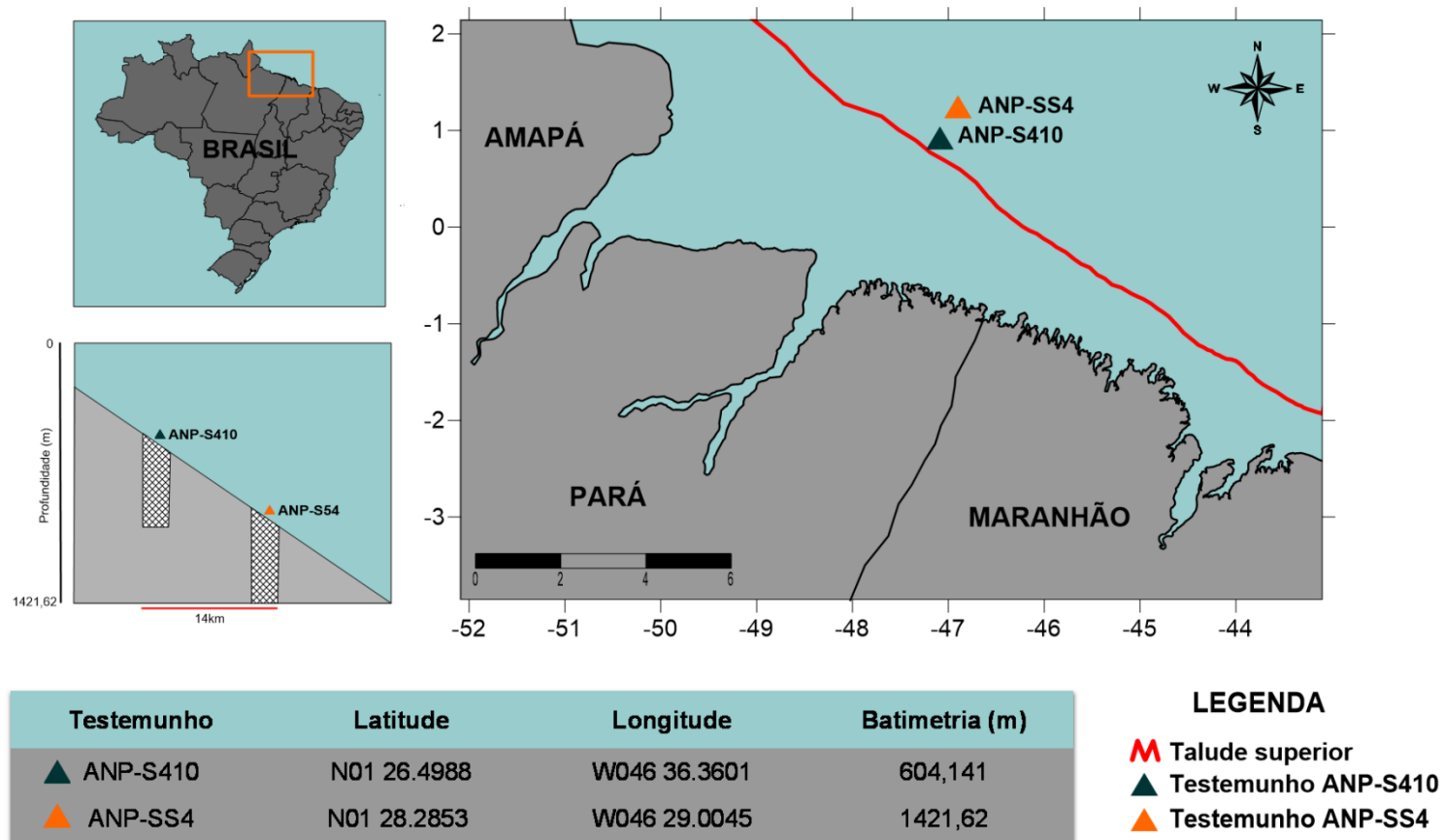


Figura 5 - Localização dos pontos de amostragem dos testemunhos.

Fonte: Do autor.

5 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

5.1 MARGEM CONTINENTAL BRASILEIRA

Segundo Abreu Neto (2012), a margem continental brasileira é extensa e possui espessas camadas sedimentares, apresentando três províncias fisiográficas distintas, definidas principalmente por variações do gradiente batimétrico. O país é caracterizado por uma margem continental tipo Atlântico constituído pela plataforma continental (categoria I), talude continental (categoria II) e sopé (categoria III) (Figura 6).

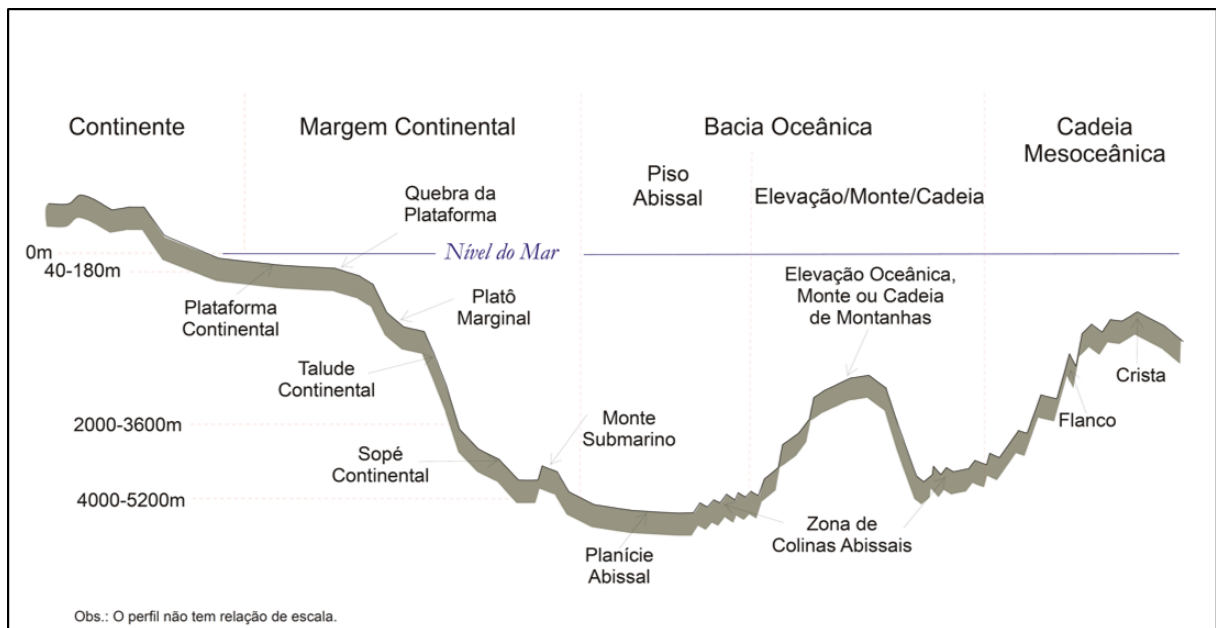


Figura 6 - Perfil fisiográfico esquemático de uma margem continental do tipo Atlântica.
Fonte: REVIZEE (2006).

Segundo Mohriak (2003), o Brasil se destaca por possuir uma das maiores extensões de margem continental do globo, abrangendo bacias com características geológicas distintas e com diferentes graus de conhecimento do potencial exploratório (Figura 7).

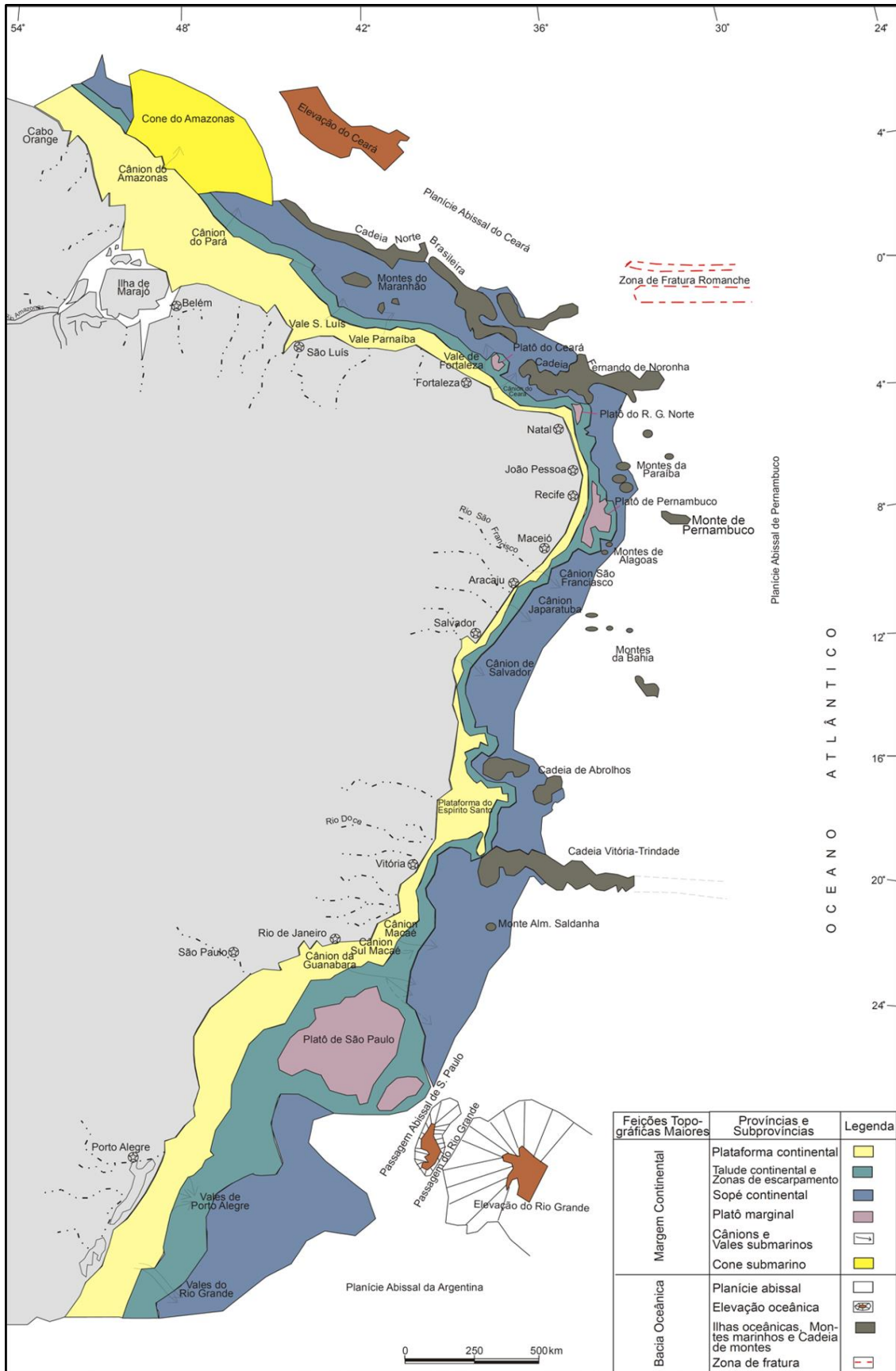


Figura 7 - Mapa Preliminar das Províncias Morfológicas da Margem Continental Brasileira
 Fonte: Projeto REMAC (2006).

Barreto e Milliman (1969) foram os primeiros a realizarem um estudo sobre a fisiografia da margem continental brasileira, reunindo dados exploratórios da Petrobrás e do U.S. Hydrographic Office.

Posteriormente, outros trabalhos vieram a ser desenvolvidos como o de Martins et al. (1972), Zembruski *et al.* (1972) e o projeto REMAC (1975), que por sua vez compilou trabalhos anteriormente elaborados e propôs uma série de mapas batimétricos da fisiografia da margem continental brasileira que são considerados atuais até o presente.

A plataforma continental varia na faixa de profundidade de 0 a 100m, com declividade em torno de 0,1°, e larguras alcançando até 330 Km. O talude continental possui declividade variando de 4 a 10°. Por fim, o sopé ocorre por volta de 2.8000-3600 m de profundidade (REVIZEE 2006).

Segundo Martins & Coutinho (1981) a margem continental brasileira apresenta seis compartimentos: Cabo Orange-Delta do Parnaíba; Delta do Parnaíba-Cabo Calcanhar; Cabo Calcanhar-Belmonte; Belmonte-Cabo Frio; Cabo Frio-Cabo Santa Maria; Cabo Santa Maria-Chuí (Figura).

O compartimento de Cabo Orange-Delta do Parnaíba pode ser dividido em três setores: o primeiro, das Guianas até a desembocadura do Rio Amazonas; o segundo compreende o Golfão Amazônico; e o terceiro setor, do Golfão Amazônico até o Delta do Parnaíba (REVIZEE 2006). A bacia do Pará-Maranhã está inserida neste compartimento da margem continental.

O compartimento de Cabo Orange-Delta do Parnaíba abriga a plataforma mais larga do Brasil, alcançando uma extensão máxima de 330 Km em frente a ilha de Marajó e profundidades de quebra que alcançam 120 m. São encontradas feições que se estendem desde a borda da plataforma até o talude, entre elas cones submarinos e canyons, características de áreas com elevada energia de maré. Dentre essas feições vale destacar o Cone do Amazona, um dos maiores cones submarinos do mundo, chegando a alcançar o talude continental (REVIZEE 2006). Quanto aos canyons, eles chegam a alcançar profundidades médias de até 750 m. Boyer (1969) e Damuth & Palma (1979) consideram os canyons feições erosivas recentes que cortam sedimentos relativamente jovens do talude continental.

5.1.1 Tectônica e neotectônica da margem continental equatorial brasileira

Com base em dados estratigráficos e estruturais das bacias sedimentares que compõem a região meio-norte do Brasil Soares Junior *et al.* (2008) propôs a evolução do rifteamento que formou a margem continental equatorial brasileira. Segundo o autor, a evolução tectônica dessa porção da margem continental brasileira ocorreu a partir de três episódios distensivos. Durante

o primeiro episódio ocorreu a formação do Oceano Atlântico Central, no triássico, e a formação do Gráben Calçoene da Bacia da Foz do Amazonas (Figura 8A). No segundo episódio ocorreu a formação do Oceano Atlântico Equatorial na região em que se formou o Gráben Cassiporé da Bacia Foz do Amazonas e as bacias de Marajó, Bragança-Viscu, São Luís e Ilha Nova (Figura 8B a 8E). No terceiro e último episódio ocorreu a formação das bacias de Potiguar, Ceará, Barreirinhas e Pará-Maranhão e a abertura do Oceano Atlântico equatorial culminando na ruptura continental (Figura 8F e 8G).

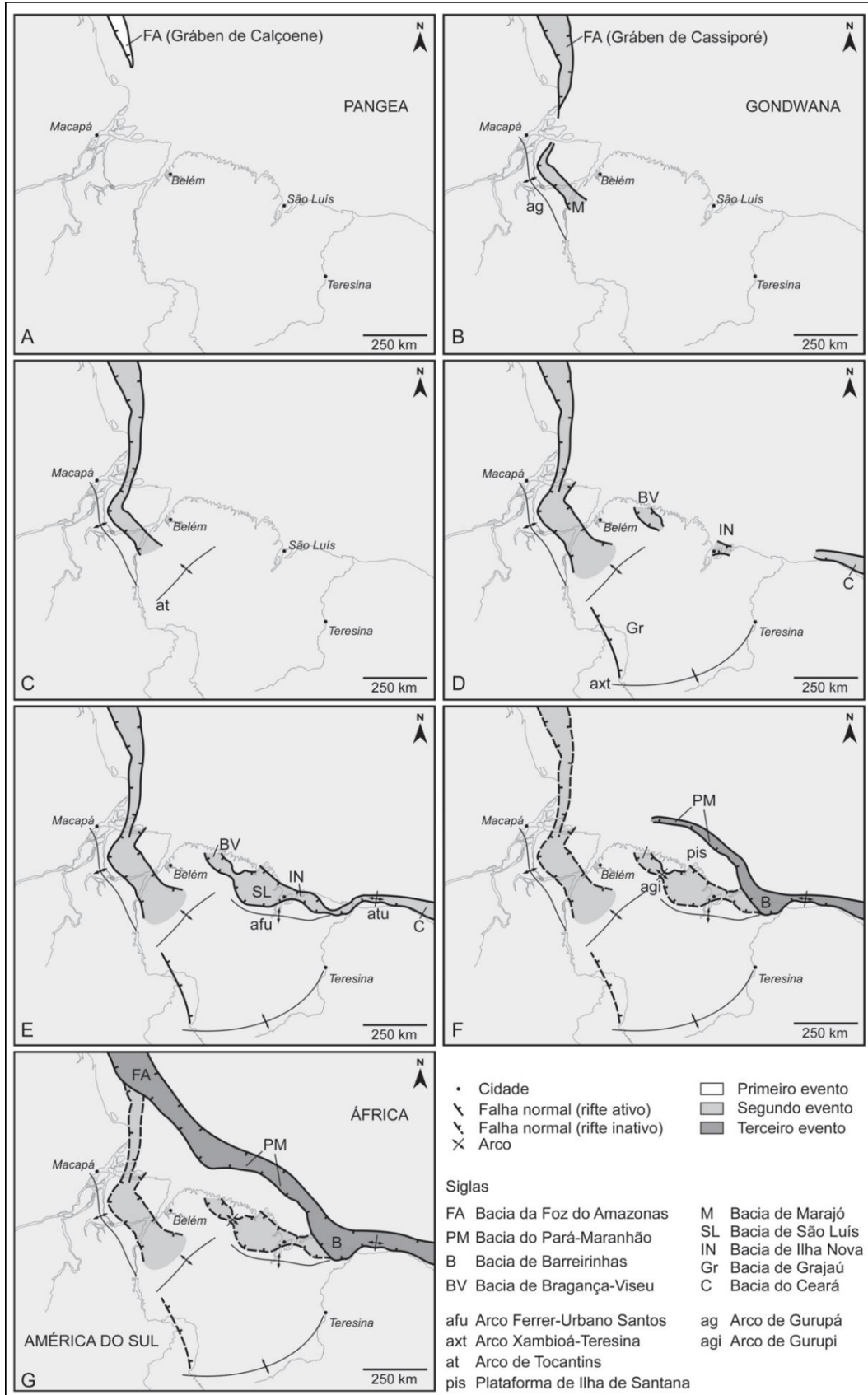


Figura 8 - Eventos distensivos da margem equatorial do Brasil. Primeiro evento (Neotriássico-Eojurássico) (A). Segundo evento (pré-Barremiano a Albiano) (B a E). Terceiro evento (Albiano) (F e G).

Fonte: Soares Junior *et al.* (2008)

5.2 BACIA MARÍTIMA DO PARÁ-MARANHÃO

A Bacia marítima do Pará-Maranhão está situada na margem equatorial brasileira, abrangendo uma área total de 50.000 km², sendo desta 26.000 km² até a profundidade de 400 m, e 24.000 km² entre 400 m e 3.000 m (Mohriak 2003). Ela está situada entre os meridianos 47° W e 44°W e os paralelos de 10S e 10N e é limitada ao noroeste pela bacia da Foz do Amazonas, ao sudoeste pela bacia de Barreirinhas (Soares *et al.* 2007). (Figura 9).

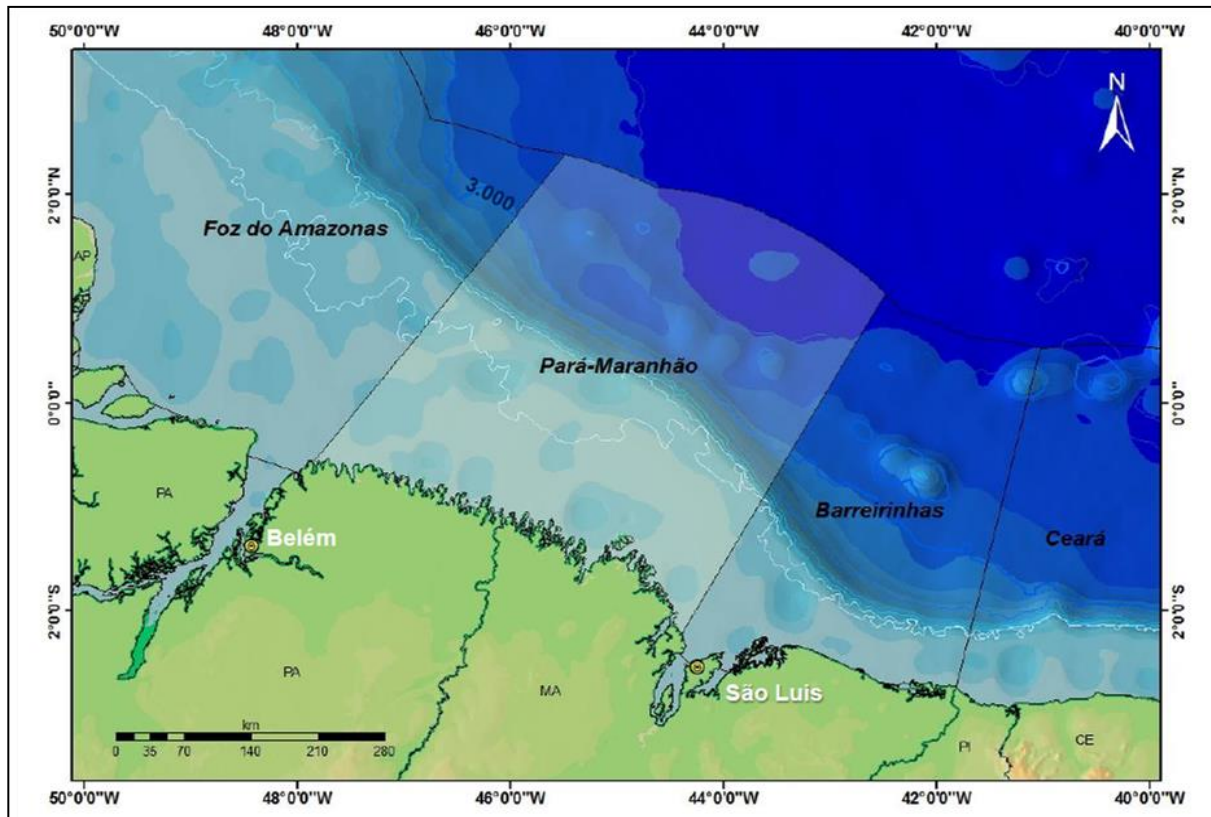


Figura 9 - Localização da Bacia Pará-Maranhão.

Fonte: Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) 2012.

5.2.1 Histórico de exploração da bacia

Data da década de 70 o início das atividades exploratórias da bacia, resultando na descoberta do óleo leve em carbonatos cenozóicos (Soares *et al.* 2007). Em 1978 foi perfurado o 1º poço produtor de óleo subcomercial (1MAS 0005 MA), vindo apenas em 1993 a perfuração do 1º poço em águas profundas (1PAS 0025 PA). Em 1998 com a criação da Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) foram retomados os investimentos exploratórios, principalmente em aquisição de dados sísmicos especulativos, vindo a acontecer em 2011 a perfuração do 1º poço após a criação da ANP (1BRSA 903 PAS) (Figura 10).



Figura 10 - Figura 7: Histórico exploratório da Bacia.
Fonte: ANP (2012)

5.2.2 Bacias marginais

5.2.2.1 Bacia Foz do Amazonas

A Bacia da Foz do Amazonas abrange uma área total de 350.000 km², incluindo a plataforma continental, talude e águas profundas, até o limite entre as crostas continental e oceânica (Mohriak 2003).

Segundo Rodarte & Brandão (1988), a evolução da bacia teve início no Triássico-Jurássico junto ao processo de formação do Oceano Atlântico Central. Segundo Grossmann (2002), a área de sedimentação da bacia é extensa, indo da plataforma ao talude continental com destaque a presença do cone do Amazonas;

O preenchimento da bacia por duas seqüências estratigráficas das fases rift e de margem passiva. A seqüência rift é constituída pelas formações Calçoene e Cassiporé. A Formação Calçoene é datada do Neotriássico e é formada por clastos e rochas ígneas. A Formação Cassiporé data do Eocretáceo (Barremiano ao Albiano) e é formada por depósitos siliciclásticos variados (Soares Junior *et al.* 2008).

A seqüência de margem passiva é dividida em Pré-Amazonas, que vai do Cenomaniano ao Mioceno, e Cone do Amazonas, do Mioceno ao período recente). O Pré-Amazonas representa o período deposicional que precede o estabelecimento do Rio Amazonas como sistema de drenagem bem desenvolvido. Essa seqüência é formada por sedimentos depositados em ambientes flúviodeltaico, marinho raso a marinho profundo e compreendem as formações

Limoeiro, Marajó, Amapá e Travosas (Brandão & Feijó 1994). Segundo Schaller *et al.* (1971) o intervalo Cone do Amazonas é resultado do total desenvolvimento do Rio Amazonas depois do soerguimento da Cordilheira dos Andes, sendo formado pelo Grupo Pará que reúne as formações Tucunaré, Pirarucu e Orange.

De acordo com Soares Junior *et al.* (2008), a bacia da Foz do Amazonas é resultado de três eventos tectônicos. Segundo o autor, durante o terceiro, iniciado no Albiano com o final da separação da América do Sul e África, conectou a Bacia da Foz do Amazonas à bacia do Pará-Maranhão.

5.2.2.2 Bacia de Barreirinhas

A Bacia de Barreirinhas cobre parte da costa do Estado do Maranhão e a plataforma continental adjacente. Sua área total é de aproximadamente 40.000 km² (Mohriak 2003). Segundo Soares Junior *et al.* (2008) a bacia se desenvolve sobre a bacia do Parnaíba, que se tornou o embasamento da nova bacia. Ainda segundo o autor o preenchimento estratigráfico da bacia é formado por uma sequência rift, datada do Eoalbio e formada pelo Grupo Canárias, e por uma sequência de margem passiva, que é representada pelos grupos Caju, Humberto de Campos, Formação Pirabas e Formação Barreiras.

A Bacia de Barreirinhas é formada por uma porção em terra e uma porção marítima. A porção marítima é ligada com a Bacia do Pará- Maranhão e é formada por falhas normais que se confundem com as da bacia do Pará-Maranhão (Soares Junior *et al.* 2008).

5.2.3 Caracterização geológica

5.2.3.1 Estratigrafia

O preenchimento da Bacia do Pará-Maranhão se dá por duas sequências estratigráficas: Uma sequência rift e outra de margem passiva, pós-rift, (Soares Junior *et al.* 2008) (Figura 11).

5.2.3.1.1 Sequência rift

A sequência rift é representada pelo Grupo Canárias, sua constituição consiste em um pacote de arenitos líticos de coloração cinza-claro, com granulometria fina a grossa, de siltitos de coloração cinza a castanho-avermelhado e de folhelhos de coloração cinza-médio avermelhado. O grupo foi depositado por leques deltaicos em ambiente marinho e é datado como Eo/Mesoalbiano, com base em foraminíferos plantônicos e palinomorfos (Brandão & Feijó 1994) (Figura).

5.2.3.1.2 Sequência de margem passiva

A sequência de margem passiva é representada pelos Grupos Caju e Humberto de Campos, sendo o último dividido em três subgrupos: Formação Areinhas, Formação Ilha de Santana e Formação Travosas (Brandão & Feijó 1994) (Figura 12).

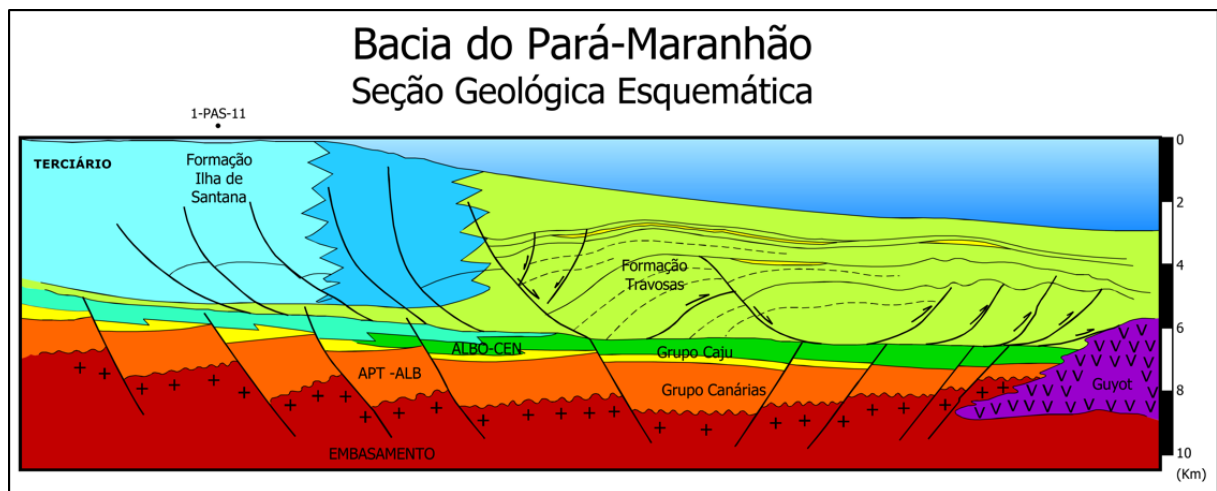


Figura 12 - Seção geológica esquemática da bacia do Pará-Maranhão.
Fonte: Modificado de Brandão e Feijó (1994).

O grupo Caju é datado do Neoalbiano e é constituído por arenito quartzoso de granulometria média a grossa e por folhelho de coloração escura, além de possui calcarenito bioclástico e ocolítico sedimentados em ambiente nerítico de alta e baixa energia. De acordo com Ojeda (1981), este grupo está associado com fase de migração, o que é uma condição evidente da bacia.

O Grupo Humberto de Campos é datado do Cenomaniano ao período Recente, formado por um pacote de rochas sedimentares depositadas, lateralmente variado de ambiente costeiro a nerítico, batial e abissal. O Grupo é dividido nas Formações Areinhas, Ilha de Santana e Travosas (Brandão & Feijó 1994):

- a) A Formação Areinhas constitui a porção proximal da bacia, consiste em camadas de arenitos quartzoso brancos grosseiros;

- b) A Formação Ilha de Santana consiste em um extenso pacote carbonático, depositado desde a plataforma rasa (biocalcarenitos), passando na porção externa (calcarenitos finos e calcilitos) até a região do talude (margas, folhelhos, lamitos e turbiditos);
- c) A formação Trevisas representa a porção costa-plataforma-talude da bacia, constituída de um pacote sedimentar composto de folhelhos e material silteico com eventuais ocorrências de arenitos quartzosos finos.

5.2.3.2 Estrutural

Estruturalmente, segundo Soares *et al.* (2008), a Bacia do Pará-Maranhão é formada por dois depocentros, separados por um horste. O depocentro da porção leste é claramente distensivo, alongado no sentido NW-SE e constituído de dois sistemas de falhas normais, uma no sentido NW-SE e outra NNW-SSE. O depocentro da porção oeste é denominado de Gráben de Ilha de Santana, é constituído de dois sistemas de falhas normais com sentidos E-W e NNW-SSE. Segundo Igreja (1992), estes depocentros encontram-se separados pelo arco do Gurupi.

A arquitetura da bacia é caracterizada por eventos recentes originados de tectônica gravitacional durante a fase de deriva, sendo manifestados na forma de fluxos de massa nas regiões mais distais da margem continental (Soares Junior *et al.* 2008).

As deformações características presentes na estrutura da bacia foram estudadas em detalhes por Zalán (2001). O autor denominou as mesmas de cinturão gravitacional de dobras e empurrões (*gravitational fold-and-thrust belts*) correspondentes a um domínio de grande incidência de falhas de empurrão e dobras associadas, similares aos cinturões orogênicos das áreas compressivas.

A Figura 13 mostra a estrutura da bacia ao longo de uma seção sísmica da plataforma continental até a região do sopé, demonstrando a assinatura sísmica de alto vulcânico associado a zonas de fratura. A Figura 14 mostra o cinturão no talude, cujo mecanismo de formação pode estar associado a processos gravitacionais e de compressão em regiões afetadas por zonas de fraturas (Mohriak 2003).

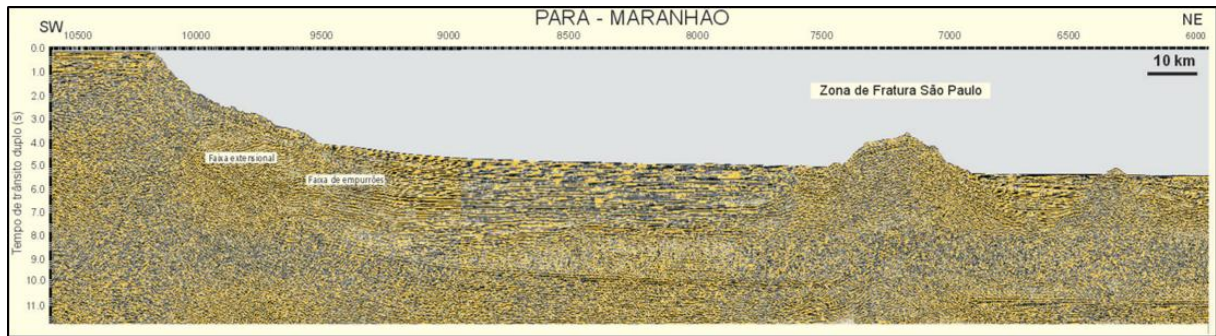


Figura 13 - Seção sísmica na Bacia Pará–Maranhão, mostrando seqüências estratigráficas e ocorrência de altos vulcânicos associados a zonas de fraturas transformantes.

Fonte: Mohriak (2003).

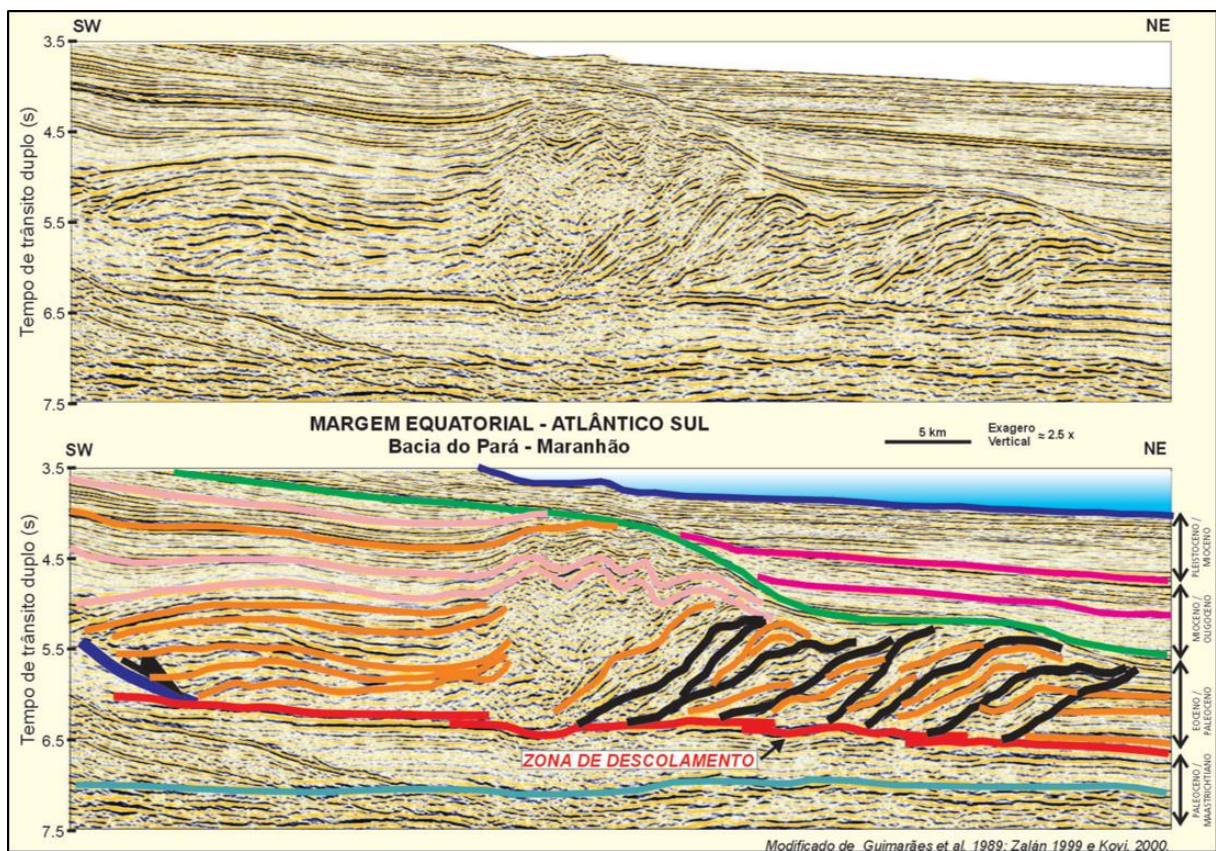


Figura 14 - Seção sísmica na Bacia Pará–Maranhão, mostrando cinturão de dobramento na região da quebra da plataforma, talude e bacia profunda.

Fonte: Mohriak (2003).

5.2.3.3 Fisiografia

A plataforma adjacente aos estados do Pará-Maranhão possui declive e relevo suaves na maior parte da porção interna. Na porção média, largo do estuário do Gurupi, o relevo apresenta irregularidades causadas pela presença de fácies carbonáticas e de um golfo submerso com largura aproximada de 120 km. A porção externa da plataforma possui declive suave e relevo irregular, com presença de canyons submarinos (REVIZEE 2006).

Na fronteira com a Bacia da Foz do Amazonas ocorre o Megadeslizamento Pará-Maranhão, responsável por remobilizar um volume sedimentar de cerca de 63.000km³ em uma área de cerca 90.000 km² e espessura de 1000 m (Figura 15) (Araújo *et al.* 2009). Segundo estes autores, o megadeslizamento condiciona ao talude uma instabilidade gravitacional que se estende bacia a fora.

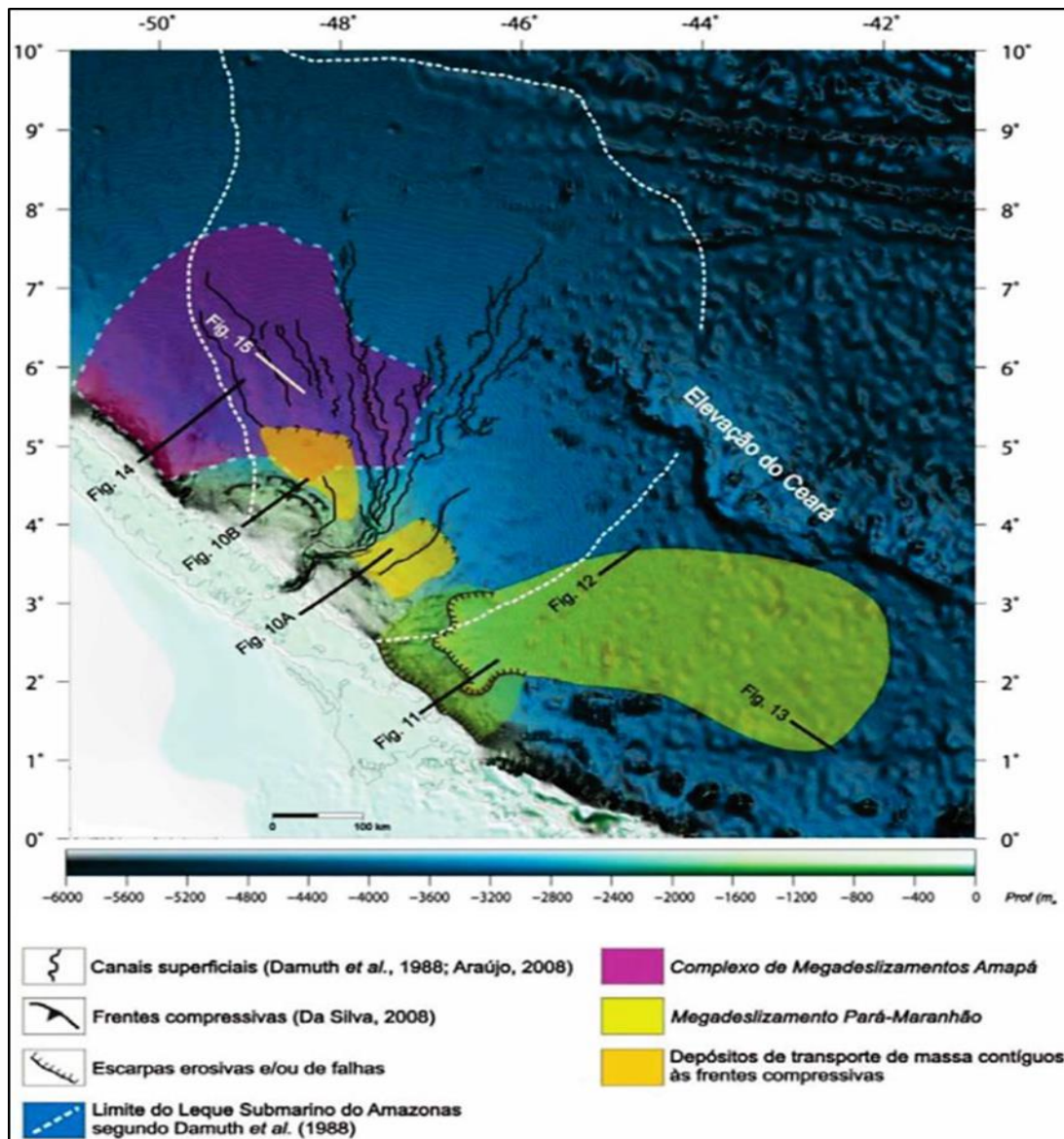


Figura 15 - Mapa ilustrando as ocorrências de movimentos de transporte de massa e megadeslizamento do Pará-Maranhão.

Fonte: Modificado de Araújo *et al.* (2009).

5.2.3.4 Cobertura sedimentar

A margem continental brasileira possui cobertura sedimentar variada. Baseado em estudos sedimentológicos, Martins *et al.* (1972) determinaram três regimes sedimentares: sedimentação terrígena, com fonte em bacias sedimentares, sedimentação biogênica e

biodetrítica e sedimentação relíquia, sofrendo retrabalhamento. Os sedimentos superficiais que recobrem a plataforma e talude continental da região norte do Brasil são representados por fácies arenosas, lamosas e biodetríticas (REVIZEE 2006).

Segundo Pomerancblum & Costa (1970), os sedimentos entre o delta do Parnaíba e a foz do Rio Pará são predominantemente arenosos, maduros e parcialmente retrabalhados, sendo transportado para a plataforma e áreas adjacentes por um único agente.

De acordo com Fass (1986), as fácies lamosas são as predominantes tanto na plataforma quanto no talude continental ao norte do Rio Pará. Segundo o autor, nas áreas adjacentes ao Rio Amazonas predominam lamas ricas em silte, que contribuem com 95% do material em suspensão. Sedimentos lamosos, ricos em silte, representam menos de 15% dos sedimentos presentes na plataforma continental externa adjacente ao estado do Maranhão (Milliman *et al.* 1975).

Quanto ao talude, a sedimentação lamosa é a predominante, formando camadas esparsas que vão de encontro ao oceano profundo. Ainda há a ocorrência de vasas terrígenas e calcários, além de depósitos de turbiditos e de outros fluxos gravitacionais (REVIZEE 2006).

A descarga sedimentar do rio Amazonas proporciona uma pluma de sedimentos em suspensão de cerca de 500 km de extensão e 200 km de largura, em frente a foz do rio para noroeste (Curtin 1986). Segundo Aller & Aller (1986), a pluma de sedimentos contribui para formação de lama fluida, o que inibi a proliferação do macrobentos na plataforma interna, condicionando concentrações maiores desses organismos a plataforma externa/quebra do talude.

As fácies biodetríticas aumentam em direção a plataforma externa, sendo influenciadas pela topografia local. Essas fácies são ricas em carbonatos derivados de detritos de recifes, algas coralinas e organismos como crustáceos, moluscos e principalmente foraminíferos bentônicos (Coutinho 2005). Ao largo do Cabo Gurupi (Pará-Maranhão) entre as isóbatas de 60 m e 100 m, plataforma externa/talude superior, são marcadas pela ocorrência de foraminíferos bentônicos. Entre as isóbatas de 40 m e 100 m há ocorrência de recifes de frente ao rio Pará, entre Cabo Gurupi e Ilha de São Luís (REVIZEE 2006).

5.3 CARACTERIZAÇÃO OCEANOGRÁFICA E METEOROLÓGICA

O regime meteorológico da região oceânica norte do Brasil é regido pela grande variabilidade sazonal e influenciado por inúmeros fenômenos que atuam de forma isolada ou combinados entre si. Dentre eles destacam-se a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), correntes de maré e de fronteira oeste, regime de ventos alísios, descarga hídrica e sólida do rio

Amazonas e anomalias de temperaturas das águas oceânicas do Atlântico e do Pacífico. Esses fenômenos contribuem condicionando as características climáticas e hídricas da região (Geyer *et al.* 1996, Uvo & Berndtsson 1996, Rocha 2001 e Silva 2006).

5.3.1 Clima da região

A região possui clima tropical quente e úmido, com temperatura média do ar de 26°C e precipitação média anual de 2300 mm (Menezes *et al.* 2008).

Na “Amazônia Legal” a pluviométrica, variando de 4 a 10 mm por dia (Figura 16A). Na região, ocorrem duas estações: (1) a de maior índice pluviométrico, no período de fevereiro a março e atinge 9 mm/dia; (2) de menor índice pluviométrico entre julho e agosto, varia entre 2,6 a 2,2 mm/dia (Figura 16B) (Souza *et al.* 2016). Esse comportamento é condizente ao observado por Figueroa & Nobre (1990), Souza & Ambrizzi (2004) e Villar *et al.* (2009).

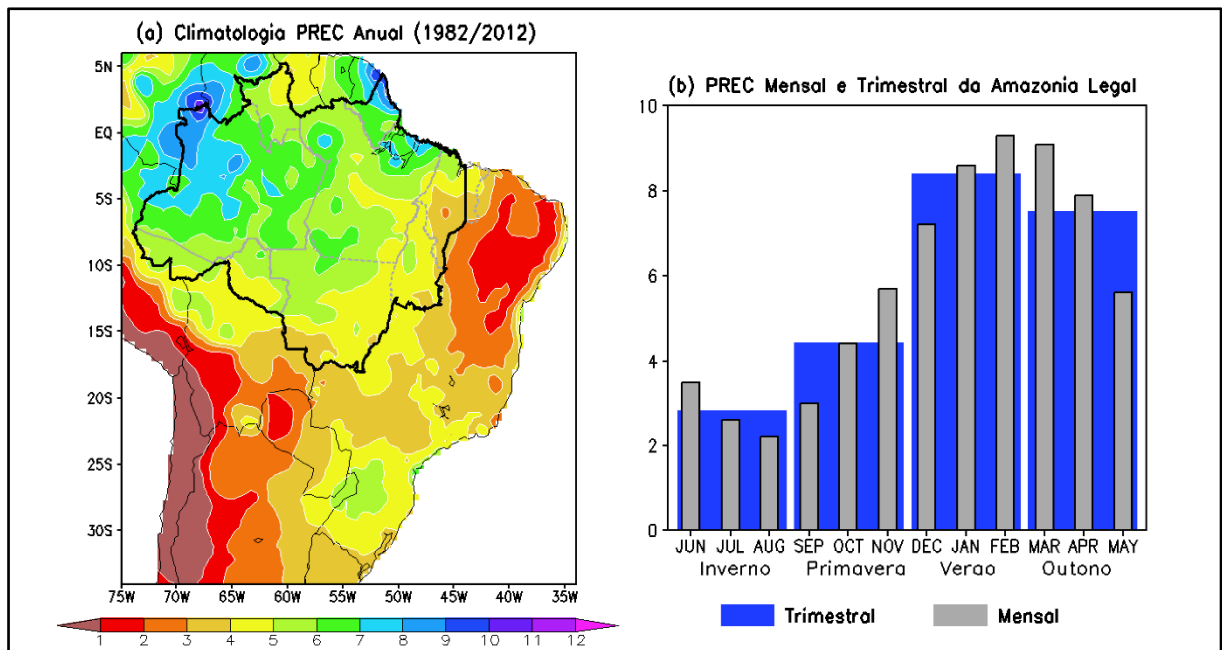


Figura 16 - (A) Precipitação climatológica anual (média 1982/2012) sobre a América do Sul, baseada nos dados do CPC. A linha preta destaca a região da Amazônia Legal Brasileira. (B) Médias mensais e trimestrais de precipitação da Amazônia (média espacial). Unidade: mm/dia.

Fonte: Souza *et al.* (2016).

5.3.2 Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)

A ZCIT consiste em um fenômeno sinótico que ocorre na região equatorial cujo principal efeito é a abundante precipitação sobre a região, o que acarreta em grande aporte de água doce para a região oceânica (Grotsky 2003).

A ZCIT faz parte da circulação geral da atmosfera, formando-se em um ramo ascendente da célula de Hadley (Varejão Silva 2006). Trata-se de uma área de convergência em baixos

níveis, formada pelo encontro dos ventos alísios de nordeste do Hemisfério Norte com os ventos alísios de sudeste do Hemisfério Sul. A zona se caracteriza por uma acentuada instabilidade atmosférica, com movimento ascendente sobre toda a troposfera equatorial induzindo a formação de nuvens convectivas com grande desenvolvimento vertical (Ferreira 1996).

5.3.3 Correntes

A Corrente Norte do Brasil (CNB) exerce uma grande influência na região oceânica do norte brasileiro. Segundo Fonseca *et al.* (200) a CNB é a maior corrente de contorno oeste em latitudes tropicais do oceano Atlântico. A CNB é formada pelo sistema equatorial de correntes a noroeste do talude continental do continente Sul-Americano, cruzando o equador com velocidade variando de 50 a 100 cm/s. A CNB é composta pela Corrente Sul Equatorial central, superfície, e pela Subcorrente Norte do Brasil, subsuperfície, onde a porção superficial se curva sobre si própria adquirindo uma característica de retroflexão (Moraes 2011) (Figura 17).

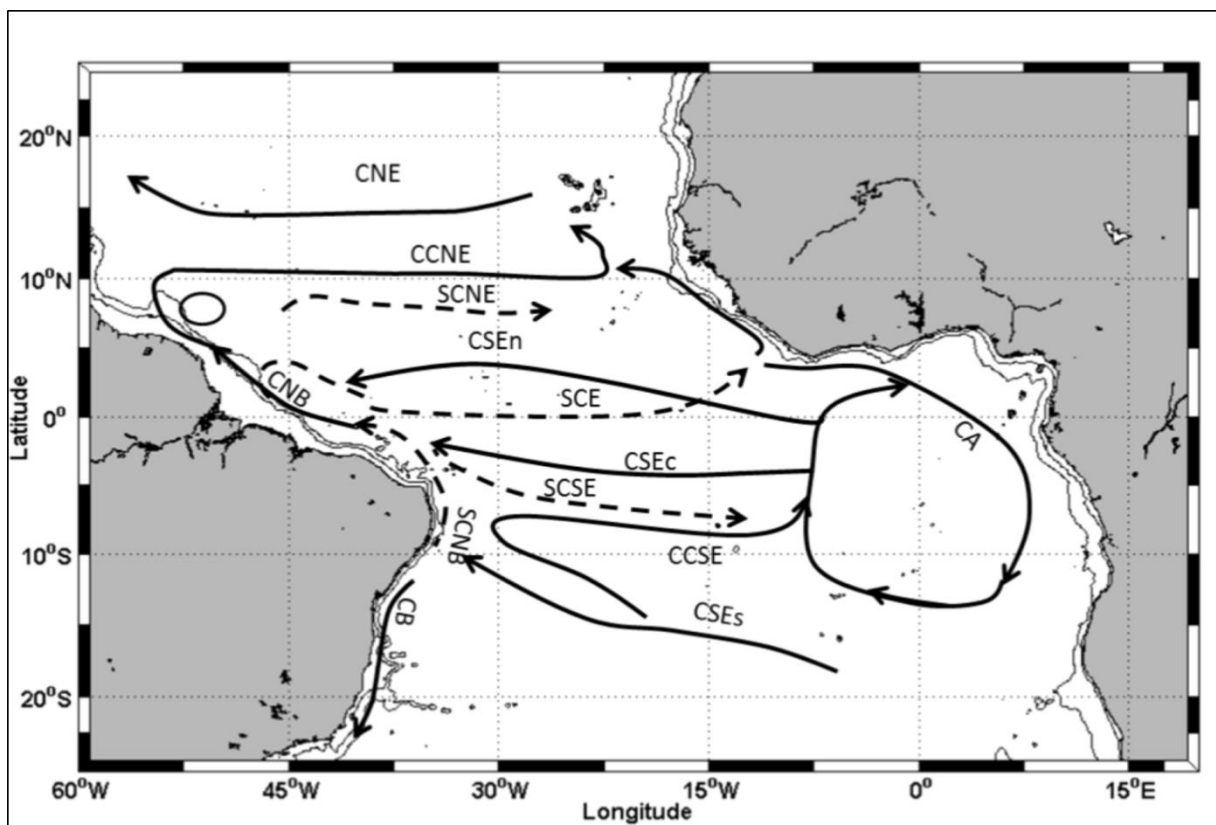


Figura 17 - Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Tropical.
Fonte: Modificado de Stramma e Schott (1999).

Krelling (2010), considerou a CNB como sendo um dos agentes mais importantes quanto ao transporte de águas Interhemisférios, transportando águas do Atlântico Sul para o Hemisfério Norte e ainda servindo como fonte de massa para outras correntes do sistema equatorial.

5.3.4 Hidrografia

A Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Ocidental compreende parcialmente os estados do Pará e Maranhão. Ocupando uma área de aproximadamente 268.897km², a região é formada pelas bacias hidrográficas dos rios Itapecuru, Mearim, Munim, Gurupi, Pericumã e Turiaçu, que juntos tem vazão média registrada de 2.683m³/s (Instituto do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis 2006).

Das bacias da região a bacia do rio Gurupi é a que possui a maior vazão, são em média 160 m³/s. O principal rio da região é o Gurupi, que se estende por 400 km e conflui com o rio Itinga formando o limite entre os estados do Pará e Maranhão (IBGE 1997).

A bacia do rio Amazonas também ganha destaque devido a intensa descarga. O rio descarrega cerca de 180.000 m³/s de água doce no oceano Atlântico, formando uma pluma superficial de água e sedimentos que se estende por 200 km oceano a dentro, chegando a 1.000 km em direção a noroeste (Lentz & Limeburner 1995).

5.3.5 Maré e ondas

A maré na região da foz do rio Amazonas é classificada como semidiurna (Gallo & Vinzon 2015). Beardsley *et al.* (1995) determinaram os principais componentes de maré na porção externa da plataforma continental como sendo M2, S2 e N2 (semidiurna) e K1 e O1 (diurna), os autores ainda concluíram que os componentes semidiurnas são as responsáveis por 85% das flutuações do nível do mar local.

De acordo com Geyer & Kineke (1995) a maré se comporta como uma onda progressiva ao decorrer da embocadura do rio Amazonas e assumi comportamento estacionário ao noroeste do rio e a sudoeste do rio Pará. Nas proximidades da embocadura do Amazonas as correntes atingem os máximos durante a fase de sizígia, com aproximadamente 2 m/s, e os mínimos durante a fase de quadratura, aproximadamente 0,7 m/s.

As ondas na região são formadas pela ocorrência dos ventos alísios e, ocasionalmente por ciclones extratropicais oriundos do Hemisfério Norte. Em mar aberto essas ondas podem alcançar amplitudes de 3 m e velocidade de 30 cm/s (Cachione *et al.* 1995).

6 MATERIAL E METODOS

6.1 FLUXOGRAMA DAS METODOLOGIAS

Fluxograma das metodologias adotadas e aplicadas durante o estudo (Figura 18).

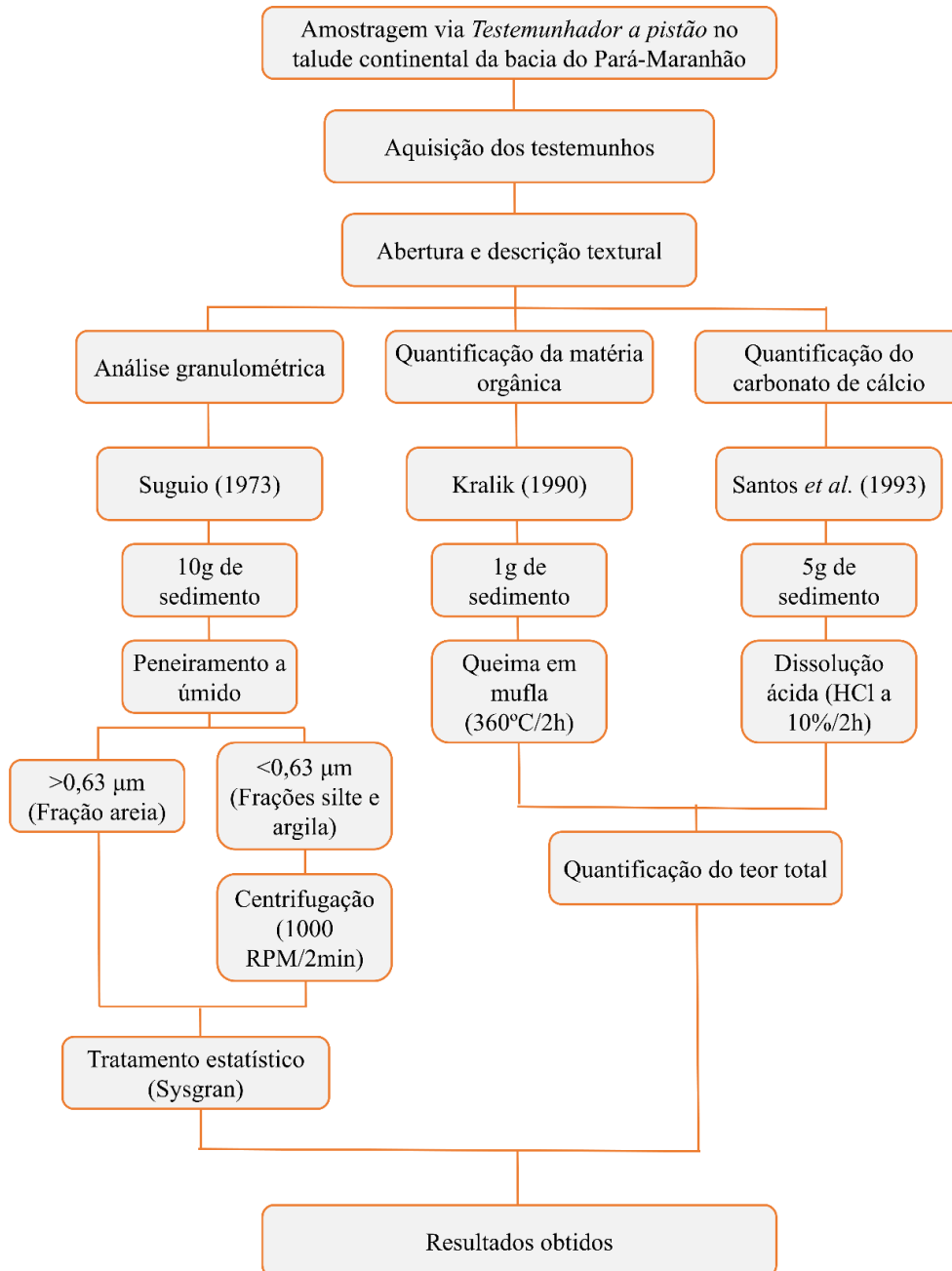


Figura 18 - Fluxograma das metodologias.

Fonte: Do autor.

6.2 AMOSTRAGEM

Os testemunhadores são comumente empregados quando são necessárias coletas de secções

estratigráficas dos pacotes sedimentares de subfundo oceânico. Segundo Griep (2011), os testemunhadores possuem grande aplicabilidade em estudos estratigráficos, cujo interesse são os processos responsáveis pela formação da geologia submarina em uma determinada área oceânica.

O testemunhador a pistão permite que sejam amostrados pacotes sedimentares de até 10 m. Consiste em um cilindro, de ferro e/ou PVC para água (75 mm de diâmetro), com um peso na parte posterior, onde é preso o cabo de sustentação, e por uma ponta cortante que penetra no sedimento. Possui ainda um dispositivo de lâminas na extremidade inferior, denominado aranha, que impede a perda do material amostrado e um cortador (denominado cone), com terminal chanfrado na extremidade do tubo, que auxilia na penetração do testemunhador no sedimento. O testemunhador é acrescido de alguns itens que o diferem de demais métodos de testemunhagem, como um braço lateral onde pode ser colocado um peso ou um testemunhador tipo Phleger, que serve de mecanismo de disparo do testemunhador a pistão (Calazanse & Griep 2015) (Figura 19 A e B).

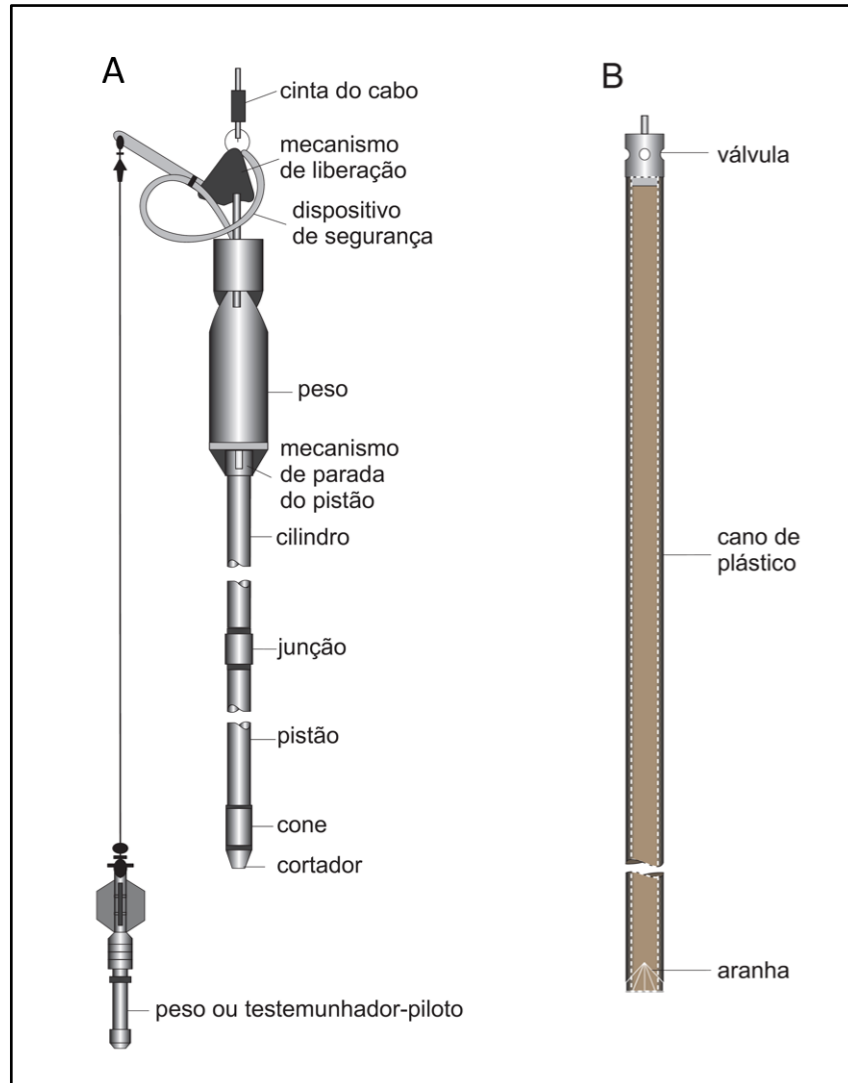


Figura 19 – (A) Mecanismo do testemunhador a pistão (B) tubo coletor de PVC.
 Fonte: Adaptado de Figueiredo & Brehme 2000.

O testemunhador a pistão ganha essa denominação devido a presença de um pequeno pistão, que funciona como mecanismo auxiliar de sucção do sedimento, enquanto o mesmo está penetrando na camada sedimentar. Quando o topo da tubulação é alcançado, serve como mecanismo de içamento de todo conjunto (Figura 20).

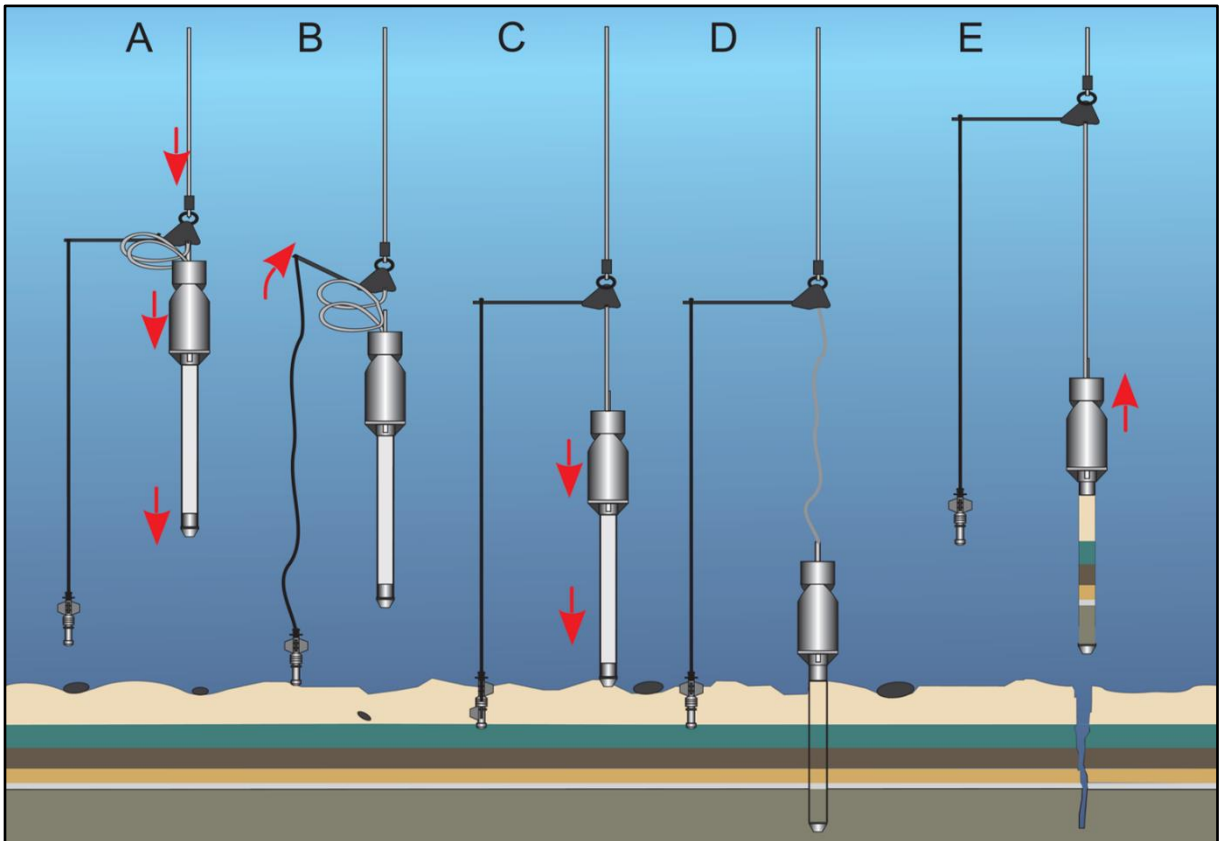


Figura 20 - Configuração do sistema operacional de um testemunhador a pistão.
 Fonte: Adaptado de <www.mnhn.fr>.

Os testemunhos usados no presente estudo foram coletados por um testemunhador a pistão (Figura 21A-C). A amostragem foi realizada nos dias 29 e 30 de dezembro de 2014 a bordo do navio Geoexplorer (Tabela 2) (Figura 21D). Posterior a amostragem, os testemunhos foram recebidos pela Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) e sem seguida cedidos ao Grupo de Estudos Marinhos e Costeiros (GEMC), coordenado pelo Prof^o Dr. Maamar El-Robrini, para o tratamento em laboratório buscando a obtenção de dados e resultados.

Tabela 1 - Testemunhos amostrados.

Testemunho	Data de amostragem	Latitude	Longitude	Batimetria (m)
ANP-S410	29/dezembro/2014	N01 26.4988	W046 36.3601	604,141
ANP-S54	30/dezembro/2014	N01 28.2853	W046 29.0045	1421,62



Figura 21 - Testemunho a pistão utilizado para a amostragem do estudo (A e B); Testemunhos recuperados (C); Navio Geoexplorer.

Fonte: Imagens cedidas pelo Professor Maamar El-Robrini.

6.3 METODOS LABORATORIAIS

6.3.1 Abertura e descrição textural

Em laboratório, os testemunhos foram abertos longitudinalmente com auxílio de uma serra elétrica. Fez-se uso das definições de Selley (1982), principalmente para estrutura sedimentar, coloração e informações granulométricas, sendo preenchidas fichas estratigráficas (modelo de Nataniel Palmer 2003) contendo informações como cor do sedimento, baseado na ficha de Munsell (Munsell Color Charts), textura do sedimento, estruturas sedimentares, presença ou não de organismos biogênicos, etc. Para as análises de granulometria, matéria orgânica e carbonato de cálcio, foram retirados a cada 10 cm, respectivamente, alíquotas de 10g, 5g e 1g.

6.3.2 Análise granulométrica

As amostras foram submetidas ao método de peneiramento a úmido proposto por Suguio (1973) para amostras sedimentares de matriz predominantemente lamosa.

Primeiramente, uma alíquota de sedimento foi seca em estufa a 60°C. Depois de seca, 10g dessa alíquota foi separada para a análise granulométrica. Inicialmente o sedimento foi homogeneizado em um béquer com água destilada e agitado com o auxílio de um bastão de vidro. Depois de homogeneizadas, as amostras foram despejadas em uma peneira de 0,63 µm para separar a fração areia das frações de silte e argila (Figura 22A). A fração areia retida na peneira foi levada a estufa para secar a 60 °C, para ser novamente pesada em balança de precisão analítica.

Para a separação das frações silte e argila, foi adotado o método de centrifugação. O material que passou pela peneira foi distribuído igualmente em tubos de ensaio de 100 ml e pesados em balança de equilíbrio (Figura 22B). Posteriormente, esses tubos foram levados em pares para uma centrífuga a 1000 RPM por 2 min, tempo necessário para que a fração de silte decante e sobre em suspensão argila e água (Figura 22C e D). Em seguida, as frações foram secas em estufa a 60°C e pesadas para dar início ao tratamento estatístico.



Figura 22 - Método de peneiramento a úmida para separação da fração areia das frações de silte e argila (A). Tubos de ensaio pesados a pares em balança de equilíbrio (B); Método de centrifugação a 1000 RPM para separação da fração silte e argila (C); Frações areia (I), silte (II) e argila (III) após o uso dos métodos descritos (D).

Fonte: Do autor.

6.3.2.1 Tratamento estatístico

Os resultados obtidos durante a análise granulométrica foram tratados no *software* Sysgran (Sistema de Análise Granulométrica), apresentando 97% de eficiência (Camargo 2006), para obter os dados estatísticos de Folk & Ward (1957), diagramas de Folk (1954), Shepard (1954) e Pejrup (1988).

6.2.2.1.1 Folk e Ward

Fazendo uso da classificação de Folk & Ward (1957), os sedimentos dos testemunhos foram classificados mediante parâmetros estatísticos calculados a partir das análises granulométricas:

a) Grau de seleção (Desvio padrão)

O grau de seleção ou desvio padrão descreve o selecionamento de um pacote sedimentar em relação ao seu transporte e deposição (Folk & Ward, 1957). Ele expressa a variação dos tamanhos de grãos a partir de uma média aritmética, determinando o grau de dispersão em relação à média, ou seja, o selecionamento do pacote (Tabela 3). Ele ainda funciona como um reflexo dos agentes geológicos em selecionar o sedimento no ambiente (Bittencourt 2016). O grau de seleção é influenciado pelo fluxo, velocidade e turbulência no ambiente deposicional (Ponçano 1986).

Tabela 2 - Classificação quanto ao grau de selecionamento de seleção.
Fonte: Folk & Ward (1957).

Classificação	Diâmetro (ϕ)
Muito bem selecionado	<0,35
Bem selecionado	0,35 a 0,5
Moderadamente bem selecionado	0,5 a 0,71
Moderadamente selecionado	0,71 a 1,0
Mal selecionado	1,0 a 2,0
Muito mal selecionado	2,0 a 4,0
Extremamente mal selecionado	>4,0

b) Curtose

A curtose está relacionada ao selecionamento das porções, externa e central, da curva de distribuição granulométrica (Farias 2006) (Tabela 4). Segundo Alves (2001) a curtose tem sido amplamente relacionada ao nível de energia das ondas e ao nível de energia do ambiente deposicional, sendo estes inversamente proporcionais.

Tabela 3 - Classificação quanto a curtose.
 Fonte: Folk & Ward (1957).

Classificação	Diâmetro (ϕ)
Muito platicúrtica	<0,67
Platicúrtica	0,67 a 0,90
Mesocúrtica	0,90 a 1,11
Leptocúrtica	1,11 a 1,50
Muito leptocúrtica	1,50 a 3,0
Extremamente leptocúrtica	>3,0

c) Assimetria

A assimetria demonstra a posição da mediana em relação à média aritmética (Folk & Ward 1957) (Tabela 5). Segundo Silva (2015), uma assimetria positiva indica um enriquecimento em partículas finas, enquanto uma assimetria negativa indica um enriquecimento em partículas grosseiras. A assimetria ainda é um parâmetro comumente usado para indicar o predomínio da deposição ou remoção de sedimentos no ambiente (Duane 1964), onde uma assimetria positiva indica uma tendência a deposição de sedimentos no ambiente e a assimetria negativa indica a predominância de remoção de sedimentos do ambiente.

Tabela 4 - Classificação quanto a assimetria.
 Fonte: Folk & Ward (1957).

Classificação	Diâmetro (ϕ)
Muito negativa	<0,67
Negativa	0,67 a 0,90
Simétrica	0,90 a 1,11
Positiva	1,11 a 1,50
Muito positiva	1,50 a 3,0

6.2.2.1.2 *Diagrama de Folk*

A classificação textural de Folk (1954) é baseada em um diagrama triangular que

representa a proporção percentual o conteúdo das frações areia, silte e argila (Figura 23).

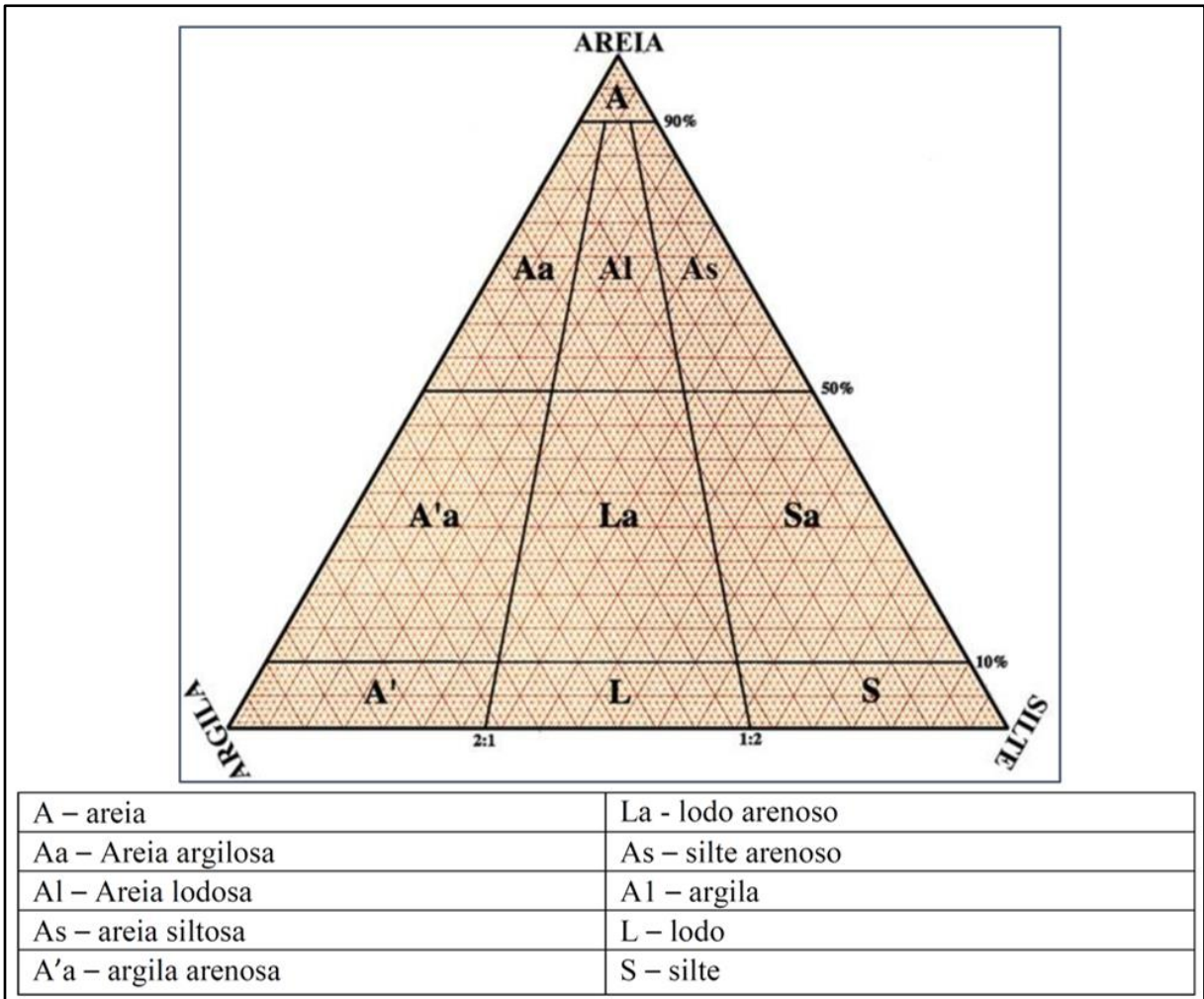


Figura 23 - Diagrama triangular de Folk.
Fonte: Dias (2004).

6.2.2.1.3 Diagrama de Shepard

A classificação textural proposta por Shepard (1954) consiste em um diagrama triangular onde são representados em percentuais o conteúdo das frações granulométricas de areia, silte e argila (Figura 24).

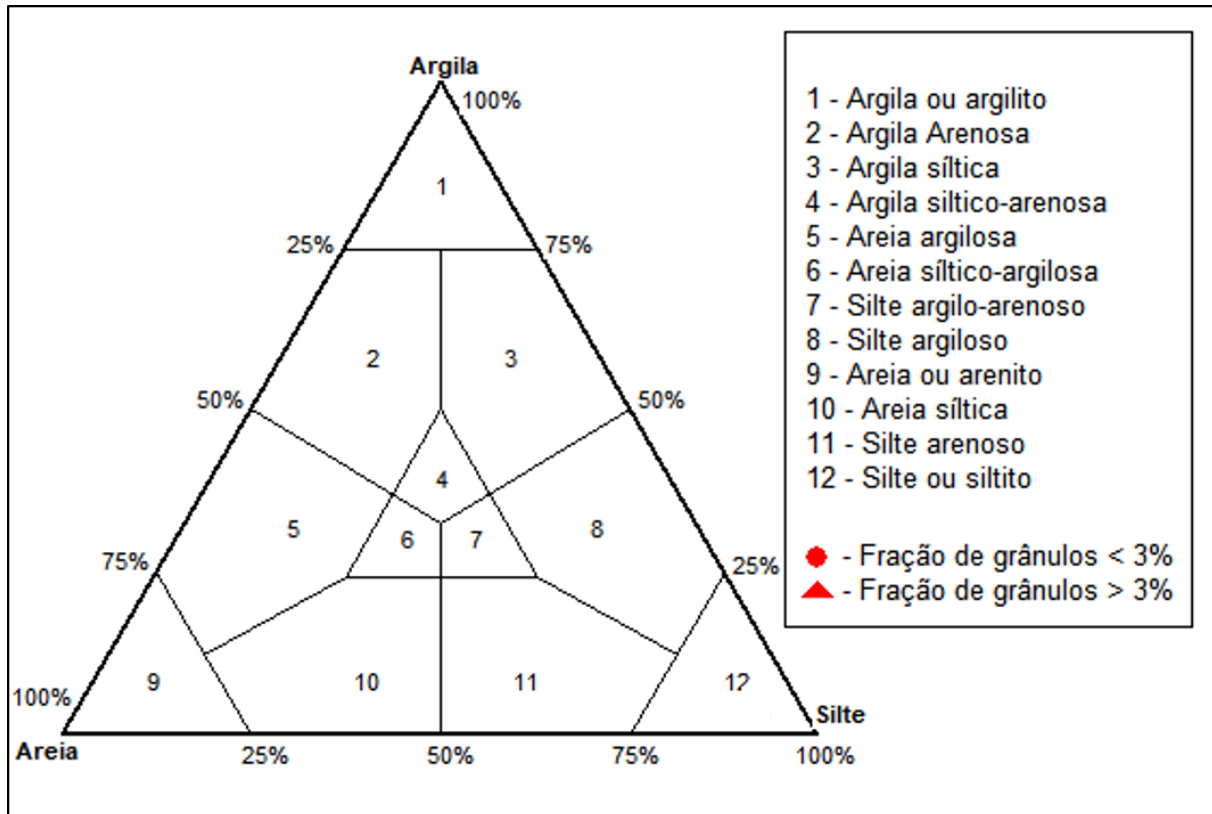


Figura 24 - Diagrama triangular de Shepard.
 Fonte: Adaptado de Shepard (1954).

6.2.2.1.4 Diagrama de Pejrup

A classificação textural proposta por Pejrup (1988) é fundamentada na condição hidrodinâmica do ambiente sedimentar. Pejrup (1988) faz uso do teor de argila presente no sedimento para seccionar em quatro seu diagrama triangular, onde a seção I a IV caracteriza, em ordem crescente, as condições hidrodinâmicas do ambiente. Já as seções de A a D caracterizam o percentual de areia/silte presentes no sedimento (Figura 25).

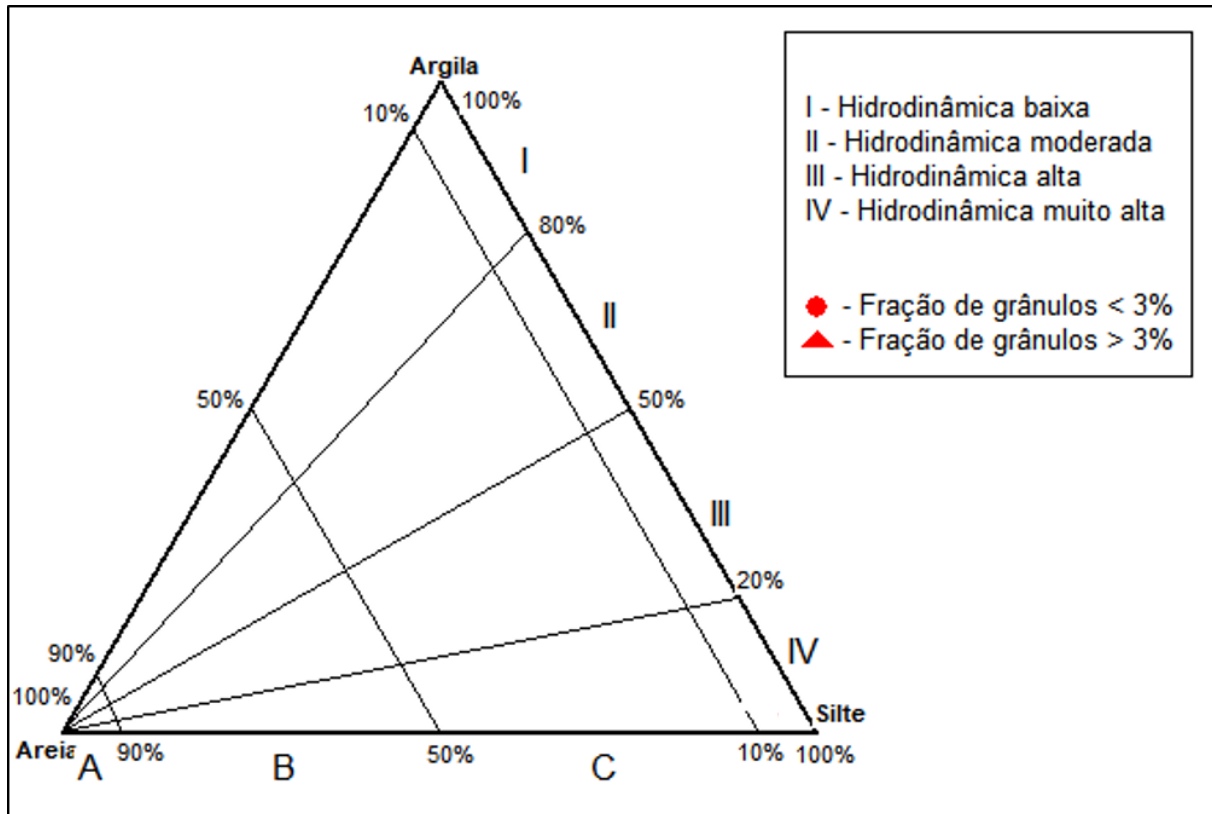


Figura 25 - Diagrama triangular de Pejrup.
Fonte: Pejrup (1988).

6.3.3 Quantificação da matéria orgânica

Os teores de matéria orgânica foram obtidos por calcinação, fazendo uso de um adaptado de Kralik (1999). Inicialmente, foi pesado 1g de sedimento em um cadinho de porcelana, previamente pesado, esse peso foi considerado o peso 1 (P1). Em seguida, os cadinhos contendo o sedimento foram levados para mufla a 360°C por 2h para a queima da matéria orgânica presente (Figura 26A). Após as 2h, os cadinhos foram levados a um dessecador para esfriarem e em seguida foram pesados (P2) (Figura 26B). A diferença de peso obtida foi considerada como a quantidade de matéria orgânica presente (Figura 26C). O teor total de matéria orgânica (MOt) presente no sedimento é dado pela equação (1).

$$MOt(\%) = (P1 - P2) \times 100 \quad (1)$$

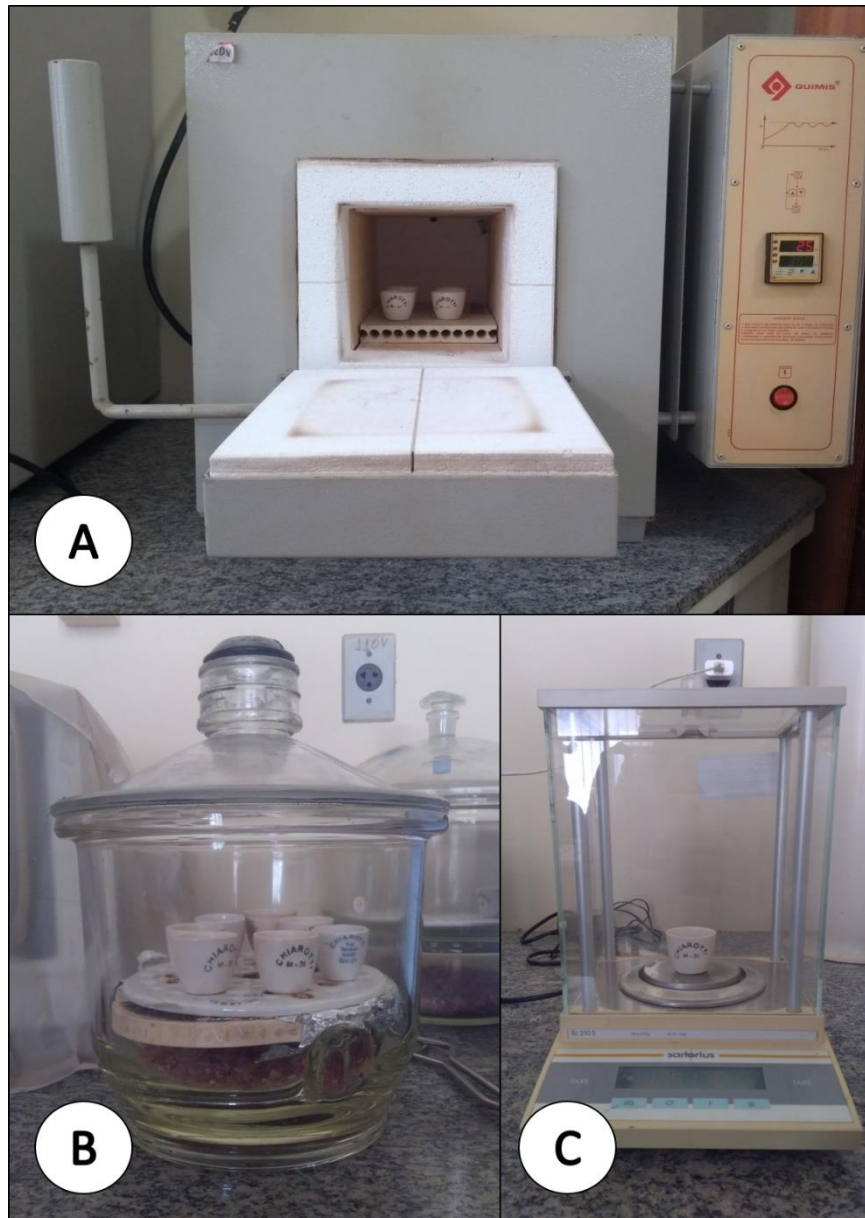


Figura 26:(A) Cadinhos contendo sedimentos na mufla; (B) Cadinhos no dessecador após a queima; (C) Peso final das amostras em balança de precisão.

Fonte: Do autor.

6.3.4 Carbonato de cálcio

O teor de carbonato foi determinado pelo uso de um adaptado Santos (1993), onde 5g de sedimento (P1) foram atacados com ácido (HCl a 10%) por 12h (Figura 27A e B). Após esse tempo, as amostras foram lavadas sucessivamente com água destilada para a total neutralização do ácido e em seguida levadas para secar em estufa e, posteriormente a secagem, pesadas em balança de precisão. A diferença de peso obtida foi considerada como a quantidade de carbonato de cálcio presente na amostra. O teor de carbonato (CaCO_3t) é dado pela equação (2).

$$\text{CaCO}_3\text{t}(\%) = \frac{(P1-P2) \times 100}{5} \quad (2)$$

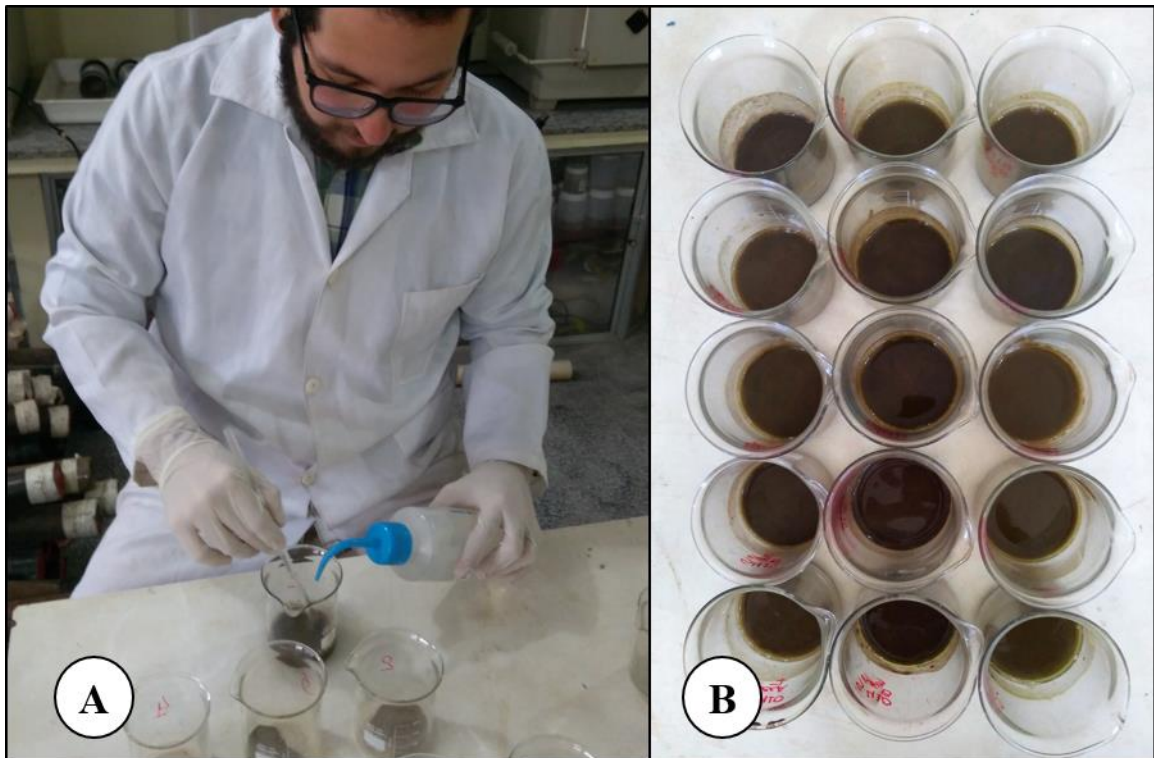


Figura 27 - HCl (10%) sendo adicionado ao sedimento (A); Bequers com sedimento após adição do ácido (B).

Fonte: Do autor.

6.2.5 Classificação de Larssonneur

Com base nos teores de carbonato de cálcio foi possível classificar os sedimentos de acordo com a classificação de Larssonneur (1997) para sedimentos marinhos (Tabela 6). Essa classificação relaciona os percentuais das classes granulométricas com os de CaCO_3 presente nos sedimentos.

Tabela 5 - Classificação para sedimentos marinhos proposta por Larssonneur (1997).
 Fonte: Adaptado de Dias (1996).

Subdivisões principais	Areias L < 150%; Areia + Lama > 50% Md < 2mm					Sedimentos lamosos L > 50%		
		Areias litoclásticas					Lama terrígena	
	15% < 2mm < 50%			2 mm < 15%				
Sedimento litoclástico CaCO ₃ < 30%	s + c + r > g AL1a Areia litoclástica c/cascalho	s + c + r > g AL1b Areia litoclástica c/grânulos	0,5 a 2 mm AL1c Areia litoclástica grossa a muito grossa	0,25 a 0,5 mm AL1d Areia litoclástica média	0,05 a 0,25 mm AL1e Areia litoclástica fina a muito fina	L < 25% LL1a Areia lamosa	25% < L < 75% LL1b Areia lamosa terrígena	L > 75% LL1c Lama terrígena
	Areias litobioclásticas					Marga		
	15% < 2mm < 50%			2 mm < 15%				
Sedimento litobio 30% < CaCO ₃ < 50%	s + c + r > g AL2a Areia litobioclástica c/cascalho	g > s + c + r AL2b Areia litobioclástica c/grânulos	0,5 a 2 mm AL2c Areia litobioclástica grossa a muito grossa	0,25 a 0,5 mm AL2d Areia litobioclástica média	0,05 a 0,25 mm AL2e Areia litobioclástica fina a muito fina	L < 25% LL2a Marga arenosa	25% < L < 75% LL2b Marga arenosa	L > 75% LL2c Marga
	Areias biolitobioclásticas					Margas calcárias		
	15% < 2mm < 50%			2 mm < 15%				
Sedimento biolitoclástico 50% < CaCO ₃ < 70%	c + r + s > g AB1a Areia biolitoclástica c/cascalho	c + r + s < g AB1b Areia biolitoclástica grossa a muito grossa	0,5 a 2 mm AB1c Areia biolitoclástica grossa a muito grossa	0,25 a 0,5 mm AB1d Areia biolitoclástica média	0,05 a 0,25 mm AB1e Areia biolitoclástica fina a muito fina	L < 25% LB1a Marga calcária arenosa	25% < L < 75% LB1b Marga calcária arenosa	L > 75% LB1c Marga calcária
	Areias bioclásticas					Lamas calcárias		
	15% < 2mm < 50%			2 mm < 15%				
Sedimento bioclástico 70% > CaCO ₃	c + r + s > g AB2a Areia bioclástica c/nódulos ou conchas	g > c + r + s AB2b Areia bioclástica c/grânulos	0,5 a 2 mm AB2c Areia bioclástica grossa a muito grossa	0,25 a 0,5 mm AB2d Areia bioclástica média	0,05 a 0,25 mm AB2e Areia biolitoclástica fina a muito fina	L < 25% LB2a Areia bioclástica lamosa	25% < L < 75% LB2b Vasa calcária arenosa	L > 75% LB2c Vasa calcária

7 RESULTADOS

7.1 CARACTERIZAÇÃO TEXTURAL E GRANULOMETRICA

7.1.1 Descrição faciológica

O testemunho ANP-S410 mediu 3,10 m divididos em 4 seções, nomeadas de A a D (Figura 28). Por serem sedimentos recentes e em totalidade maciços, não foram notadas marcas estratigráficas no testemunho. As demais características faciológicas estão descritas na tabela 7, sendo estas a coloração do sedimento segunda a ficha de Munsell Color Charts, textura e sinais superficiais de bioturbações.

Tabela 6 - Caracterização das seções do testemunho ANP-S410.

Fonte: Do autor.

Seção	Comprimento (cm)	Coloração	Textura	Bioturbação
A	77,5	<i>Very Dark Red (5R 2/6)</i>	Lamosa	Presente
B	79,5	<i>Graysh Red (10R 4/2)</i>	Lamosa	Presente
C	76	<i>Dusky Brown</i>	Lamosa	Presente
D	77	<i>Pale Brown (5YR 5/2)</i> <i>Graynsh Brown (5YR 3/2)</i>	Lamosa	Presente

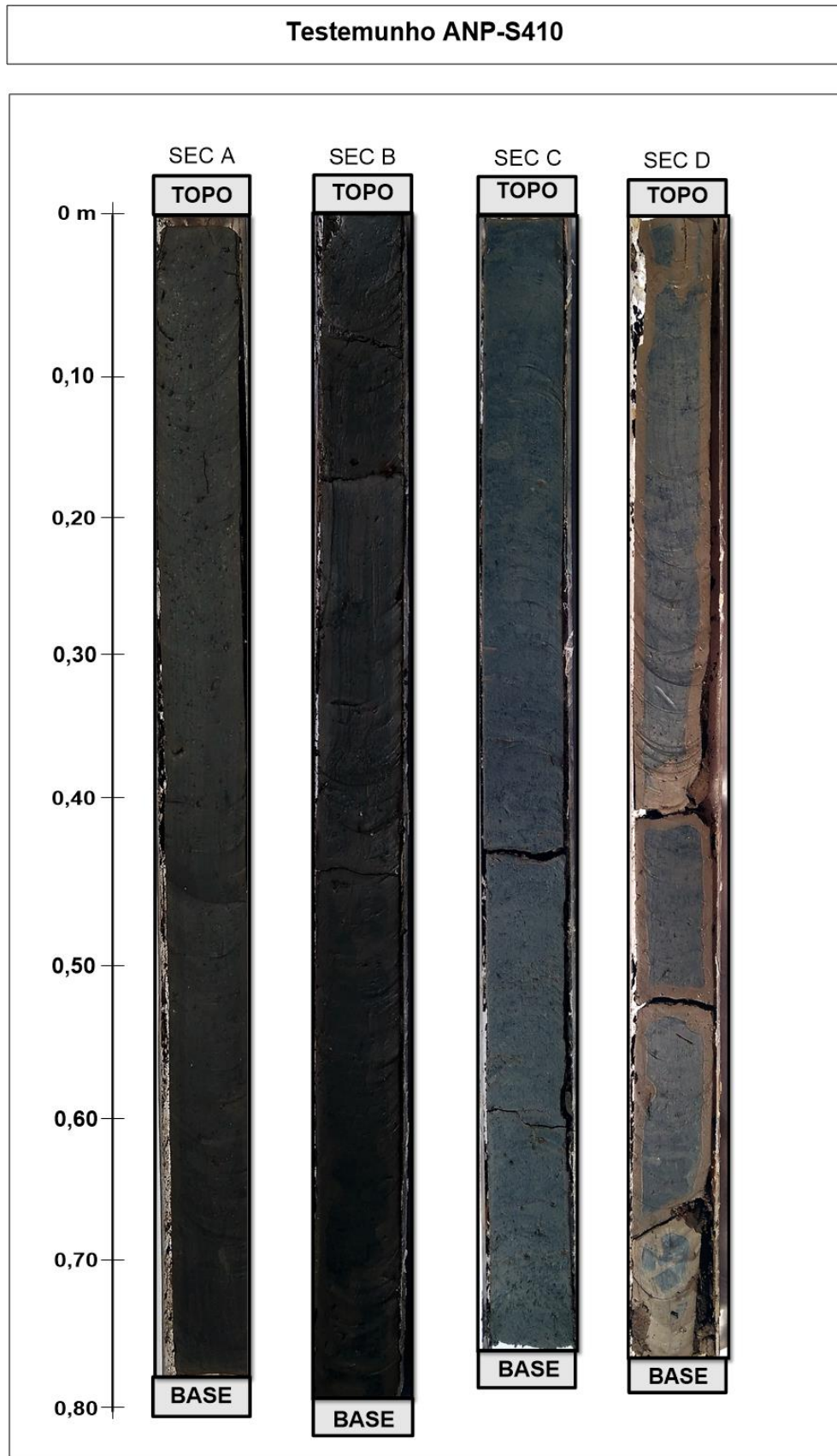


Figura 28 - Fotocópia das seções (de A a D) do testemunho ANP-S410.
Fonte: Do autor.

O testemunho ANP-S54 (Figura 29) mediu 2,90 m divididos em 4 seções, de A a D. Igualmente, não foram notadas marcas estratigráficas no testemunho. As demais características estão descritas na Tabela 28.

Tabela 7 - Caracterização das seções do testemunho ANP-S54.

Fonte: Do autor.

Seção	Comprimento (cm)	Coloração	Textura	Bioturbação
A	75	<i>Dark Yellowish (10 RY 4/2)</i> <i>Graysh Black (2 N 2)</i>	Arenosa	Presente
B	75	<i>Dark Yellowish (10 RY 4/2)</i> <i>Olive gray (5 Y 4/1)</i>	Lamosa	Presente
C	70	<i>Pale Brown (5 Y 5/2)</i> <i>Olive Gray (5 Y 4/1)</i>	Lamosa	Ausente
D	70	<i>Pale Brown (5YR 5/2)</i> <i>Olive Gray (5 Y 4/1)</i>	Lamosa	Ausente

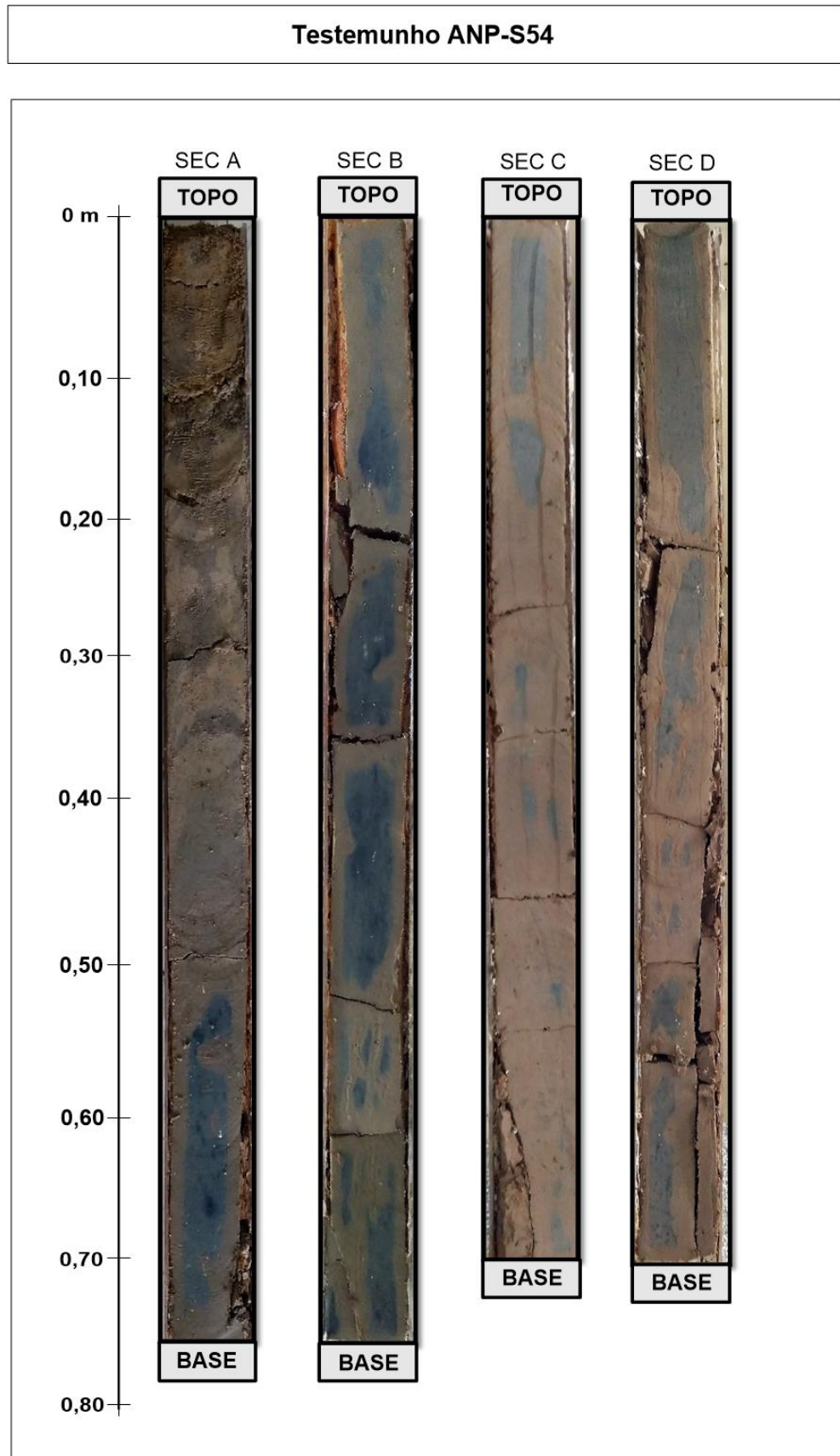


Figura 29 - Fotocopias divididas em seções (A a D) do testemunho ANP-S54.
Fonte: Do autor.

7.1.2 Descrição granulométrica

Com base na classificação textural proposta por Folk (1954) a classe granulométrica predominante nos testemunhos ANP-S410 (Figura 30A) e ANP-S54 (Figura 30B) é o silte, com respectivos 88,62% e 90,10%, seguido das classes argila e areia.

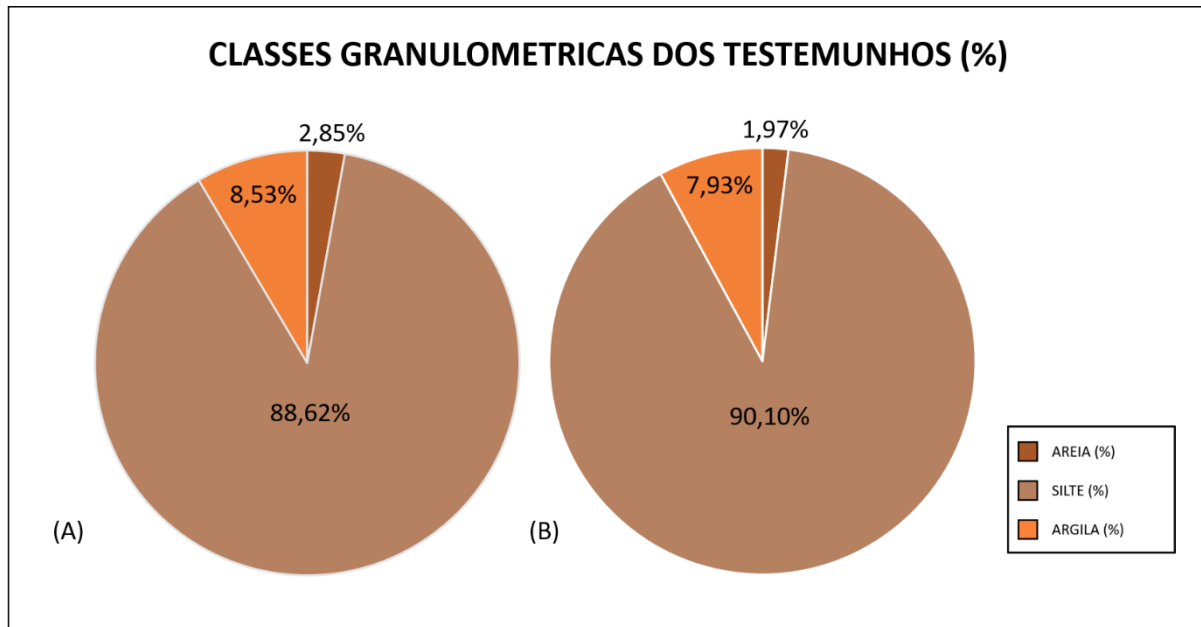


Figura 30 - Classes granulométricas presentes nos testemunhos (A) ANP-S410 e (B) ANP-S54.
Fonte: Do autor.

Ao longo do testemunho ANP-S410 a classe areia variou de 0,88% na profundidade de menor concentração a 5,06% na profundidade de maior concentração, sendo essas concentrações maiores no topo e diminuindo conforma o aumento da profundidade. A classe silte foi a predominante de topo a base do testemunho, variando de 81,86% a 93,19%. A classe argila variou de 2,81% a 16,37 (Figura 31A).

Quanto ao testemunho ANP-S54, a classe areia variou de 0,25% a 10,50%, com as maiores concentrações no topo do testemunho. A classe silte foi a predominante, variando de 83,58% a 93,19%. A classe argila variou de 4,24% a 14,47% (Figura 31B)

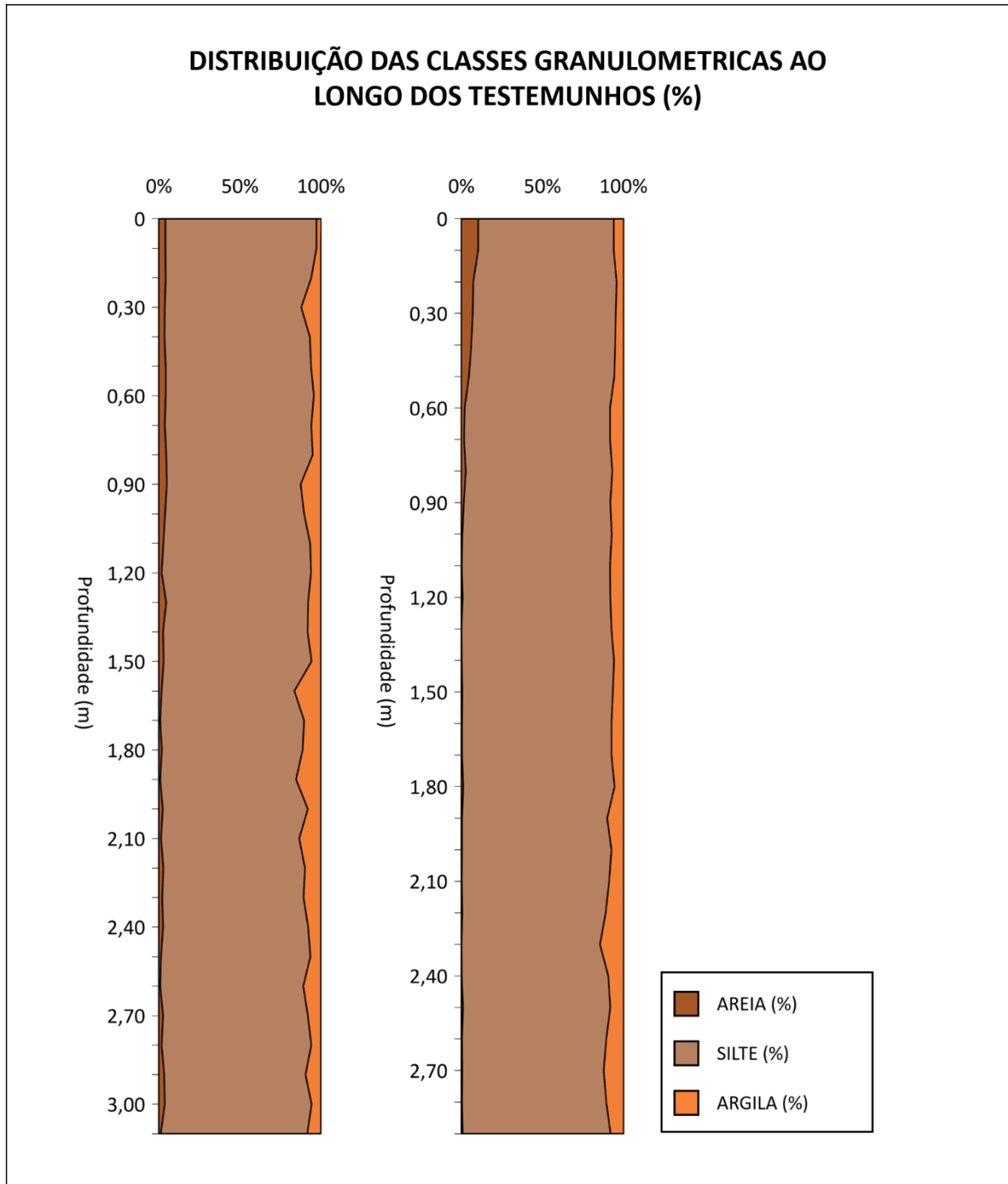


Figura 31 - Variação das classes granulométricas de areia, silte e argila ao longo dos testemunhos (A) ANP-S410 e (B) ANP-S54.

Fonte: Do autor.

7.1.2.1 Parâmetros estatísticos

As análises estatísticas foram baseadas na classificação de Folk & Ward (1957), diagrama de Shepard e Diagrama de Pejrup.

7.1.2.1.1 Classificação de Folk e Ward

De acordo com a classificação de Folk & Ward (1957) os sedimentos do testemunho ANP-S410 foram classificados em silte médio/silte grosso, pobremente selecionados, com assimetria aproximadamente simétrica e curtose platicúrtica (Tabela 9).

Tabela 8 - Classificação dos sedimentos do testemunho ANP-S410 com base na classificação de Folk & Ward (1957).

Fonte: Do autor.

Profundidade (m)	Tipo de sedimento	Grau de seleção	Assimetria	Curtose
0-0,10	Silte médio	Pobremente selecionado	Aproximada	Platicúrtica
0,10-3,10	Silte fino		mente simétrica	

Os sedimentos do testemunho ANP-S54 foram classificados em silte médio/silte fino, pobremente selecionados, com assimetria negativa e aproximadamente simétrica e curtose mesocúrtica e platicúrtica (Tabela 10).

Tabela 9 - Classificação dos sedimentos do testemunho ANP-S54 com base na classificação de Folk & Ward (1957).

Fonte: Do autor.

Profundidade (m)	Tipo de sedimento	Grau de seleção	Assimetria	Curtose
0-0,40	Silte médio	Pobremente selecionado	Negativa	Mesocúrtica
0,40-2,90	Silte fino		Aproximada	Platicúrtica
			mente simétrica	

7.1.2.1.2 Shepard

De acordo com a classificação de Shepard (1954) os sedimentos dos dois testemunhos foram classificados em totalidade como silte ou siltito (Figura 32A e 32B).

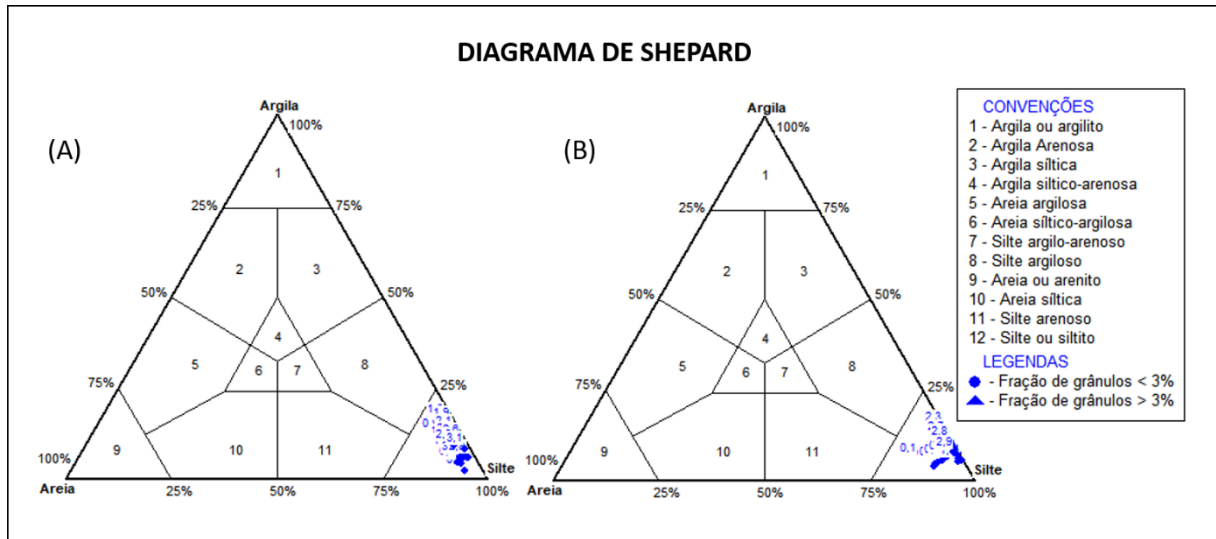


Figura 32 - Classificação dos sedimentos dos testemunhos (A) ANP-S410 e (B) ANP-S54, com base na classificação de Shepard (1954).

Fonte: Do autor.

7.1.2.1.3 Pejrup

De acordo com a classificação de Pejrup (1988), os sedimentos dos dois testemunhos foram classificados em totalidade como silte depositado em ambiente com hidrodinâmica muito alta (Figura 33A e 33B).

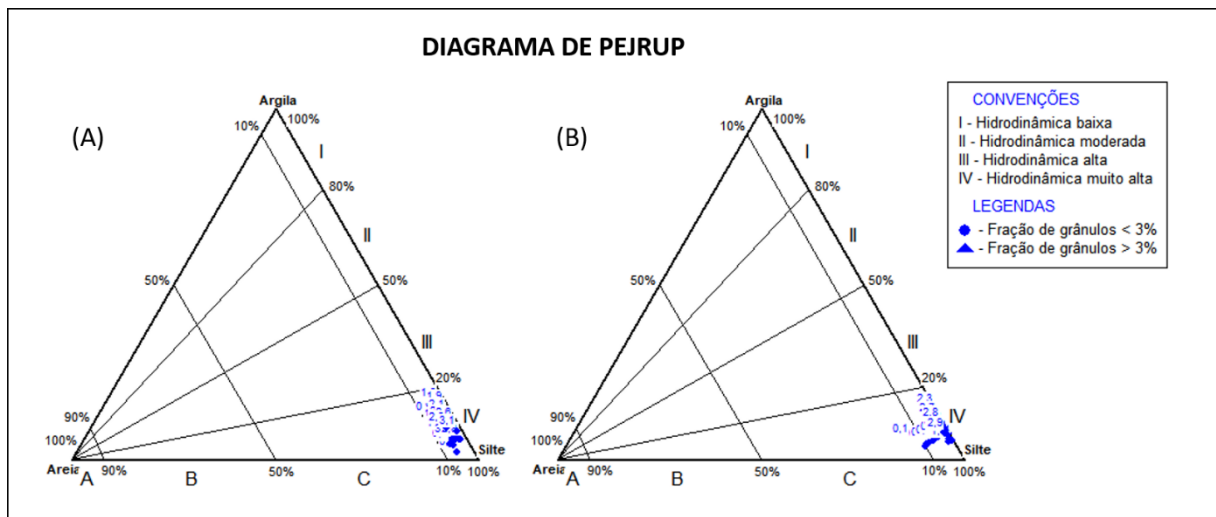


Figura 33 - Classificação dos sedimentos dos testemunhos (A) ANP-S410 e (B) ANP-S54, com base na classificação de Pejrup (1988).

Fonte: Do autor.

7.2 TEOR DE MATERIA ORGÂNICA

Para o testemunho ANP-S410 o teor de matéria orgânica foi de 4,89% no topo e 6,23% na base, como média ao longo do testemunho de 5,73% ($\pm 0,01$), onde o menor e o maior teor foi

respectivamente 4,27% (profundidade de 1,90 m) e 7,83% (profundidade de 1,60 m) (Figura 34A). Para esse testemunho foi notado um padrão de variação no sentido topo-base, onde a um aumento nos teores da profundidade 0,90 m a 1,60m, seguindo de uma diminuição dos teores da profundidade 1,70 m a 2,30 m e por fim um aumento da profundidade 2,40 m a 3,10 m, base do testemunho.

Para o testemunho ANP-S54 o teor foi de 2,11% no topo e 5,80% na base, com média ao longo do testemunho de 5,95% ($\pm 0,02$) e menor e maior, respectivamente, de 1,96% (profundidade de 0,20 m) e 7,92%. (profundidade de 2,30 m) (Figura 34B). Foi possível notar um padrão não linear (devido a pequenos picos e decaimentos que ocorrem ao longo da profundidade) de aumento do teor no sentido topo-base até a profundidade 2,30 m, a partir da profundidade 2,40 m os teores retornam a decair.

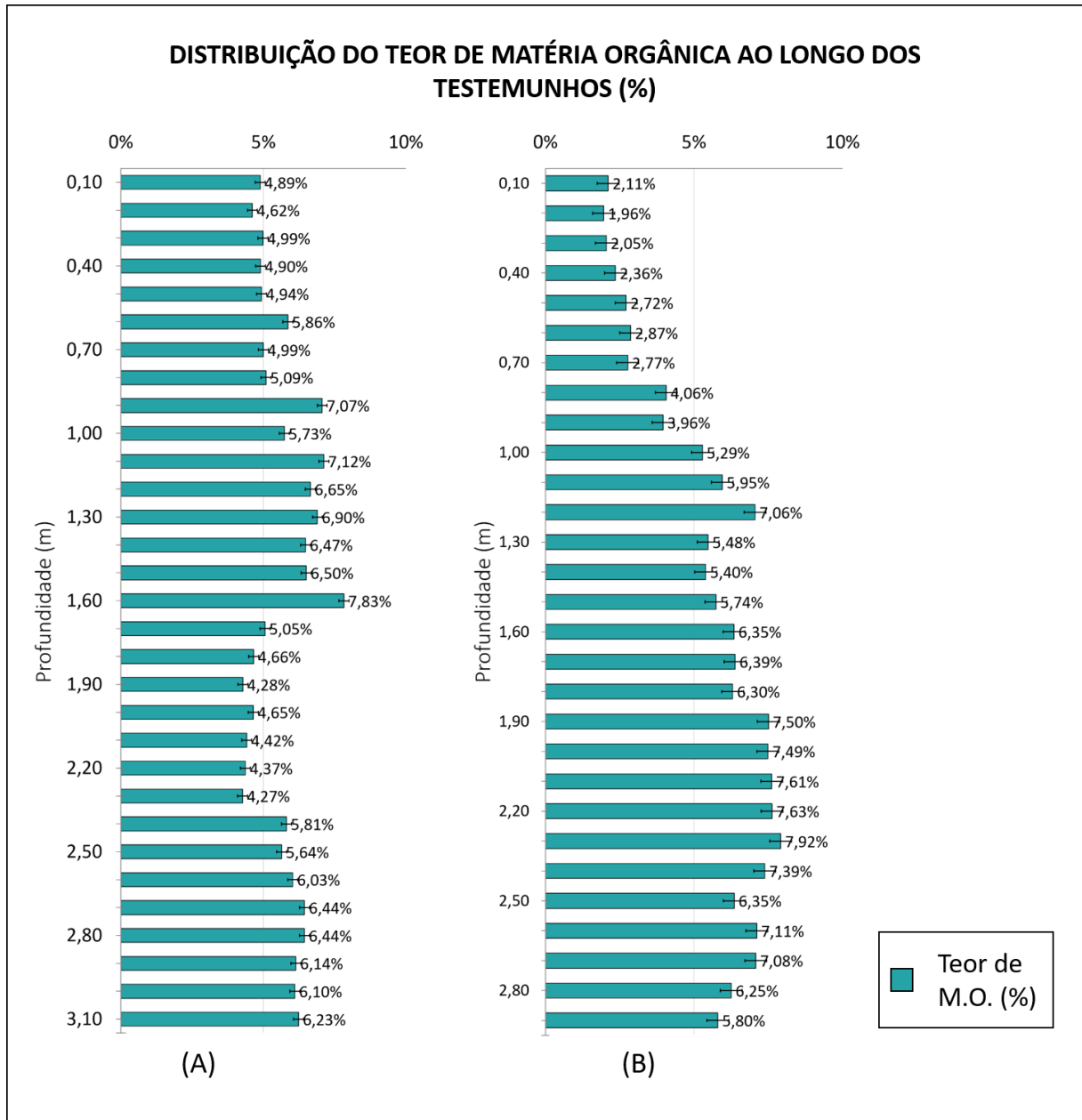


Figura 34 - Gráficos do teor de matéria orgânica para os testemunhos (A) ANP-S410 e (B) ANP-S54. Fonte: Do autor.

7.3 TEOR DE CARBONATO DE CÁLCIO

O teor de carbonato de cálcio para o testemunho ANP-S410 foi de 7,65 no topo e 10,54 na base, tendo média ao longo do testemunho de 9,13% ($\pm 0,01$), onde o menor e maior teor foi respectivamente de 7,59% (profundidade de 1,20 m) e 10,54% (profundidade de 3,10) (Figura 35A). Para esse testemunho não notado um padrão de variação no sentido topo-base.

Para o testemunho ANP-S54 o teor foi de 45,63% no topo a 8,11% na base, com média ao longo do testemunho de 18,60% ($\pm 0,17$), com menor e maior teor de respectivamente 4,62%

(profundidade de 2,80 m) e 68,37% (profundidade de 0,20 m) (Figura 35B). Foi possível notar um padrão não linear de diminuição do teor de carbonato de cálcio no sentido topo-base.

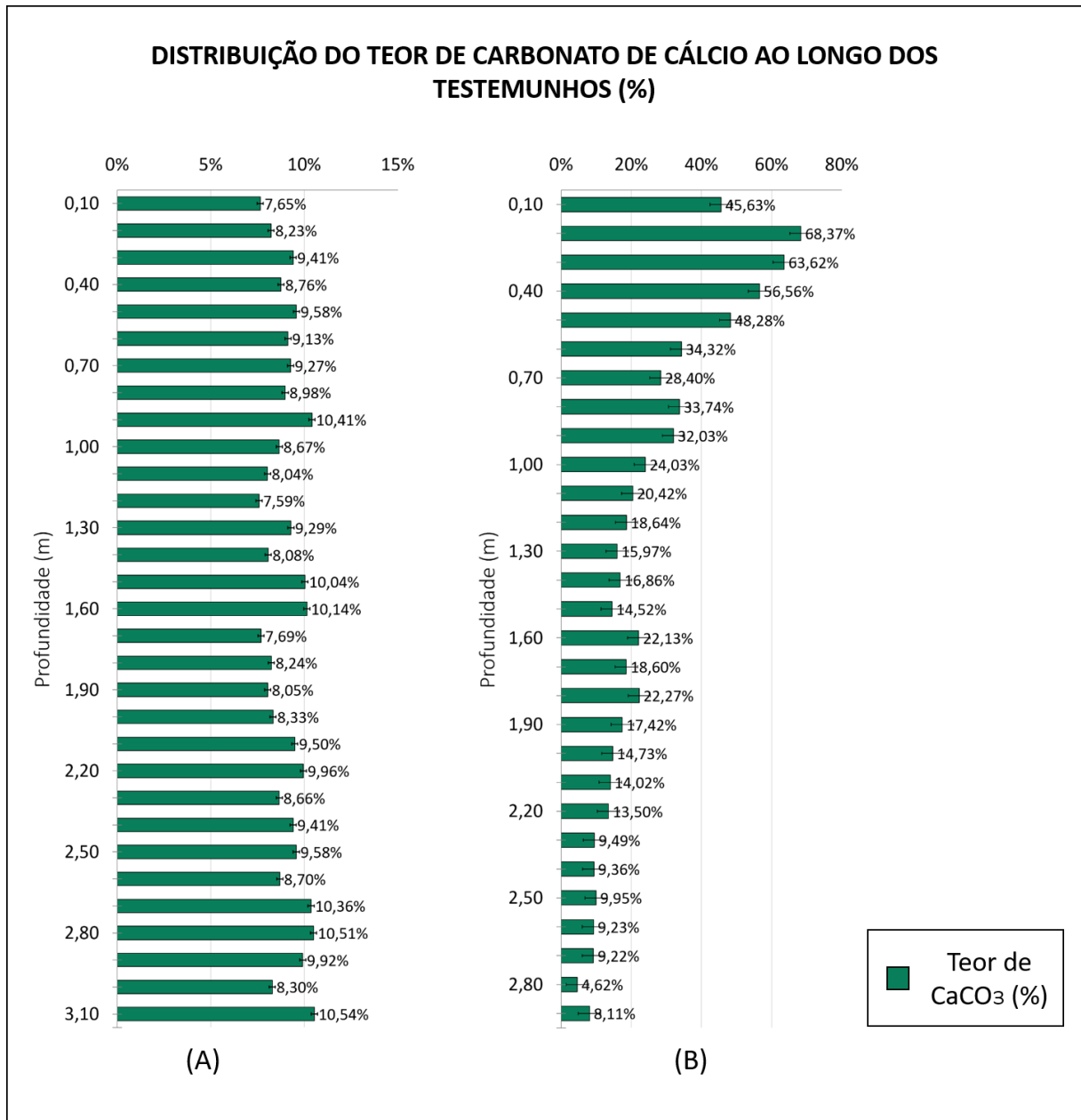


Figura 35 - Gráficos do teor de carbonato de cálcio para os testemunhos ANP-S410 e ANP-S54.
Fonte: Do autor.

7.3.1 Classificação de Larsonneur

De acordo com a classificação de Larsonneur (1977) os sedimentos do testemunho ANP-S410 são litoclásticos do tipo lama terrígena (Tabela 11).

Tabela 10 - Classificação dos sedimentos do testemunho ANP-S410 com base na classificação de Larssonneur (1977).

Fonte: Do autor.

Profundidade (m)	CaCO₃ (%)	Classificação
0-3,10	$7,59\% \leq \text{CaCO}_3 \leq 10,54\%$	Sedimento litoclástico CaCO ₃ < 30%
		L > 75% LL1c Lama terrígena

Os sedimentos do testemunho ANP-S54 foram classificados em litobio, do tipo marga, biolitoclástico, do tipo marga calcária e litoclástico, do tipo lama terrígena (Tabela 12).

Tabela 11 - Classificação dos sedimentos do testemunho ANP-S54 com base na classificação de Larssonneur (1977).

Fonte: Do autor.

Profundidade (m)	CaCO₃ (%)	Classificação
0-0,10	CaCO ₃ ≤ 45,63%	Sedimento litobio 30% < CaCO ₃ < 50%
		L > 75%
		LL2c Marga
0,10-0,40	68,37% ≤ CaCO ₃ ≤ 56,56%	Sedimento biolitoclástico 50% < CaCO ₃ < 70%
		L > 75%
		LB1c Marga calcária
0,40-0,60	48,28% ≤ CaCO ₃ ≤ 34,32%	Sedimento litobio 30% < CaCO ₃ < 50%
		L > 75%
		LL2c Marga
0,60-0,70	CaCO ₃ ≤ 28,40%	Sedimento litoclástico CaCO ₃ < 30%
		L > 75%
		LL1c Lama terrígena
0,70-0,90	33,74% ≤ CaCO ₃ ≤ 32,03%	Sedimento litobio 30% < CaCO ₃ < 50%%
		L > 75%
		LL2c Marga
0,90-2,90	24,03% ≤ CaCO ₃ ≤ 8,11%	Sedimento litoclástico CaCO ₃ < 30%
		L > 75%
		LL1c Lama terrígena

7.4 FICHA TÉCNICA

As Figuras 36 e 37 apresentam respectivamente a ficha técnica para os testemunhos ANP-S410 e ANP-S54, onde é possível observar os perfis litológicos segundo Folk e Ward (1957) e Larssonneur (1977) e os perfis de areia (%), silte (%), argila (%), M.O. (%) e CaCO₃ (%).

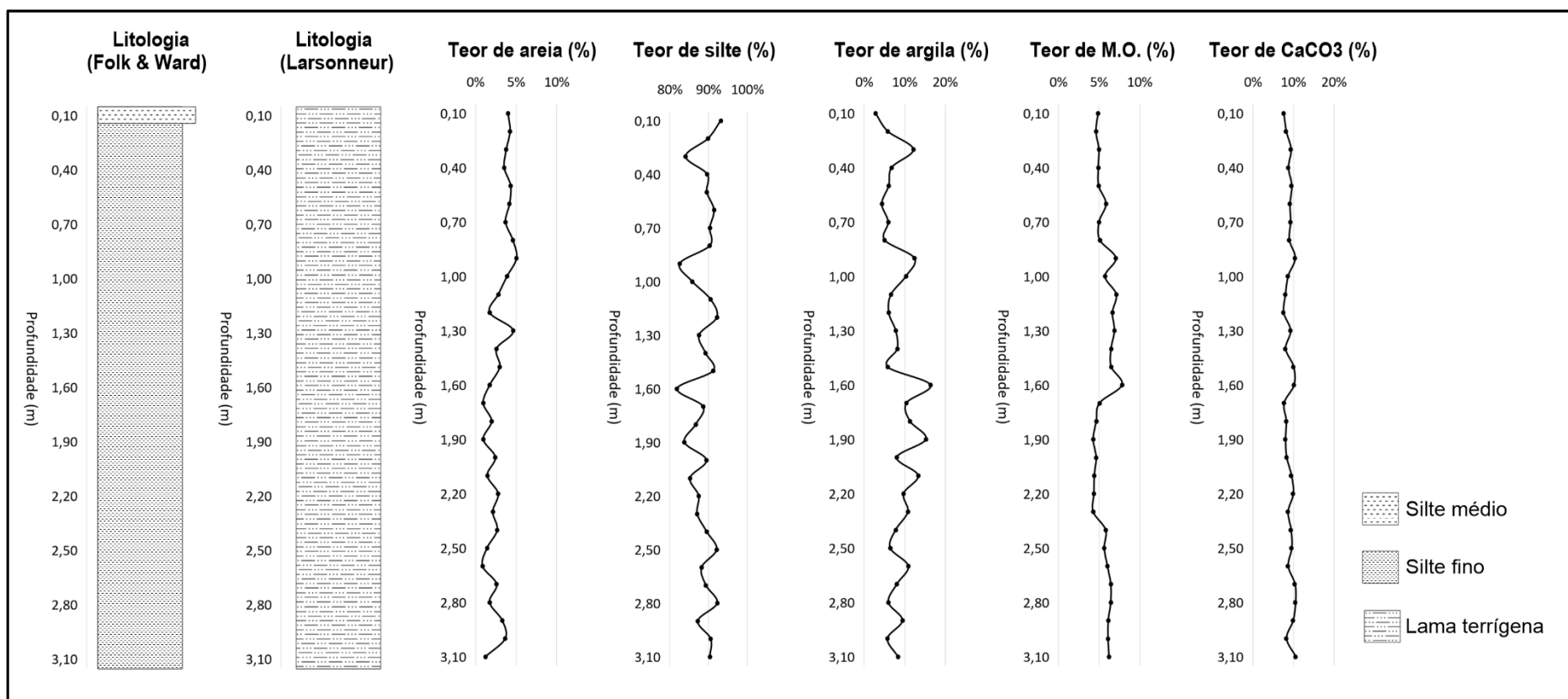


Figura 36 - Ficha técnica para o testemunho ANP-S410.

Fonte: Do autor.

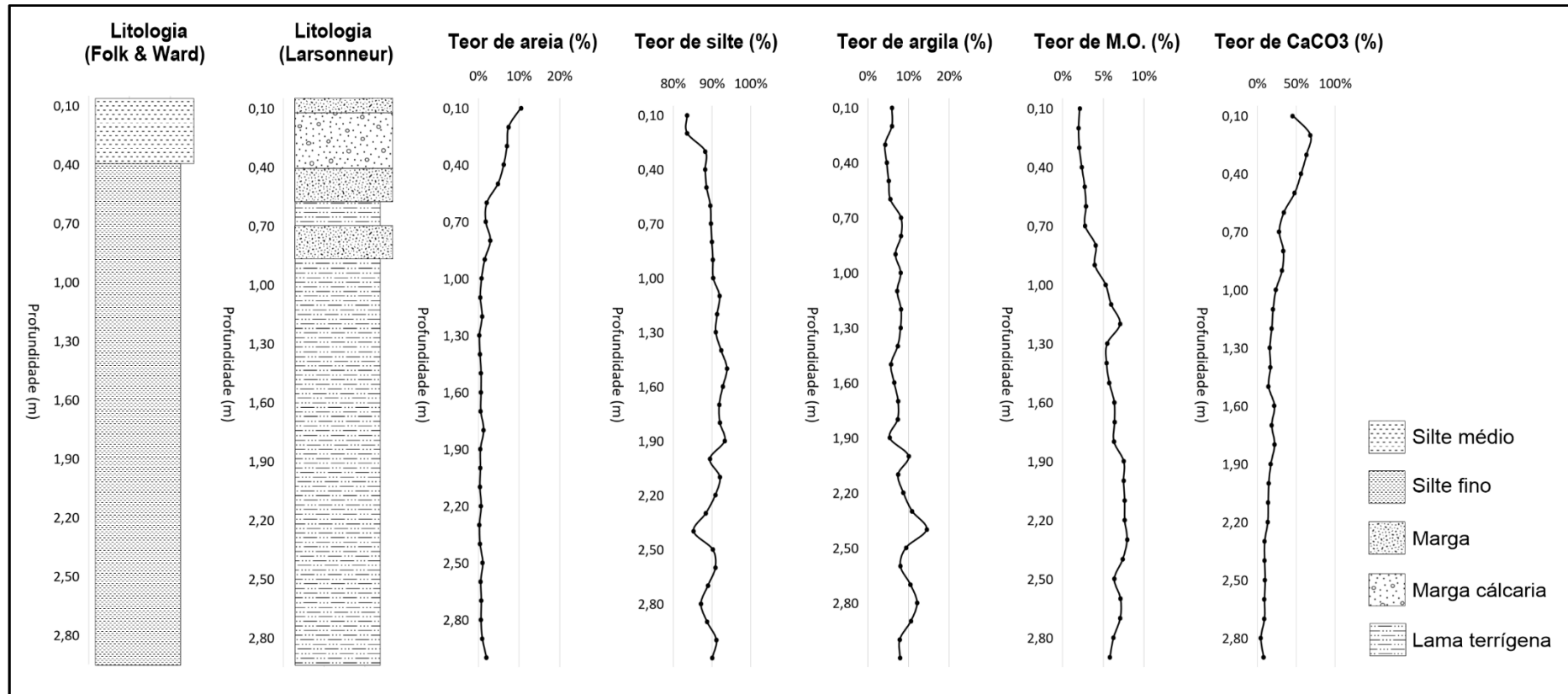


Figura 37 - Ficha técnica para o testemunho ANP-S54.

Fonte: Do autor.

8 DISCUSSÃO

8.1 TEXTURA E GRANULOMETRICA

A caracterização textural de pacotes de sedimentos é de grande importância quanto à interpretação de fácies sedimentares em ambientes marinhos (Coutinho 2003).

A distribuição granulométrica dos sedimentos no ambiente é uma resposta direta à textura do material e aos processos pelos quais o mesmo passou desde o transporte até sua deposição final. A análise da granulometria pode auxiliar na reconstrução funcionando como uma importante ferramenta na obtenção de informações quanto a natureza do sedimento, podendo ser associada à gênese do mesmo (Dinnis & Castilho 2014).

Segundo Suguio (2003), a predominância de classes granulométricas indica as condições hidrodinâmicas sobre as quais os sedimentos foram depositados. Segundo Gao & Collins (1994), os parâmetros estatísticos funcionam como ferramentas refletoras dos processos de transporte e deposição dos sedimentos, além das possíveis fontes do material.

Os sedimentos de ambos os testemunhos foram classificados em silte/siltito, depositados em ambientes com hidrodinâmica muito alta (Shepard 1954 e Pejrup 1988).

Quanto aos parâmetros estatísticos, os sedimentos do testemunho ANP-S410 foram classificados, em totalidade, como silte pobremente selecionado, aproximadamente simétrico e platicúrtico. Esses resultados indicam que os sedimentos deste testemunho são ricos em partículas finas, depositadas em ambiente turbulento com energia moderada.

O testemunho ANP-S54 apresenta lâminas de sedimento arenoso fino no topo, entretanto, os parâmetros estatísticos indicam a predominância da fração silte, pobremente selecionado, com assimetria indo de negativa (devido à presença de sedimento arenoso) à aproximadamente simétrica e curtose mesocúrtica e platicúrtica. Tais resultados indicam que os sedimentos desse testemunho foram igualmente depositados em ambientes moderadamente energéticos, onde há predominância de partículas finas.

Campos (2017) realizou um estudo com base em testemunhos sedimentares na bacia do Pará-Maranhão. Segundo a autora, os sedimentos encontrados foram predominantemente compostos de silte, com parâmetros estatísticos indicando o predomínio de partículas finas depositadas em ambiente energético. A autora ainda ressaltou que a ação das correntes de fundo corrobora para o predomínio da deposição em vez de remoção/erosão no ambiente.

Os sedimentos encontrados no talude continental são, em suma, originados de movimentos de massa. Esses movimentos consistem em misturas fluidas compostas de sedimentos e água, que, devido à instabilidade proporcionada pelo declive acentuado e a alta taxa de sedimentação

na porção superior do ambiente, deslocam-se talude abaixo (Stow *et al.* 1996).

Azevedo (2014) afirma que a bacia do Pará-Maranhão encontra-se em contexto dinâmico quanto aos processos deposicionais que nela ocorrem, com destaque para as correntes de fundo. Segundo o autor, os montes submarinos presentes no relevo do talude continental atuam acelerando tais correntes, o que influencia diretamente no transporte, erosão e deposição de material sedimentar.

As correntes de fundo geram grandes depósitos sedimentares em ambientes profundos, exercendo importante papel na modelagem da morfologia do fundo marinho. Dias (2015) reconhece as correntes de fundo como importantes agentes nos processos de transporte e sedimentação em mar profundo. De acordo com o autor, os depósitos de contornitos formados por essas correntes é tido como ponto crucial para estudos nas áreas da paleoceanografia e exploração de hidrocarbonetos.

Araújo *et al.* (2009) destaca o depósito de Megadeslizamento do Pará-Maranhão, formado pela ocorrência de slides e slumps que se originam na quebra do talude/talude superior.

8.2 MATÉRIA ORGÂNICA

A matéria orgânica presente nos sedimentos marinhos tem origem alóctone e autóctone, portanto, sua origem é uma resposta ao fluxo de matéria exportado do continente para o oceano, a produção primária que ocorre na zona eufótica e as transformações biogeoquímicas que ocorrem durante o afundamento na coluna d'água (Madureira 2002). Segundo Andrade (2011), o conhecimento sobre a origem da matéria orgânica presente nos sedimentos é de interesse para o entendimento da dinâmica do ecossistema quanto a ciclagem de nutrientes, sequestro de carbono e, conseqüentemente, mudanças climáticas.

A maior parte da matéria orgânica presente em solo, água e sedimentos ocorre na forma de substâncias húmicas, classificadas como ácidos fúlvicos e húmicos. Essas substâncias funcionam como o maior reservatório de matéria orgânica em sistemas naturais, estando condicionadas ao balanço de perdas e ganho relacionados as reações de oxi-redução no ambiente (Baldotto *et al.* 2013).

Segundo Hedges (1995), os corpos fluviais são responsáveis por cerca de 1% da produtividade terrestre presente nos oceanos, atribuído características orgânicas terrígenas aos sedimentos marinhos. Contudo, segundo o mesmo, a maior parte da matéria orgânica presente nos sedimentos oceânicos é autóctone.

Os maiores teores de matéria orgânica encontrados nos sedimentos foram de 7,83% para o testemunho ANP-S410 e 7,92% para o testemunho ANP-S54. Segundo Souza (2010) Os

maiores teores de MO são encontrados próximos à região costeira, sobre influência de sedimentos terrígenos e diminuem conforme o afastamento do continente. Segundo Berner (1982), apenas 6% da matéria orgânica são preservados ao longo do talude e sopé continental, estando os outros 94% restritos as áreas da margem continental próximas a costa.

De acordo com Souza (2010), os teores de matéria orgânica diminuem no sentido plataforma-talude. Segundo os autores, esses teores são pequenos já na plataforma quando comparados com os encontrados nas proximidades a rios e outros ambientes costeiro. A autora ainda acrescenta que a maior parte da matéria orgânica aportada para o talude é proveniente principalmente da lixiviação do solo das zonas costeira, que, transportadas por correntes, deságuam na plataforma e depois são levadas até o talude pelas correntes de turbidez e outros fluxos de massa.

Madureira (2002) salienta que mesmo após a deposição a matéria orgânica nos sedimentos continua sujeita a uma série de processos biogeoquímicos. Esses processos ocorrem na interface água-sedimento e dentro dos primeiros centímetros de sedimento, interstícios, antes que ocorra o soterramento para camadas mais profundas.

8.3 CARBONATO DE CÁLCIO

Em ambientes marinhos, o teor de carbonato de cálcio nos sedimentos é condicionado por processos físico-químicos e oceanográficos como a profundidade, temperatura, pH, penetração de luz e pressão parcial de CO₂. No talude continental, esses teores estão também associados a presença dos organismos bentônicos, com destaque para os foraminíferos (Tinoco, 1959).

O CaCO₃ presente nos sedimentos marinhos é composto predominantemente pelas partes duras de organismos formadores de carapaça (Paytan 2006). Segundo Rühleman *et al.* (1999), a produção de CaCO₃ no talude continental se dá quase que exclusivamente por organismos planctônicos como cocolitoforídeos e foraminíferos. Em torno de 95% do carbono presente nas águas oceânicas é transferido para os sedimentos, na forma de CaCO₃, através da decantação dos esqueletos de organismos como os cocolitoforídeos e foraminíferos. Esses esqueletos são produzidos nas águas superficiais, afundando na coluna d'água até alcançar o substrato oceânico (Brummer e Van Eijden, 1992).

No ambiente marinho o CaCO₃ sofre o processo de dissolução. A dissolução é controlada principalmente pela concentração do íon carbonato na água. Em geral, os oceanos são supersaturados em profundidades rasas e subsaturados em grandes profundidades (Andrade 2011). Outro fator importante na dissolução do carbonato é a própria

oxidação da matéria orgânica, que, enterrada junto ao CaCO_3 , libera CO_2 durante sua oxidação o que aumenta a dissolução do CaCO_3 (Rühleman *et al.* 1999).

Quando comparados os sedimentos dos testemunhos do presente estudo, o testemunho ANP-S410 foi recuperado a uma profundidade menor e a uma distância menor da linha de costa. Para este testemunho, os teores de CaCO_3 alcançaram máximo de 10,54%, sendo classificados como sedimentos litoclásticos compostos de lama terrígena.

Quanto ao testemunho ANP-S54, o mesmo foi recuperado mais distante da linha de costa e maior profundidade, alcançado máximo de 68,37% de teor de CaCO_3 no topo do testemunho. Os sedimentos desse testemunho apresentam uma mistura heterogenia nos primeiros 0,70 m, sendo classificados como sedimentos litobios compostos por marga, sedimentos biolitoclásticos compostos por marga calcária e, em sua maioria, sedimentos litoclásticos compostos de lama terrígena.

Knoppers *et al.* (1999) atribuiu a relação entre a sedimentação terrígena e a carbonática a dispersão dos sedimentos no ambiente, onde, quanto menor o teor de CaCO_3 maior a influência da sedimentação terrígena. A quantidade de CaCO_3 em sedimentos é inversamente proporcional ao conteúdo em carbono de origem continental, isso ocorre pelo fato da introdução de sedimentos continentais inibir a precipitação de carbonato (Paropkari *et al.* 1991). Os altos teores de CaCO_3 nos sedimentos de algumas regiões oceânicas são resultantes da abundância de algumas espécies de organismos (Santos 1993).

Almeida (2014) salienta que o talude continental se trata de um ambiente altamente energético, onde os fluxos gravitacionais como as correntes de turbidez despejando grandes misturas de sedimentos no ambiente. Segundo a autora, boa parte destes sedimentos são siliciclásticos, o que inibi a formação e preservação de sedimentos bioclásticos.

Segundo Vasconcelos (2018), na área do talude há uma grande diversidade de sedimentos, onde sedimentos autóctones se misturam com os sedimentos carregados pelos fluxos gravitacionais, sedimentos alóctones. A autora ainda ressalta que as variações dos teores de CaCO_3 no talude são decorrentes das oscilações de maré, que carregam sedimentos bioclásticos oriundos da plataforma para o talude.

9 CONCLUSÃO

O presente estudo se mostra como um importante contribuinte para o conhecimento dos processos sedimentares que ocorrem no talude continental da bacia marítima do Pará-Maranhão.

A composição dos sedimentos presentes no talude se mostra dependente do aporte oriundo dos continentes, principalmente pelos grandes rios da região norte do Brasil, e do material formado *in situ*. A distribuição textural e granulométrica dos sedimentos está condicionada aos processos atuantes sobre os mesmos, desde o transporte a deposição.

O testemunho ANP-S410 apresenta sedimentos litoclásticos lamoso, composto predominantemente por silte, com baixo teor de matéria orgânica e de carbonato de cálcio. O testemunho ANP-S54 uma mistura de sedimentos litoclásticos e bioclásticos, onde predominam o silte, com baixo teor de matéria orgânica e carbonato de cálcio elevado no topo, diminuindo em direção a base. Ao correlacionar os parâmetros investigados neste estudo se torna possível inferir a fonte dos sedimentos que compõem os testemunhos ANP-S410 e ANP-S54.

De forma geral, o testemunho ANP-S410 está localizado mais próxima à e a uma profundidade menor, demonstrando uma influência continental. Em comparação, o testemunho ANP-S54 se encontra mais afastado e em maior profundidade, para esse testemunho fica nítida a influência marinha nos primeiros 0,70 m e a influência continental deste ponto até a base.

Com isso, o presente estudo infere que:

- i. Os sedimentos do talude continental da bacia do Pará-Maranhão se mostram como uma mistura de material terrígeno, alóctone, e material autóctone;
- ii. O material terrígeno, de origem continental, é transportado do continente para a plataforma e da plataforma para o talude por fluxos de gravidade;
- iii. No talude esse material se mistura com o material autóctone, constituído principalmente de partículas finas que decantam *in situ* e de carapaças de carbonato de cálcio secretadas por organismos planctônicos e bentônicos;

Para uma melhor validação destes resultados, mais estudos tornam-se necessários, entre eles um estudo quanto a morfoscopia e a composição mineral dos sedimentos.

REFERÊNCIAS

- Abreu Neto J.C. 2012. *Análise textural e geoquímica dos argilominerais do talude continental do oeste do Ceará*. MS Dissertation. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 77 p.
- Aller J. Y. & Aller R. C. 1986. General characteristic of benthic faunas of the Amazon inner continental shelf with comparison to the shelf off the Changjiang River, east China Sea. *Continental Shelf Research*, Amsterdã, **6** (1): 291-310.
- Almeida N.M.D. 2014. *Caracterização e análise do talude continental adjacente à bacia potiguar, NE Brasil*. MS Dissertation. Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 110 p.
- Alves M.A.M.S. 2001. *Morfodinâmica e sedimentologia da praia de Ajuruteua – NE do Pará*. MS Dissertation. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 104 p.
- Andrade P.C. 2011. *Variações de paleoprodutividade na plataforma continental interna ao Largo de Itajaí-SC (26°59'16.8''S - 048°04'33.6''W) durante o holoceno: Uma abordagem de multi-indicadores*. MS Dissertation. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 168 p.
- Araújo É.F.D.S., Silva C.G., Reis A.T.D., Perovano R., Gorini C., Vendeville B.C., Albuquerque N.C.D. 2009. Movimentos de massa multiescala na bacia da foz do Amazonas-margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geofísica*, **27** (3): 485-508.
- Azevedo R.L. 2014. Morfoestrutura e dispersão sedimentar na bacia oceânica ao largo da bacia Pará-Maranhão, através da interpretação de perfis de sísmica multicanal. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, **15** (2): 273-289.
- Barretto H.T. & Milliman J.D. 1969. Esboço fisiográfico da margem continental brasileira. In: Toffoli L.C. (Ed.) *Margem continental brasileira. Coletânea de Trabalhos*. Petrobrás, Rio de Janeiro, p. 11-30.
- Baldotto M.A., Gobo A.A.R., Marcos S.M.B.S., Carlos E.R. 2013. Frações da matéria orgânica e propriedades redox de substâncias húmicas em sedimentos de oceanos profundos. *Química Nova*, Florianópolis, **36** (9): 1288-1295.
- Beardsley R.C., Candela J., Limeburner R., Geyer W.R., Lentz S.J., Castro B.M., Cacchione D., Carneiro N. 1995. The M2, tide on the Amazon shelf. *Journal of Geophysical Research*, **100** (C2): 2283-2319.
- Berner R.A. 1982. Burial of organic carbon and pyrite sulfur in the modern ocean: Its geochemical and environmental significance. *American Journal of Science*, Estados Unidos da America, **282** (1): 451-473.
- Bittencourt L.A. 2016. *Morfodinâmica da praia estuarina do Cajuúna, Soure, Marajó – Pará*. MS Dissertation. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 120 p.
- Bouma A.H. 1979. Continental slopes. In: Doyle L.J. e Pilkey O.H. (ed.). *Geology of continental slopes*. Tulsa, Oklahoma, p. 1-15.

- Boyer P.R. 1969. *Structure of the continental margin of Brazil, Natal to Rio de Janeiro*. PhD Thesis. Departamento de Geologia, Universidade de Illinois, University Illinois, Urbana, 93 p.
- Brandão J.A.S.L. & Feijó F.J. 1994. Bacia foz do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **8** (1): 91-93.
Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/261949152_Bacias_Sedimentares_Brasileiras_-_Cartas_Estratigraficas. Acesso em: 18 mar. 2018.
- Brummer G.J.A. & Van Eijden A.J.M. 1992. “Blue ocean” paleoproductivity estimates from pelagic carbonate mass accumulation rates. *Marine Micropaleontology*, **19**: 99-117.
- Cacchione D.A., Drake D.E., Kayen R.W., Sternberg R.W., Kineke G.C., Tate G.B. 1995. Measurements in the bottom boundary layer on the Amazon subaqueous delta. *Marine Geology*, **125** (4): 235-257.
- Calazans D. & Griep G.H. 2015. Instrumentação Oceanográfica. In: Castello J. P. e Krug L. C. (ed.). *Introdução às ciências do mar*. Brasil, Pelotas, p. 578-580.
- Calliari L.J. 2015. Sedimentação marinha. In: Castello J.P. e Krug L.C. (ed.). *Introdução às ciências do mar*. Brasil, Pelotas, p. 74-97.
- Camargo M.G. 2006. Sysgran: um sistema de código aberto para análises granulométricas de sedimentos. *Revista Brasileira de Geociências*, Sociedade Brasileira de Geologia, **36** (2): 371-378.
- Campos R.C.B. 2017. *Estudo geológico dos sedimentos do talude continental superior do Pará-Maranhão*. Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém. 69p.
- Corrêa I.C.S. & Weschenfelder J. 2015. Fisiografia do fundo oceânico. In: Castello J.P. e Krug L.C. (ed.). *Introdução às ciências do mar*. Brasil, Pelotas, p. 44-57.
- Coutinho P.N. 2003. Levantamento do estado de arte da pesquisa dos recursos vivos marinhos do Brasil. Programa REVIZEE. *Relatório de Oceanografia Geológica*. 75 p.
- Coutinho P.N. 2005. Levantamento do estado da arte da pesquisa dos recursos vivos marinhos do Brasil. *Relatório do Programa REVIZEE (1995-2000)*, Brasília, 75 p.
- Curtin T.B. 1986. Physical observation of the plume region of the Amazon river during peak discharge - II Water masses. *Continental Shelf Research*, Amsterdã, **6** : 53-71.
- Damuth J.E. & Palma J.J.C. 1979. Geomorfologia do fundo do atlântico equatorial oeste. *Projeto REMAC - Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes*, Petrobrás, Rio de Janeiro, **1** (7): 53-88.
- Dias R.J.S. 2015. *Morfologia e sedimentação na plataforma continental externa e talude ao Largo da Ilha de São Sebastião-SP*. MS Dissertation. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 96 p.
- Dias J.A. (ed.). 2004. *A análise sedimentar e o conhecimento dos sistemas marinhos*. Universidade do Algarve , Faro, 80 p.

- Dias, G.M.T. 1996. Classificação de sedimentos marinhos proposta de representação em cartas sedimentológicas. Anais do XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia. Vol 3.
- Dinis P. e Castilho A. 2014. Assinatura granulométrica como indicador da proveniência: potencialidades e limitações. In: Dinis P., Gomes A., Rodrigues S.M. (ed.). *Proveniência de materiais geológicos: Abordagens sobre o quaternário de Portugal*. Braga, Portugal, p. 1-18.
- Duane, D.B. 1964. Significance of skewness in recent sediments, western Pamlico Sound, North Carolina. *Journal of Sedimentary Petrology*, Oklahoma, **34** (2):864-874.
- Farias D.R. 2006. *Variabilidade morfo-sedimentar das praias estuarinas do Amor e dos Artistas (Ilha de Carateua, Pará)*. MS Dissertation. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 125 p.
- Fass R.W. 1986. Mass-physical and geotechnical properties of surficial sediments and dense nearbed sediment suspensions on the Amazon continental shelf. *Continental Shelf Research*, Amsterdã, **6** (2): 189-208.
- Ferreira N.S. 1996. Zona de convergência intertropical. *Climanálise Boletim*, INEP. p. 136-139.
- Figueiredo Jr A. & Brehme, I. 2000. Amostragem Geológica na pesquisa mineral. *Brazilian Journal of Geophysics*, **18** (3): 269-280.
- Figueroa S.N. & Nobre C.A. 1990. Precipitation distribution over central and western tropical South America. *Climanálise Boletim*, INEP, **5** (1): 36-45.
- Folk R.L. & Ward W.C. 1957. Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, Oklahoma, **27** (1): 3-26.
- Folk R.L. 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. *Journal of Geology*, Estados Unidos da América, **62** (4): 344-359.
- Gallo M.N. & Vinzon S.B. 2015. Estudo numérico do escoamento em planícies de marés do canal norte (estuário do rio Amazonas). *Revista Iberoamericana del Agua*, Espanha, **2** (1): 38-50.
- Gao S. & Collins M.B. 1994. Analysis of grain size trends, for defining sediment transport pathways in marine environments. *Journal of Coastal Research*, **10** (1): 70-78.
- Geyer W.R. & Kineke G.C. 1995. Observations of currents and water properties in the Amazon frontal zone. *Journal of Geophysical Research*, **100** (2): 2321-2339.
- Geyer W.R., Beardsley R.C., Lentz E.J., Candela J., Limeburner R., Johns W.E., Castro B.M., Soares I.D. 1996. Physical oceanography of the Amazon shelf. *Continental Shelf Research*, Oklahoma, **16** (1): 575-616.
- Griep G.H. 2011. Oceanografia Geológica. In: Calazans D. (ed.). *Estudos oceanográficos: Do instrumental ao prático*. Brasil, Pelotas, p. 158-168.

- Grodsky S.A. & Carton J.A. 2003. The intertropical convergence zone in the south atlantic and the equatorial cold tongue. *Journal of Climate*, Estados Unidos da America, **16** (5): 723-733.
- Grossmann G.S. 2002. *Processamento e interpretação de dados sísmicos de parasound no delta submarino do Amazonas*. MS Dissertation. Universidade Federal Fluminense, Rio de Janeiro, 78 p.
- Hedges J.I. & Keil R.G. 1995. Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis. *Marine chemistry*, **49** (3): 81-115.
- Heezen B.C., Tharp M., Ewing, M. 1959. The floor of the oceans, 1: The north atlantic. *The Geological Society of America Special Paper*, Nova York. 122 p.
- Igreja H.L.S. 1992. *Aspectos tectono-sedimentares do fanerozóico do nordeste do estado do Pará e noroeste do Maranhão*. PhD Thesis. Universidade Federal do Pará, Belém. 192 p.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). 1997. Zoneamento geoambiental do estado do Maranhão: subsídios gerais para a ordenação territorial. Salvador, *IBGE*. 1 CD-ROM.
- Instituto do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis. 2006. Caderno da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Ocidental. *Ministério do Meio Ambiente e Secretaria de Recursos Hídricos*. Brasília. 128 p.
- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). 1986. Boletim de Monitoramento e Análise Climática. *Climanálise Boletim Número Especial*, São Paulo. 125 p.
- Knoppers B., Ekau W., Figueiredo A.G. 1999. The coast and shelf of east and northeast Brazil and material transport. *Geo-Marine Letters*, **19** (1): 171-178.
Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/216027598_The_coast_and_shelf_of_east_and_northeast_Brazil_and_material_transport. Acesso em: 23 mar. 2018.
- Kralik M. 1990. A rapid procedure for environmental sampling and evaluation of polluted sediments. *Applied Geochemistry*, IACG, **14** (1): 807-816.
- Krelling A.P.M. 2010. *A estrutura vertical dos vórtices da corrente norte do Brasil*. MS Dissertation. Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 60 p.
- Larsonneur, C. 1977. La cartographie de's dépôts meubles sur le plateau continental français: méthode mise du points et utilisée em manche. *Journal Redi Of Oceanography*, **2** (1): 34-39.
- Lentz S.J. & Limeburner R. 1995. The Amazon river plume during AMASSEDS: spatial characteristics and salinity variability. *Journal of Geophysical Research*, **100** (C2): 2355-2376.
- Madureira L.A.S. 2002. Compostos orgânicos em sedimentos marinhos: Uma viagem ao fundo do oceano atlântico norte. *Química Nova*, Florianópolis, **15** (5): 814-824.
- Martins L.R. & Coutinho P.N. 1981. The brasilian continental margin. *Earth Science Reviews*, Amsterdã, **17** (1): 87-107.

- Martins, L. R., Urien, C. M. & Butler, L. W., 1972. Províncias fisiográficas e sedimentos da margem continental atlântica da América do Sul. *Anais XXVI Congr. Bras. Geologia.*, Belém. (2):105-114.
- Mendes C. J. Ambientes de sedimentação marinhos. *In: Queiroz T.A. (ed.). Elementos de Estratigrafia.* São Paulo. p. 264-302.
- Mendes A.C. 2005. Geomorfologia e sedimentologia. *In: Marcus E.B. Fernandes (ed.). Os Manguezais da Costa Norte Brasileira.* Belém. p. 13-31.
- Menezes M.P.M., Berger U., Mehlig U. 2008. Mangrove vegetation in Amazonia: A review of studies from the coast of Pará and Maranhão states, north Brazil. *Acta Amazônica*, **38** (3): 403-420.
- Middleton G.V. e Hampton M.A. 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. *In: Middleton G.V. e Bouma A.H. (ed.). Turbidity and deep water sedimentation.* Anaheim, Califórnia, p. 1–38.
- Milliman J.D, Summerhayes C.P., Barreto H.T. 1975. Quaternary sedimentation on the Amazon continental margin: A model. *Geological Society of American Bulletin*, **86** (1): 610–614.
- Mohriak W.U. 2003. Bacias sedimentares da margem continental brasileira. *In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J. H. (ed.). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, Brasília, p. 87-168.
- Moraes S.O.C. 2011. *Caracterização da corrente norte do Brasil na região da retroflexão.* PhD Thesis. Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 66 p.
- Mulder T. 2011. Developments in Sedimentology. Gravity Processes and Deposits on Continental Slope, Rise and Abyssal Plains. 63, p25-148.
- Nemec W. 1990. Aspects of sediment movement on steep delta slopes. *International Association of Sedimentologists*, Bélgica, **10** (1): 29-73.
- Neto J.A.B., Ponzi V.R.A., Sichel S.E. 2004. Introdução à geologia marinha. Editora Interciência, 279p.
- Ojeda H. 1981. Estrutura, estratigrafia e evolução das bacias marginais brasileiras. *Revista Brasileira de Geociências*, Brasil, **11** (4): 257-273.
- Oliveira M.E.T. 1996. *Análise sismoestratigráfica da plataforma rasa da bacia foz do Amazonas, mesomioceno a piloceno.* MS Dissertation. Departamento de Geologia, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 149 p.
- Palma, J.J.C. 1984. Fisiografia da área oceânica. *In: Schobbenhaus C. (ed.). Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000.* Brasília, 1 p.
- Paropkari A.L., Mascarenhas A., Prakash Babu C., 1991. Distribution of organic carbon in sediments from the Arabian sea. *Marine Geology*, **18** (91), p. 1-39.

- Paytan A. 2006. Ocean paleoproductivity. In: Gornitz V. (ed.). *Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments*. Nova York, Estados Unidos da América, p. 644–651.
- Pejrup M. 1988. The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: A new approach. In: Boer P.L. e Van Gelder A. e Nio S.D. (ed.). *Tide-influenced sedimentary environments and facies*. D.Reidel, Dordrecht, p. 289-300.
- Piper D.J.W. e Deptuck M. 1997. Fine-grained turbidites of the Amazon fan: Facies characterization and interpretation. In: Flood R.D., Piper D.J.W., Klaus A. e Peterson L.C. (ed.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program*. Scientific Results, p. 79–108.
- Pomerancblum M. & Costa M.P.H. 1970. Algumas características dos sedimentos da plataforma continental norte do Brasil. XXIV Congr. Bras. Geol., Brasília, Bol. Esp., (1):381-384
- REMAC, 1975. Mapas batimétricos da margem continental brasileira. In: Projeto REMAC-PETROBRÁS, Rio de Janeiro, Série Projeto REMAC.
- Revizee P. 2006. Avaliação do potencial sustentável de recursos vivos na zona econômica exclusiva. *Relatório Executivo Programa REVIZEE: avaliação do potencial sustentável de recursos vivos na Zona Econômica Exclusiva. Relatório Executivo*, Brasil. 97 p.
- Rey A.C. 2006. *Simulação física de processos gravitacionais subaquosos: Uma aproximação para o entendimento da sedimentação marinha profunda*. MS Dissertation. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 229 p.
- Rocha E.J.P. 2001. *Balanço de umidade e influência de condições de contorno superficiais sobre a precipitação da Amazônia*. PhD Thesis. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 176 p.
- Rodarte J.B.M. & Brandão J.A.S.L. 1988. Arcabouço estrutural, estratigrafia e perspectivas exploratórias da área de Cassiporé, porção noroeste da Bacia da Foz do Amazonas. *Petrobras*, Rio de Janeiro, 82 p.
- Geological society of America. 1984. Rock Color Chart. Rock-Color Chart Commite. *Geological Society of America*.
- Rühleman C., Müller P.J. e Schneider, R.R. 1999. Organic carbon and carbonate as paleoproductivity proxies: Examples from high and low productivity areas of the tropical atlantic. In: Fischer G. e Wefer G. (eds.). *Use of proxies in paleoceanography: Examples from the south atlantic*. Sringer-Verlag. Berlim Heidelberg, p. 315-344.
- Sanjinés A.E.S., Strohsehoen O.Jr., Vilela C.G. Bioestratigrafia de testemunhos a pistão do talude da bacia de Campos, RJ, cm base em foraminíferos planctônicos. In: X Congresso da ABEQUA, 2005, Guarapari:
Disponível em:
<http://www.abequa2005.geologia.ufrj.br/nukleo/>. Acesso em: 25 mar. 2018.
- Santos V.L.C.S. 1993. *Biogeochemistry of deep-ocean sediments from porcupine abyssal plain in the north-eastern atlantic*. PhD Thesis. Universidade de Liverpool, Inglaterra, p. 6–59.

- Schaller H., Vasconcelos D.N.N., Castro J.C. 1971 Estratigrafia preliminar da bacia sedimentar da foz do Rio Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25, São Paulo, 1971. Anais... São Paulo, SBG. V3, p. 189-2002.
- Selley R.C. 1982. Ancient sedimentary environments. 2^a ed. Cornell University Press, Ithaca, New York.
- Shepard F.P. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay Ratios. *Journal of Sedimentary Petrology*, **24** (3):151–138.
- Shanmugam G. 2000. 50 years of the turbidite paradigm 1950s-1990s. Deep-water processes and facies models: A critical perspective. *Marine and Petroleum Geology, Guilford*, **17** (1): 285-342.
- Shanmugam, G. 2016. Slides, slumps, debris flows, turbidity currents, and bottom currents. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. 88p.
- Silva A.C. 2006. *An analysis of the water properties in the western tropical atlantic using observed data and numerical model results*. PhD Thesis. Programa de Pós-graduação em Oceanografia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 135 p.
- Silva P.V.M. 2015. *Estudo da morfodinâmica sazonal e quantificação de transporte sedimentar costeiro nas praias de Fortalezinha e Princesa, Algodual/Maiandeuca (Nordeste do Estado do Pará)*. MS Dissertation. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 89 p.
- Soares Junior A.V., Costa J.B.S., Hasui Y. 2008. Evolução da margem atlântica equatorial do Brasil: três fases distensivas. *Revista Brasileira de Geociências*, Brasil, **7** (4): 427-437.
- Souza D.C.C. 2010. *Caracterização morfológica e sedimentar do talude continental (foz do Amazonas)*. MS Dissertation. Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 102 p.
- Souza E.B. de & Ambrizzi T. 2004. Pentad precipitation climatology over Brazil and the associated atmospheric mechanisms. *Climanálise Boletim*, INEP, **2** (1): 1-20.
- Souza E.B. de, Carmo A.M.C., Moraes B.C., Nacif A., Ferreira D.B.S., Rocha E.J.P., Souza P.J.O.P. 2016. Sazonalidade da precipitação sobre a Amazônia legal brasileira: Clima atual e projeções futuras usando o modelo REGCM4. *Revista Brasileira de Climatologia*, Curitiba, **18** (12): 293-306.
- Souza E.B. de, Lopes M.N.G., Rocha, E.J.P. 2009. Precipitação climatológica sobre a Amazônia oriental durante o período chuvoso: Observações e simulações regionais com o RegCM3. *Revista Brasileira de Meteorologia*, São Paulo, **24** (2): 111-124.
- Stow D.A.V., Reading H.G., Collison J.D. 1996. Deep seas. In: Reading H.G. (ed.). *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford. p. 395–453.
- Stow D.A.V., Kahler G., Reeder M. 2002. Fossil contourites: Type example from an oligocene palaeoslope system, cyprus. In: Stow D.A.V., Pudsey C.J., Howe J.A., Faugères J.C., Viana A.R. (ed.). *Deep-water contourite systems: modern drifts and ancient series, seismic and sedimentary characteristics*. Geological Society, London, Memoir, p. 443–455.

- Stramma L. & Schott F. 1999. The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. *Deep Sea Research*, **2** (46): 279-303.
- Suguio K. (ed.). 2008. *Mudanças ambientais na terra*. São Paulo, Instituto Geológico, p.119-124.
- Suguio K. (ed.). 2003. *Geologia sedimentar*. São Paulo, Edgard Blücher, 400 p.
- Suguio K. (ed.).1973. *Introdução à sedimentologia*. São Paulo, Edgard Blücher, 310 p.
- Tessler M.G. & Mahiques M.M. 2000. Processos oceânicos e a fisiografia dos fundos marinhos. In: Teixeira W., Toledo M.C.M., Fairchild T.R. e Taioli F. (ed.). *Decifrando a Terra*. São Paulo, 557 p.
- Tinoco I. M. 1959. Classificação sistemática dos foraminíferos dos testemunhos de sondagens submarinhas recolhidas pelo N. E. Almirante Saldanha na embocadura do Rio Amazonas. *Instituto de Biologia Marítima e Oceanográfica*, Universidade de Recife, **1** (1):107-112.
- Uvo C. & Berndtsson R. 1996. Regionalization and spatial properties of Ceará state rainfall in northeast Brazil. *Journal of Geophysical Research*, **101** (D2): 4221-4233.
- Varejão-Silva M.A. 2006. Meteorologia e Climatologia. Brasília: INMET. 463p.
- Vasconcelos J.J.V. 2018. *Sedimentação do talude continental superior do Amazonas*. Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém. 103 p.
- Villar E.J.C., Ronchail J., Guyot, J.L. 2009. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *International Journal of Climatology*, **29** (1): 1574–1594.
- Vital H., Esteves L.S., Araújo T.C.M. e Patchineelam S. M. 2005. Oceanografia geológica e geofísica da plataforma continental brasileira. In: Souza C. R., Suguio K., Oliveira A.M.S. e Oliveira P.E. (ed.). *Quaternário do Brasil*. Ed. Holos, Ribeirão Preto, 382 p.
- Winge, M. *et. al.* Glossário Geológico Ilustrado. Publicado na Internet. 2001.
- Zalán P.V. 2001. Growth folding in gravitational fold-and-thrust belts in the deep waters of the equatorial atlantic, northeastern Brazil. *Annual Convention Official Program Book*, Denver, 223 p. CD-ROM.
- Zembruscki S.G., Gorini M.A., Palma J.J.C., Costa M.P.A. 1972. Fisiografia e distribuição dos sedimentos superficiais na plataforma continental norte brasileira. *Boletim Técnico da Petrobras*, **14** (1): 127-155.