



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE OCEANOGRAFIA**

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO – TCC

**CARACTERIZAÇÃO DA SEDIMENTAÇÃO SUPERFICIAL
DO TALUDE CONTINENTAL DA FOZ DO AMAZONAS**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:

LARISSA ALVES MARTINS

Orientador: Prof. Dr. MAAMAR EL-ROBRINI (FAOC /UFPA)

BELÉM-PARÁ

2019



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE OCEANOGRAFIA**

**CARACTERIZAÇÃO DA SEDIMENTAÇÃO SUPERFICIAL
DO TALUDE CONTINENTAL DA FOZ AMAZONAS**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:

LARISSA ALVES MARTINS

Orientador: Prof. Dr. MAAMAR EL-ROBRINI (FAOC /UFPA)

BELÉM-PARÁ

2019

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)

M379c Martins, Larissa Alves.
Caracterização da sedimentação superficial do talude continental da foz do Amazonas / Larissa Alves Martins. — 2019.
xviii, 69 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, 2019.

1. Talude Continental. 2. Sedimentação. 3. Foz do Amazonas. I. Título.

CDD 551.304



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE OCEANOGRAFIA**

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**CARACTERIZAÇÃO DA SEDIMENTAÇÃO SUPERFICIAL
DO TALUDE CONTINENTAL DA FOZ DO AMAZONAS**

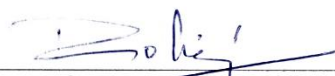
Apresentada por:

LARISSA ALVES MARTINS

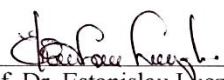
Como requisito parcial à obtenção do Grau de Bacharel em Oceanografia

Data da aprovação: 11/07/2019


Banca examinadora:



Prof. Dr. Maamar Ili-Robrini – Orientador
(Membro – UFPA)



Prof. Dr. Estanislau Duczynski
(Membro – UFPA)



Ms. Juliana Guerreiro de Sá
(Membro – UFPA)

Aos meus pais Leonilde e Benedito, minhas irmãs Leticia e Fabiane, meu sobrinho Jhonison Leonilson e em memória dos meus queridos avós Elza Moraes Martins e Benedito Brasil Martins, por todo amor, confiança, carinho e paciência ao longo dessa jornada.

Gratidão por tudo!

AGRADECIMENTOS

“Durante toda minha vida, duas pessoas passaram por mim, o sonho deles era que eu chegasse até aqui. Agradeço primeiramente a Deus pela vida e pelas oportunidades que tive ter convivido com eles e aprender que estudar é o melhor caminho para se ter um bom sucesso profissional, ser humilde com as pessoas, obediente e sempre ter fé que um dia eu iria alcançar meus sonhos, e com a fé que eles sempre tiveram em mim que concluo mais essa etapa da vida agradecendo Deus e a eles meus eternos avós Elza Moraes e Benedito Martins (*in memoriam*).”

Aos meus pais Leonilde e Benedito, minhas irmãs Leticia e Fabiane e meu sobrinho Jhonison, agradeço toda a confiança que tiveram em mim e nunca terem desistido, todo apoio financeiro ao longo desses 4 anos e meio e principalmente por todo amor, carinho e paciência para que eu pudesse concluir este ciclo. Eu amo vocês, muito obrigada por tudo;

Agradeço a minha família que de uma forma ou de outra ajudaram e apoiaram essa longa jornada, e para os que não acreditava em mim, deixo registrado parte do meu sucesso e um muito obrigado. E a família de Abaetetuba, obrigada por acreditarem em mim, amo vocês;

Agradeço ao meu orientador Dr. Maamar El-Robrini, pela confiança que me foi concedida e orientação nesta pesquisa ao longo da graduação;

Agradeço ao meu cunhado José Elias e a minha amiga Lizandra Muribeca por terem me emprestado os notebooks que foram de extrema importância desde o início até o final deste trabalho, ao tio Rodrigo que me socorreu quando o notebook deu problema com todo meu tcc quase pronto, muito obrigada;

Agradeço aos meus amigos do grupo F.A.D.A.S, que se tornaram uma nova família: Anderson Braga, Felipe Alves, Haesson Elias, Júlio Richard, Paulo Raphael, Renan Mescouto, Thamires Salimos, Thayane Reis, Yago Brito, pelas melhores companhias, pelos nossos momentos de descontração dentro e fora da faculdade, pelas melhores viagens, melhores lanches, roles aleatórios e troca de conhecimentos, estudos e trabalhos, e por proporcionarem os melhores momentos na Oceanografia;

Aos amigos próximos de mim, que sempre estiveram ao meu lado, me apoiando sempre que precisei conversar, chorar, desabafar, compartilhar ideias e comemorar vitórias, meu muito obrigado a Ana Paula, Cristiane, Dona Rosangela, Henrique, Liz Fernanda, Nayara, Natália, Rafa, Rosana, Renata, Tia Paty, Tia Marcia, Tio Rodrigo, obrigada por sempre poder contar com vocês;

A turma de Oceanografia 2015, pelos bons momentos de convivência, raiva compartilhada, aprendizado e sucesso no final de tudo;

Agradeço aos professores da FAOC pela dedicação transmitir e compartilhar seus conhecimentos com paciência;

Aos colegas do Grupo de Estudos Marinhos e Costeiros pela convivência harmoniosa, e as pessoas que me ajudaram na realização das etapas laboratoriais, Thamires, Augusto, Daniel, Jackson, Marco, Marcus, Paulo, Rayane, Suelen e Victor, muito obrigada;

Um agradecimento a uma pessoa especial me acompanha desde o quinto semestre, que sempre esteve disposta pra me ajudar em tudo que precisei, e nesses últimos meses foi a pessoa que mais estava ao meu lado apoiando, me esperou todos os dias que eu voltava pra casa tarde, ouvia tudo que eu fazia durante o dia, por fazer eu acreditar e mim e principalmente pela paciência e fazer eu me sentir uma pessoa melhor quando estava no auge do meu estresse, eu sei reconhecer o quando foste importante nesse final, a você meu muito obrigada Lizandra Muribeca;

Agradeço a ANP pela concessão dos testemunhos para a realização da pesquisa;

Agradeço a todas as pessoas que me ajudaram direta ou indiretamente para a realização deste trabalho e conclusão do curso, meu muito obrigado.

“Eu não sei como eu posso parecer ao mundo, mas para mim, eu pareço ser apenas como uma criança brincando na beira do mar, divertindo-me e encontrando um seixo mais liso ou uma concha mais bonita, enquanto o grande oceano da verdade permanece todo indescoberto diante de mim.”

Isaac Newton

RESUMO

Este trabalho objetiva caracterizar a sedimentação recente do talude continental da foz do Amazonas, com base em dois testemunhos sedimentares do tipo *piston corer*. Foram evidenciados: a estratigrafia rasa, parâmetros granulométricos, teores de matéria orgânica e carbonato de cálcio. Os resultados mostram que os sedimentos são lamosos com predominância da fração silte grosso. Os teores de matéria orgânica variaram de 0,13% a 0,87% com média de 0,04% para o testemunho ANP-S85 e 0,34% a 0,90% com média de 0,06% para o testemunho ANP-S104. Os teores de carbonato de cálcio variaram de 0,44% a 3,38% com média de 1,73% no testemunho no ANP-S85 e 0,25% a 4,10 % com média de 1,89% para o testemunho ANP-S104. A análise possibilitou inferir que os sedimentos presentes no talude continental da foz do Amazonas podem ter duas possíveis fontes oriundas principalmente do aporte continental como os rios juntamente com material produzido por organismos em menor escala, ou por sedimentos presente nas regiões andinas, transportados principalmente por fluxos de gravidade.

Palavras-chave: Talude continental. Sedimentação. Foz do Amazonas.

ABSTRACT

This work aims to characterize the recent sedimentation of the continental slope of the mouth of the Amazon, based on two sedimentary records of the piston corer type. The following were evidenced: shallow stratigraphy, granulometric parameters, organic matter content and calcium carbonate. The results of both sediment samples were classified as muddy sediments, with predominance of the coarse silt fraction deposited in an environment with very high hydrodynamics. The organic matter content levels varied from 1% to 7% with a mean of 0.04% for ANP-S85 and 1% to 7% with a mean of 0.01% for ANP-S104. Calcium carbonate levels ranged from 0.44% to 3.38% with a mean of 1.73% for ANP-S85 and 0.25% to 4.10% with a mean of 1.89% for ANP-S104. The analysis made it possible to infer that the sediments present in the continental slope of the mouth of the Amazon can have two possible sources originating mainly from the continental input such as rivers along with material produced by organisms in smaller scale, or by sediments present in the Andean regions, carried mainly by flows gravity.

Keywords: Continental slope. Sedimentation. Amazon Fan.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Subdivisão de uma margem continental do tipo "Atlântica".....	5
Figura 2 - Fisiografia de um talude continental.....	6
Figura 3 - Dois cânions submarinos, mostrando o sentido das movimentações das correntes de turbidez e os leques aluviais localizados na base destes cânions.....	7
Figura 4 - Comparação entre os depósitos gerados por fluxos gravitacionais de massa (deslizamentos e escorregamentos) e os gerados por fluxos gravitacionais de sedimentos.....	8
Figura 5 - Processos presentes em ambientes sedimentares do talude continental e bacia que ocorrem em profundidades superiores a 200m.	9
Figura 6 - Classificação de movimentos de massa no talude continental e processos.	11
Figura 7 - Representação esquemática de um corpo de deslizamento (<i>slide</i>).	11
Figura 8 - Representação esquemática de um corpo de escorregamento (<i>slump</i>).	12
Figura 9 - Diagrama mostrando fluxo de detritos, corrente de turbidez e processos de tração operando em um fluxo de gravidade de sedimentos.	13
Figura 10 - Mapa de localização dos testemunhos no talude continental da foz do rio Amazonas.	15
Figura 11 - Rio Amazonas e seus principais afluentes.....	16
Figura 12 - Localização da Bacia da foz do Amazonas.	17
Figura 13 - Esquema simplificado sem escala, mostrando o modelo estrutural do Cone do Amazonas.....	18
Figura 14 - Perfil batimétrico e sísmico do Talude continental da foz do Amazonas.....	19
Figura 15 - Ampliação da Figura 10-B. Batimetria 3D do Cone do Amazonas.....	20
Figura 16 - Carta estratigráfica da foz do rio Amazonas.....	23
Figura 17 - Distribuição dos tipos de clima para o Brasil.	25
Figura 18 - Médias trimestrais dos campos de vento utilizados no modelo: (a) verão, (b) inverno. Estações referidas ao hemisfério sul (1979-2012).	26

Figura 19 - Mapas de amplitudes (A) e fases (B) para a componente astronômica M2, extraídos da base de dados do FES 2004.....	27
Figura 20- Correntes Oceânicas de superfície e subsuperfície.....	28
Figura 21 - Massas de água presentes na foz do rio Amazonas.....	29
Figura 22 - Testemunhador a pistão utilizado para a amostragem do estudo (A e B); Testemunhos recuperados (C); Navio Geoexplorer (D).	30
Figura 23 - Configuração do sistema operacional de um testemunhador a pistão.....	31
Figura 24 - Método de peneiramento a úmido para separação da fração areia das frações de silte e argila. (A) Peso das amostras em uma balança analítica (B) Separação das frações areia, silte e argila; (C) Tubos de ensaio pesados a pares em balança de equilíbrio; (D) Método de centrifugação a 1.000 RPM para separação da fração silte e argila (C); Frações areia (I), silte (II) e argila (III) após o uso dos métodos descritos (D).	32
Figura 25 - (A) Cadinhos contendo sedimentos; (B) Cadinhos contendo sedimentos na mufla; (C) Cadinhos no dessecador após a queima.....	34
Figura 26 - Etapas do processo de ataques químicos: (A) Peso das amostras de sedimentos. (B) Sedimentos contendo HCL (10%) e (C) Sedimentos com água destilada.....	35
Figura 27 - Diagrama triangular de Folk (1954).	38
Figura 28 - Diagrama triangular de Shepard (1954).....	39
Figura 29 - Diagrama triangular de Pejrup (1988).	40
Figura 30 - Fluxograma das metodologias.....	41
Figura 31 - Fotocópia das seções A,B,C e D do testemunho ANP-S85.....	43
Figura 32 - Fotocópia das seções A, B, C e D do testemunho ANP-S104.....	45
Figura 33 - Classes granulométricas presentes nos testemunhos (A) ANP-S85 e (B) ANP-S104.	46
Figura 34 - Variação das classes granulométricas de areia, silte e argila ao longo dos testemunhos (A) ANP-S85 e (B) ANP-S104.....	47
Figura 35 - Classificação dos sedimentos dos testemunhos (A) ANP-S85 e (B) ANP-S104, de acordo com Shepard (1954).	49

Figura 36 - Classificação dos sedimentos dos testemunhos (A) ANP-S485 e (B) ANP-S104, de acordo com Pejrup (1988).....	49
Figura 37 - Gráficos do teor de matéria orgânica para os testemunhos (A) ANP-S85 e (B) ANP-S104.	50
Figura 38 - Gráficos do teor de carbonato de cálcio para os testemunhos ANP-S85 e ANP-S104.	51

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Coordenadas geográficas, tamanho e batimetria dos testemunhos.	15
Tabela 2 - Classificação para sedimentos marinhos proposta por Larssonneur (1997).	36
Tabela 3 - Classificação quanto ao grau de seleção.	37
Tabela 4 - Classificação quanto a assimetria.	37
Tabela 5 - Classificação quanto a curtose.	38
Tabela 6 - Caracterização das seções do testemunho ANP-S85.	42
Tabela 7 - Caracterização das seções do testemunho ANP-S104	44
Tabela 8 - Classificação dos sedimentos do testemunho ANP-S85 de acordo com Folk & Ward (1957).	48
Tabela 9 - Classificação dos sedimentos do testemunho ANP-S104 de acordo com Folk & Ward (1957).	48
Tabela 10 - Classificação dos sedimentos do testemunho ANP-S104 de acordo com Larssonneur (1977).	52

LISTA DE SIGLAS

AC - Água Costeira

ACAS - Água Central do Atlântico Sul

AIA - Água Intermediária Antártica

AGI - American Geological Institute

AmasSeds - *Amazon Shelf Sediment Study*

ANP - Agência Nacional de Petróleo

AT - Água Tropical

CNB - Corrente Norte do Brasil

CSE - Corrente Sul Equatorial Central

GEMC - Grupo de Estudos Marinhos e Costeiros

GSA - *Geological Society of America*

PCJB - Plataforma Continental Jurídica Brasileira

REMAC - Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira

REMLAC - Programa de Avaliação da Potencialidade Mineral da Plataforma Continental
Jurídica Brasileira

REVIZEE - Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos na Zona Econômica
Exclusiva

SNB - Subcorrente Norte do Brasil

UFPA - Universidade Federal do Pará

ZCIT - Zona de Convergência Intertropical

ZEE - Zona Econômica Exclusiva

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	VI
EPÍGRAFE	vii
RESUMO	IX
ABSTRACT	X
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	XI
LISTA DE TABELAS	XIV
LISTA DE SIGLAS	XV
1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVOS	4
2.1 OBJETIVO GERAL	4
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	4
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	5
3.1 MARGEM CONTINENTAL	5
3.2 PLATAFORMA CONTINENTAL	5
3.3 TALUDE CONTINENTAL	6
3.4 SOPÉ CONTINENTAL.....	7
3.5 SEDIMENTAÇÃO NO TALUDE CONTINENTAL	8
4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	15
5 CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO	16
5.1 RIO AMAZONAS	16
5.2 BACIA SEDIMENTAR DA FOZ DO AMAZONAS	16
5.3 CONE DO AMAZONAS	17
5.4 TALUDE CONTINENTAL DO AMAZONAS	19
5.5 PLUMA DO AMAZONAS	20
6 GEOLOGIA	22
6.1 ESTRATIGRAFIA	22

7 CLIMA E PARÂMENTROS METEOROLÓGICOS	25
7.1 CLIMA	25
7.2 ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL.....	26
7.3 VENTOS.....	26
8 CONDIÇÕES OCEANOGRÁFICAS	27
8.1 MARÉS.....	27
8.2 ONDAS.....	27
9 CORRENTE NORTE DO BRASIL	28
9.1 CORRENTES	28
10 MATERIAIS E MÉTODOS	30
10.1 COLETAS DOS TESTEMUNHOS	30
10.2 PROCEDIMENTOS EM LABORATÓRIO.....	31
10.2.1 Abertura dos Testemunhos e Descrição	31
10.2.2 Análise Granulométrica	32
10.2.3 Quantificação da Matéria Orgânica	33
10.2.4 Quantificação do carbonato de cálcio	34
10.2.5 Classificação de Larssonneur	36
10.2.6 Tratamentos Estatísticos	36
10.2.6.1 Método de Folk & Ward (1957).....	36
10.2.6.2 Diagrama de Shepard (1954).....	39
10.2.6.3 Diagrama de Pejrup (1988).....	39
10.3 FLUXOGRAMA DAS METODOLOGIAS	41
11 RESULTADOS	42
11.1 DESCRIÇÃO FACIOLÓGICA DOS SEDIMENTOS	42
11.2 DESCRIÇÃO GRANULOMÉTRICA	46
11.2.1 Parâmetros Estatísticos	47
11.2.1.1 Folk & Ward (1957)	48
11.2.1.2 Diagrama de Shepard (1954).....	48
11.2.1.3 Diagrama de Pejrup (1988).....	49
11.3 MATÉRIA ORGÂNICA	50
11.4 CARBONATO DE CÁLCIO.....	51

11.4.1 Classificação de Larssonneur	52
12 DISCUSSÃO	53
12.1 ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS E TEXTURAL DOS SEDIMENTOS	53
12.2 MATÉRIA ORGÂNICA	54
12.3 CARBONATO DE CÁLCIO.....	56
12.4 FONTE DOS SEDIMENTOS DO TALUDE CONTINENTAL DA FOZ DO AMAZONAS.	58
13 CONCLUSÃO	60
REFERENCIAS	62

1 INTRODUÇÃO

Segundo Lisitzin (1972), os oceanos e mares cobrem cerca de 70% da superfície da terra, no qual uma grande parte ainda se encontra desconhecida. A morfologia do fundo oceânico é dividida em duas partes: margem continental e a bacia oceânica.

A margem continental é formada pela plataforma, talude e sopé continental. A *plataforma continental* consiste no prolongamento do continente no fundo do mar, com uma inclinação muito leve e baixas profundidades. O *talude continental* localizado entre a borda externa da plataforma continental e o sopé continental, corresponde a uma zona de transição entre a plataforma e o sopé continental (Machado 2015). Os depósitos sedimentares do talude continental são datados a partir do Mioceno (8-15 Ma), onde os sedimentos terrígenos do rio Amazonas começaram a atingir o talude continental, em grande parte através do cânion Amazônico, formando então o cone do Amazonas (Damuth & Kumar 1975). Entretanto o *sopé continental* consiste em um relevo irregular construído por sequências sedimentares diretamente relacionadas aos processos que moldam as plataformas e taludes continentais (Machado 2015).

A partir da década de 60, iniciaram-se vários projetos para entender a sedimentação na margem continental, como o Programa de Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira (REMAC/1968-1978), no qual aportou um leque de conhecimentos amplo da margem continental brasileira. O projeto *Amazon Shelf Sediment Study* (AmasSeds/1989-1992), em uma iniciativa de pesquisadores brasileiros e norte-americanos foi de grande contribuição para a compreensão da dinâmica da plataforma continental adjacente a foz do rio Amazonas.

O Programa de Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos na Zona Econômica Exclusiva (REVIZEE/1990-2005) produziu diversos estudos, versando sobre a fisiografia e a cobertura sedimentar da margem continental Norte do Brasil. A partir de 1997, o Programa de Avaliação da Potencialidade Mineral da Plataforma Continental Jurídica Brasileira (REMPLAC) teve como objetivo de conhecer o substrato marinho da Plataforma Continental Jurídica Brasileira (PCJB).

Damuth (1975) em um dos seus trabalhos realizados mapeou e caracterizou os sedimentos que compõem o fundo marinho e mostrou uma distribuição bastante diversa de sedimentos, principalmente no talude continental.

Os rios são os principais agentes no transporte de sedimentos para as áreas mais baixa e para o mar, atuam como excelentes agentes geológicos de grande importância para a deposição. Devido ao grande contingente sedimentar, os rios exercem o papel de modelador da fisiografia oceânica, contribuindo para a formação da margem continental e outras feições geomorfológicas (Lisitizin 1996).

A Bacia da Foz do Rio Amazonas é a mais extensa das bacias da margem equatorial brasileira (Matos 2000). Esta bacia possui aproximadamente 282.000 km², desde a plataforma continental até a bacia profunda, seus limites coincidem, a noroeste com o Platô de Demerara e a sudeste com a Ilha de Santana (Bacia do Pará-Maranhão) (Brandão & Feijó 1994, Figueiredo *et al.* 2007).

O grande aporte de sedimentos siliciclásticos a partir da descarga dos rios, não só pode inibir o crescimento de organismos produtores de sedimentos biogênicos, como dilui a contribuição de carbonatos em relação a sedimentos terrígenos. Além disso, a distribuição e acúmulo de carbonato nas águas também dependem de fatores como: quantidade de nutrientes disponíveis, penetração da luz, flutuações no nível do mar e circulação e oxigenação das águas (Boylan *et al.* 2002). Desta forma, é possível estabelecer relações entre matéria orgânica e carbonato de cálcio para sedimentos marinhos além de identificar a influência do continente ou do ambiente marinho a partir da concentração destes parâmetros.

Assim como a geoquímica associada aos sedimentos podem fornecer informações sobre a área fonte dos sedimentos, a distribuição granulométrica também pode fornecer informações diretas sobre a natureza das áreas de alimentação. É possível reconstruir fontes e processos associados à sua gênese através dos parâmetros granulométricos que a caracterizam (Dinis & Castilho 2014, Krumbein & Pettijohn 1938, McManus 1988).

Neste contexto, métodos geoquímicos e sedimentológicos associados à estratigrafia têm sido usados para tentar responder questões geológicas relacionadas ao tempo e ao ambiente de deposição como visto em Alkmim (2014) e Maia (2012).

Os projetos iniciados nos anos 60 foram direcionados a estudar a plataforma continental, visto que a sedimentação presente no talude continental está diretamente relacionada com o processo de sedimentação na plataforma continental.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Caracterizar a sedimentação recente e a possível fonte dos sedimentos despejados no talude continental na foz do rio Amazonas.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Classificar e caracterizar a textura e granulometria dos sedimentos;
- Determinar o teor de matéria orgânica;
- Determinar o teor de carbonato de cálcio (CaCO_3);
- Identificar possíveis fontes de sedimentos;

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Segundo Lisitzin (1972), os oceanos e mares cobrem cerca de 70% da superfície da terra. O relevo dos oceanos pode ser dividido em duas principais províncias fisiográfica: margens continentais e bacias oceânicas. A área de estudo está inserida dentro da margem continental no qual representa a zona de transição entre os continentes e as bacias oceânicas.

3.1 MARGEM CONTINENTAL

A margem continental é a região mais próxima às terras emersas, formada por acumulações de sedimentos de diversas origens (continental, marinho), transportados principalmente pelos rios e corrente oceânicas (Schmiegelow 2004).

Com base nos critérios tectônicos é possível reconhecer dois tipos de margens continentais: Pacífico ou ativa e Atlântico ou passiva, com exceção das Antilhas. O tipo mais comum de margem continental é a do tipo Atlântico, que é constituído pela plataforma continental, talude continental e elevação ou sopé continental (Figura 1) (Corrêa & Weschenfelder 2015).

A margem continental brasileira é do tipo “Atlântica”, compreendendo uma área total de 5.003.397 km², equivalente a 59 % do território brasileiro emerso (Coutinho 2005).

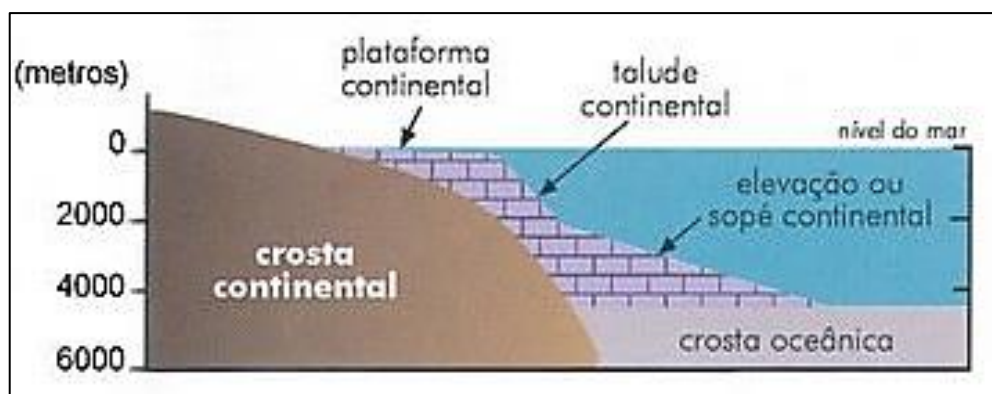


Figura 1 - Subdivisão de uma margem continental do tipo "Atlântica".
Fonte: Tessler & Mahiques (2000).

3.2 PLATAFORMA CONTINENTAL

Corrêa & Weschenfelder (2015) definem a plataforma continental como uma região de águas rasas e declividade suave, estende-se desde a linha de costa até a borda da plataforma. Apresenta uma declividade média de 1:1000 (1m/km) e sua largura pode variar de 75km a ultrapassar os 300km (Suguio 2003).

A plataforma continental faz parte da Zona Econômica Exclusiva brasileira (ZEE) que se caracteriza por uma faixa que se estende das 12 às 200 milhas marítimas, contadas a partir das linhas de base que servem para medir a largura do mar territorial (Gurgel 2015).

A plataforma continental é subdividida em partes interna, média e externa. A plataforma continental interna inicia no nível médio de baixamar e estende-se até 30m de profundidade, com um fundo lamoso. A plataforma continental média ocorre na faixa de 30-60m inicia no nível médio de baixamar e estende-se até 30m de profundidade, com um fundo arenoso. A plataforma continental externa inicia na profundidade de 60m, chegando até 100m, o fundo predominante apresenta vestígios de areias e cascalhos, a insuficiência luminosa nesta parte da plataforma propicia o desenvolvimento principalmente de algas calcárias (Suguio 2003).

Na foz do Rio Amazonas, a plataforma continental apresenta uma largura de aproximadamente de 330km e seu limite externo encontra-se a 100m de profundidade (Gurgel 2015).

3.3 TALUDE CONTINENTAL

Segundo Palma (1984), o talude continental (Figura 2) é considerado como uma encosta estreita que inclina na borda da plataforma continental até profundidades que variam regionalmente, condicionadas com diferenças no regime de sedimentação e por feições estruturais específicas.

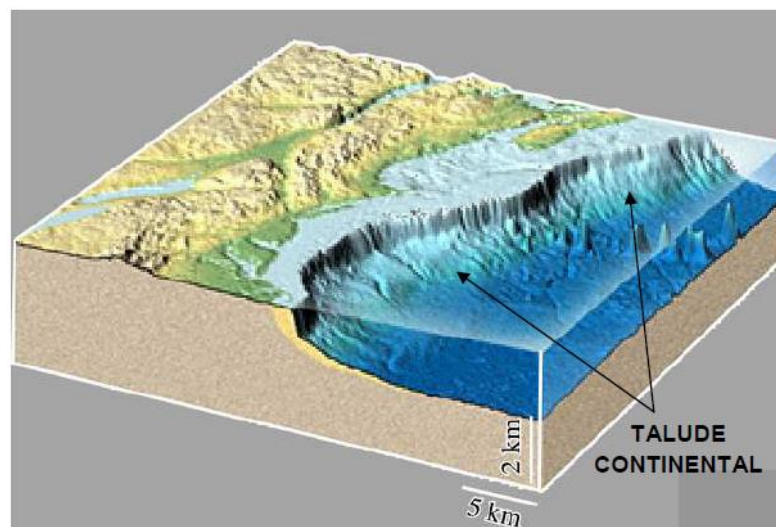


Figura 2 - Fisiografia de um talude continental.
Fonte: AGI. American Geological Institute (1999).

O Talude Continental é a região mais externa da plataforma, o topo é caracterizado por uma mudança abrupta na inclinação com gradiente superior a 1:40, enquanto que o pé do talude

possui declividade mais suave. A largura do talude continental varia entre 20km a 100km e a profundidade passa rapidamente de 130m a um máximo de 3.000m (Corrêa & Weschenfelder 2015).

A superfície do talude continental é recortada por inúmeras regularidades topográficas formando depressões alongadas e profundas. Entre as feições morfológicas mais importantes encontradas no talude continental são os cânions submarinos. As depressões profundas têm um papel importante no transporte de sedimentos das regiões costeiras para o oceano profundo, no qual se acumulam na base dos cânions formando leques aluviais (Corrêa & Weschenfelder 2015, Gurgel 2015, Schmiegelow 2004).

Na foz do Rio Amazonas existe um grande cânion formando um gigante leque aluvial conhecido como Cone do Amazonas (Figura 3) (Schmiegelow 2004).

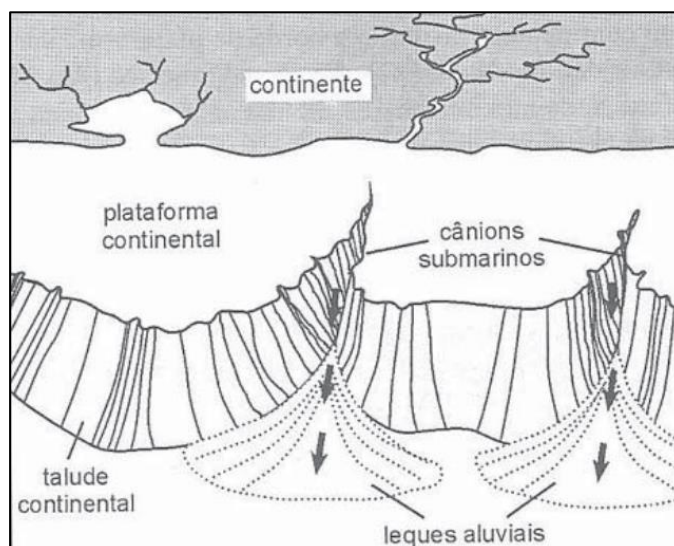


Figura 3 - Dois cânions submarinos, mostrando o sentido das movimentações das correntes de turbidez e os leques aluviais localizados na base destes cânions.

Fonte: Schmiegelow (2004).

3.4 SOPÉ CONTINENTAL

O sopé continental é formado pelos sedimentos que são depositados na base do talude continental. Parte do sopé continental é formado por sedimentos em suspensão que segue um fluxo contínuo e lento, passando pela plataforma continental, caindo no talude continental em direção ao sopé (Schmiegelow 2004). O sopé continental apresenta uma topografia bastante suave e com poucas irregularidades, ultrapassando 200m de relevo (Corrêa & Weschenfelder 2015).

A largura média do sopé continental varia entre 300km a 400km. Em geral seu gradiente está entre menor que 1:100 e 1:800 e sua profundidade está entre 1.373 e 5,185m. A cobertura

sedimentar caracteriza-se por sedimentos derivados das argilas e siltes terrígenos provenientes da plataforma continental, carreados por correntes de fundo ou deslizamentos através do talude continental. (Corrêa & Weschenfelder 2015).

3.5 SEDIMENTAÇÃO NO TALUDE CONTINENTAL

O talude continental apresenta uma porção mais íngreme da margem continental, seu processo de sedimentação pode ser destacado como a dinâmica de ressedimentação, correntes de fundo, deposição pelágica e processos autigênicos. Esses processos e mecanismo são diferentes daqueles que atuam sobre a plataforma continental, o que significa que os sedimentos depositados nesta região possuem uma predisposição à erosão, como a porção superior do talude continental por apresentar declividade superior a 10, enquanto que em sua base predomina sedimentação devido à diminuição do gradiente (Neto *et al.* 2004).

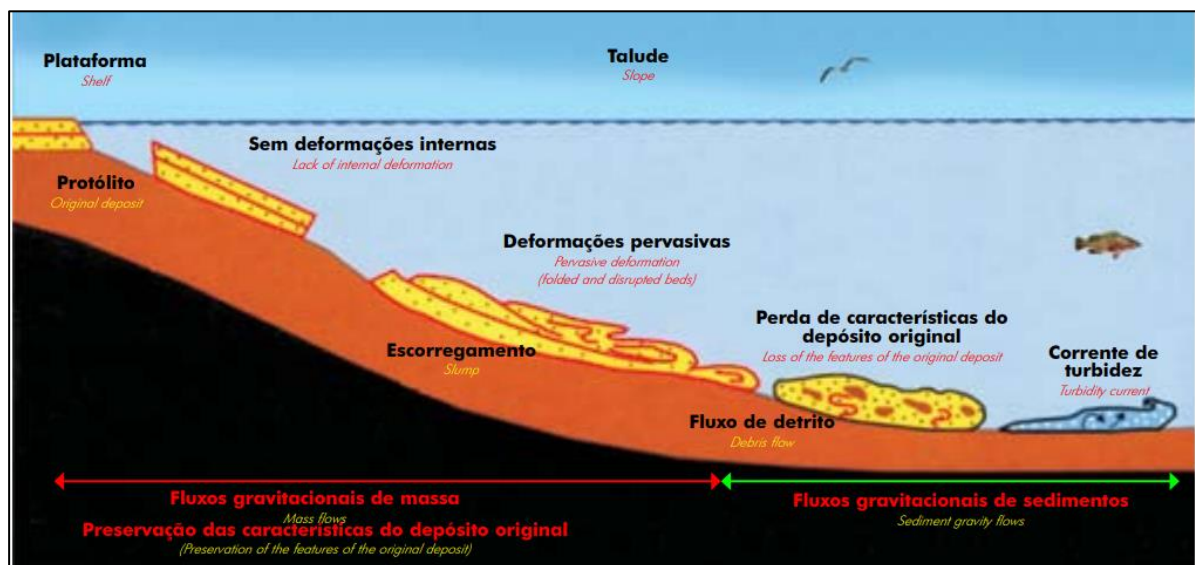


Figura 4 - Comparação entre os depósitos gerados por fluxos gravitacionais de massa (deslizamentos e escorregamentos) e os gerados por fluxos gravitacionais de sedimentos.

Fonte: Shanmugan e Moiola (1994), modificado por D'Ávila *et al.* (2008).

O transporte dos sedimentos para o talude e continental é realizado principalmente pelas correntes de turbidez, que são movimentos descendentes de água densa carregadas de sedimento (Figura 4). Essas correntes são transportadas talude abaixo através dos cânions submarinos que fluem para o assoalho oceânico profundo, depositando sequências de estratificações gradacionais (Wicander & Monroe 2009).

A fonte dos sedimentos acumulados no talude continental é muito diversa, podendo ser: biogênica (conchas de animais bentônicos e planctônicos) e vulcânica (cinzas). São categorias consideradas intermediárias entre depósitos neríticos e pelágicos (Suguio 2003).

A ressedimentação é um conjunto de processos complexos de movimentação de massa ocorrentes no talude continental no qual estão associados aos fluxos de detritos, sobretudo em áreas mais íngremes susceptíveis a processos gravitacionais, desde deslizamentos e escorregamentos até correntes de turbidez, elevado volume de sedimentos, sismicidade e da atividade biológica no sedimento (Figura 5) (Galloway 1998, Neto *et al.* 2004). Os fluxos gravitacionais de massa diferenciam-se dos fluxos de detritos, que são fluxos gravitacionais de sedimento que possuem resquícios do depósito original (Almeida 2014).

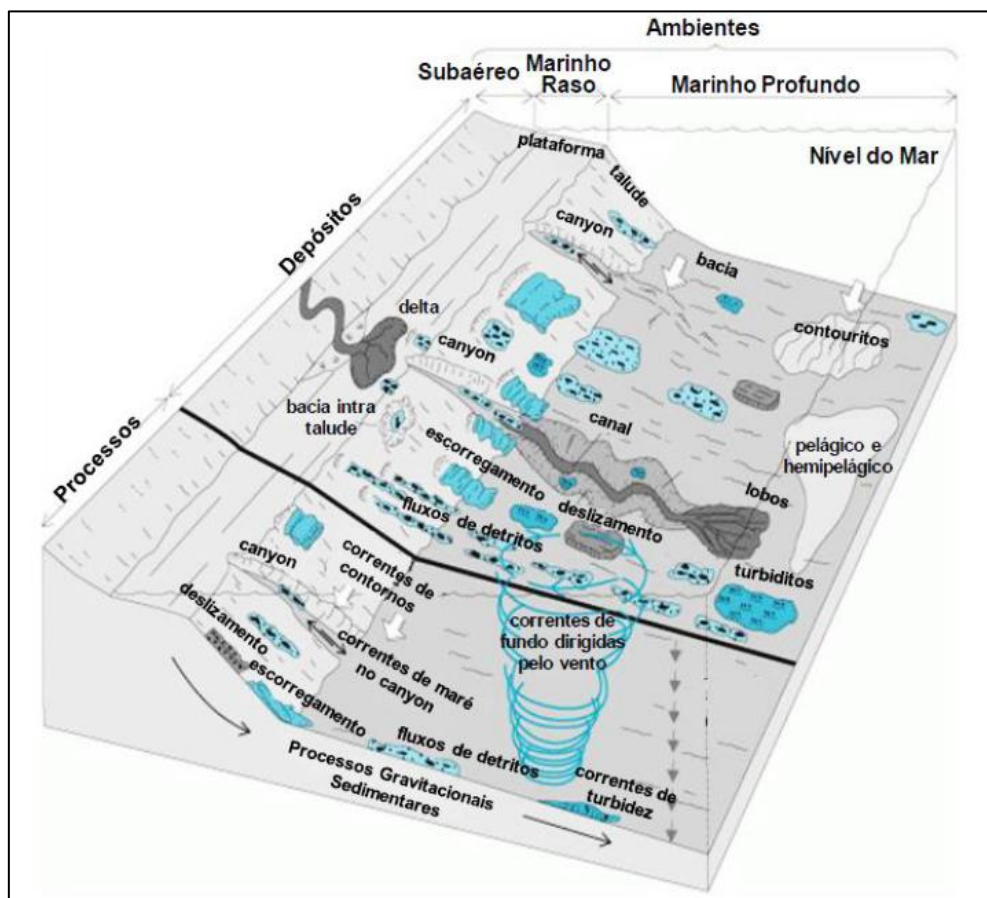


Figura 5 - Processos presentes em ambientes sedimentares do talude continental e bacia que ocorrem em profundidades superiores a 200m.

Fonte: Modificado de Shanmugam (2008), Almeida (2014).

As correntes de fundo (Figura 5) possuem velocidades de fluxos capazes de erodir, remobilizar, transportar e depositar sedimentos. A velocidade varia de 10 a 20 m/s, podendo chegar até a 100 m/s quando passam por estreitas vias. As correntes de contorno são os tipos de correntes mais importantes em termos de transporte de massa, no qual fluem paralelamente ao longo dos contornos na margem continental, quando associadas à circulação termohalina, geram depósitos conhecidos como contouritos, que são constituídos por material proveniente da porção superior do talude continental, granulometria fina e de natureza siliclástica,

vulcanoclástica ou biogênica, que são remobilizados por correntes de contorno quando chegam no sopé continental (Neto *et al.* 2004).

Os depósitos pelágicos consistem na deposição lenta de sedimentos de granulometria muito fina ao longo da coluna d'água que estavam inicialmente em suspensão. De acordo com sua origem, podem ser classificados como: a) biogênicos carbonáticos; b) biogênicos silicosos e c) argilas terrígenas (Neto *et al.* 2004).

Em algumas áreas das margens continentais, ocorrem sedimentos clásticos terrígenos que mascaram os sedimentos biogênicos pelágicos, originando os depósitos hemipelágicos (Figura 5). A sedimentação hemipelágica tem sua maior distribuição ao longo de alguns taludes continentais, principalmente interdigitada por túrbidos nas porções dos leques submarinos e sobre planícies abissais (Neto *et al.* 2004).

Processos autigênicos são reações físico-químicas que alteram os sedimentos durante e após sua deposição. Produtos mais característicos deste tipo de cimentação são os nódulos de manganês e de fosforita, encontrados nos oceanos na forma de seixos ou agregados (Neto *et al.* 2004).

Movimentos de massa offshore

Os movimentos de massa são muito comuns no talude continental, e podem ocorrer em várias condições. Os principais tipos de processos sedimentares são distinguidos pelo material sedimentar. As partículas transportadas podem variar desde a argila até blocos de quilômetros de comprimento e conforme a intensidade de fluxo de transporte (Mulder 2011).

Shanmugam (2016) realizou uma revisão de nomenclatura e classificação para processos de transporte de massa submarino no qual abordou os processos de transporte de massa e os dividiu em três principais tipos: (1) deslizamentos (*slide*), (2) escorregamentos (*Slump*) e (3) fluxo de detritos (*Debris flow*) (Figura 6).

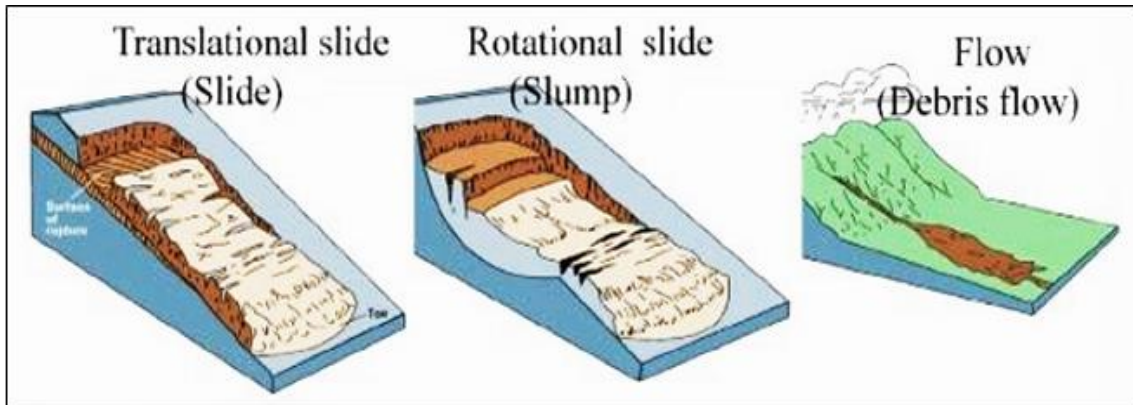


Figura 6 - Classificação de movimentos de massa no talude continental e processos.
Fonte: Modificado de Shanmugam (2016).

1. Deslizamentos (*Slides*) são movimentos de massa coesiva que se movem ao longo de um plano de deslizamentos, sem deformação interna, pois toda a deformação está concentrada numa estreita zona de cisalhamento (descolamento), situada na base do corpo. Deslizamentos representam movimento rotacional, quando a superfície do escorregamento é curva; ou translacional, quando a superfície do escorregamento é reta, podem percorrer centenas de quilômetros ao longo do talude continental (Figura 7). Ocorrem, geralmente em taludes de 1 a 4°, em áreas com atividade tectônica, com movimentos de saís e com rápida sedimentação. São capazes de transportar cascalhos e areias grossas devido à força característica dos deslizamentos, podem ser compostos por sedimentos do tipo cascalho a lama (Carlotto 2006, Shanmugam 2016).

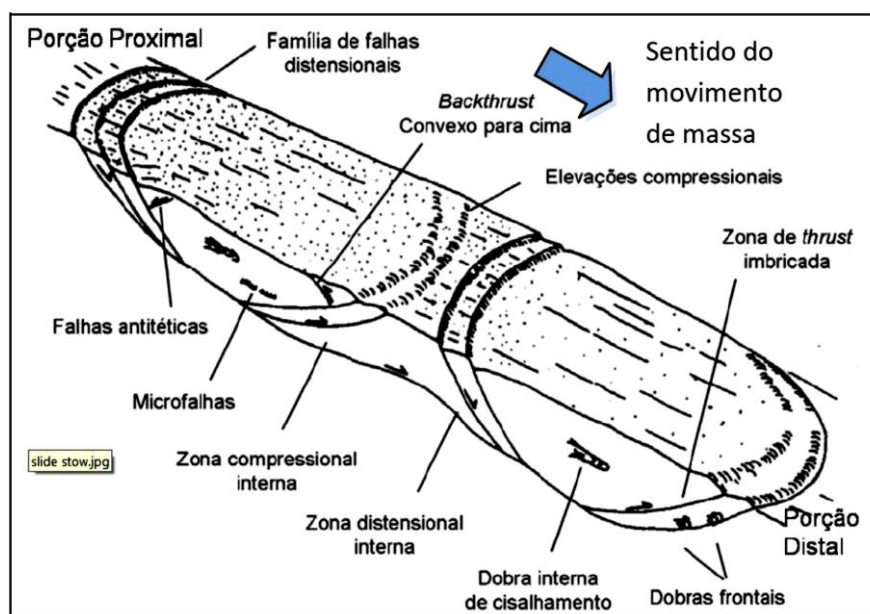


Figura 7 - Representação esquemática de um corpo de deslizamento (*slide*).
Fonte: Modificado de Stow *et al.* (1996).

2. Escorregamentos (*Slumps*), assim como os deslizamentos, são movimentos de massa coesivos, porém com deformações internas, causados pelos movimentos rotacionais característicos desse tipo de transporte. No aspecto textural, os sedimentos gerados por escorregamento possuem fácies de dobramento intercaladas por camadas não deformadas acamamento caótico em fácies heterolíticas, injeções de areia associadas, geometria lenticular a forma de folha com espessuras irregulares, inclinação íngreme e camadas truncadas (

Figura 8) (Shanmugam 2016). De acordo com D'Ávila *et al.* (2008), os depósitos de *slumps* ocorrem em um amplo espectro de escalas, com os maiores atingindo centenas de quilômetros quadrados, podendo variar desde poucos centímetros de espessura à centenas de metros.



Figura 8 - Representação esquemática de um corpo de escorregamento (*slump*).
Fonte: Modificado de Shanmugam (2016).

3. Fluxo de detritos (*Debris flow*): Este tipo de transporte possui comportamento plástico e estado laminar, no qual a deposição ocorre a partir do congelamento em massa da matéria. Em geral, os fluxos de detritos se movimentam como massa incoerente, apesar de alguns fluxos apresentarem movimentos de transição, entre movimentos de massa coerentes e incoerentes (Figura 9). Os fluxos de detritos podem ser ricos em lama, e em areia ou misturados. A deformação interna desse fluxo é função da viscosidade e velocidade do mesmo. É importante destacar, que o moderno cone submarino do Amazonas possui dois grandes depósitos de detritos (leste e oeste) no qual a unidade de detrito ocidental tem cerca de 250 km de

comprimento, 100 km de largura e 125 m de espessura (Damuth & Embley 1981, Piper *et al.* 1997; Vesely 2007).

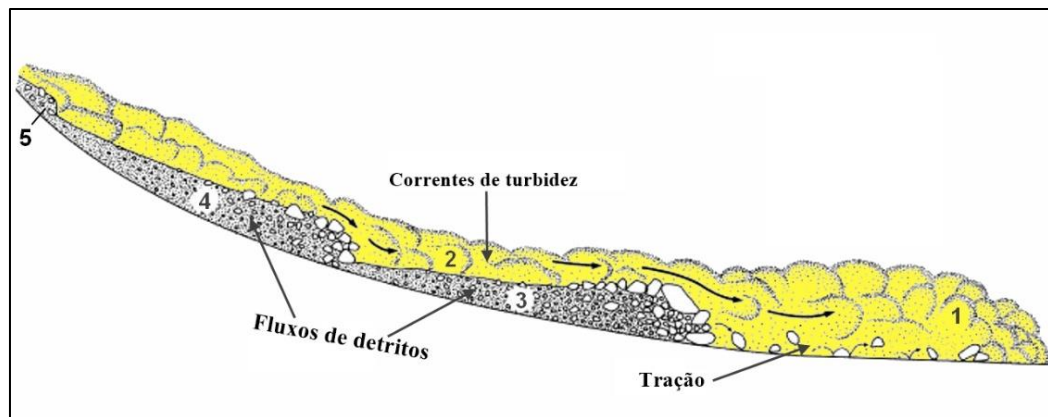


Figura 9 - Diagrama mostrando fluxo de detritos, corrente de turbidez e processos de tração operando em um fluxo de gravidade de sedimentos.

Fonte: Modificado de Sohn (2000).

Dotts (1963) separou o transporte de massa baseado na concentração de sedimentos, no qual enquadra as correntes de turbidez no tipo de transporte de baixa concentração. As correntes de turbidez se diferenciam do fluxo de detritos pela reologia do fluido e pelo estado do fluxo associada. Os fluxos newtonianos (correntes de turbidez) não possuem resistência inerente, sendo deformados no momento em que a tensão de cisalhamento é aplicada. Já os fluxos plásticos (fluxos de detritos) possuem resistência, e não se deformarão até que seu limite de plasticidade tenha excedido. Além disso, o estado de fluxo é utilizado para distinguir fluxo laminar (fluxo de detritos) de fluxo turbulento (correntes de turbidez).

As correntes de turbidez são mantidas a partir da concentração de grãos que são arrastados no talude continental a baixo, sendo que, uma vez iniciado o fluxo, estas arrastam material na sua porção frontal devido o comportamento turbulento. Além disso, grande parte destas correntes pode ter duração de algumas dezenas de horas até vários dias. Quanto ao registro sedimentar, vale ressaltar: granulometria de areia fina a lama, possui camadas finas normalmente de centímetros de espessura, contato superior gradacional e outros (Shanmugam 2016).

Uma interação entre todos esses processos sedimentares é comumente encontrada em taludes continentais, gerando sistemas de deposição mistos. No entanto, quando um desses processos (perda de massa, correntes de turbidez, assentamentos pelágicos ou correntes de contorno) é dominante, um sistema deposicional específico pode se desenvolver. Em alguns casos, a transição entre esses sistemas é gradacional, mas em outros casos apresenta uma

mudança lateral mais clara, por exemplo, uma corrente de turbidez interagindo com uma forte corrente de contorno (Mulder *et al.* 2006).

4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de coleta dos testemunhos está situada no talude continental da foz do Amazonas, a uma distância de 8km entre os testemunhos. (Figura 10).

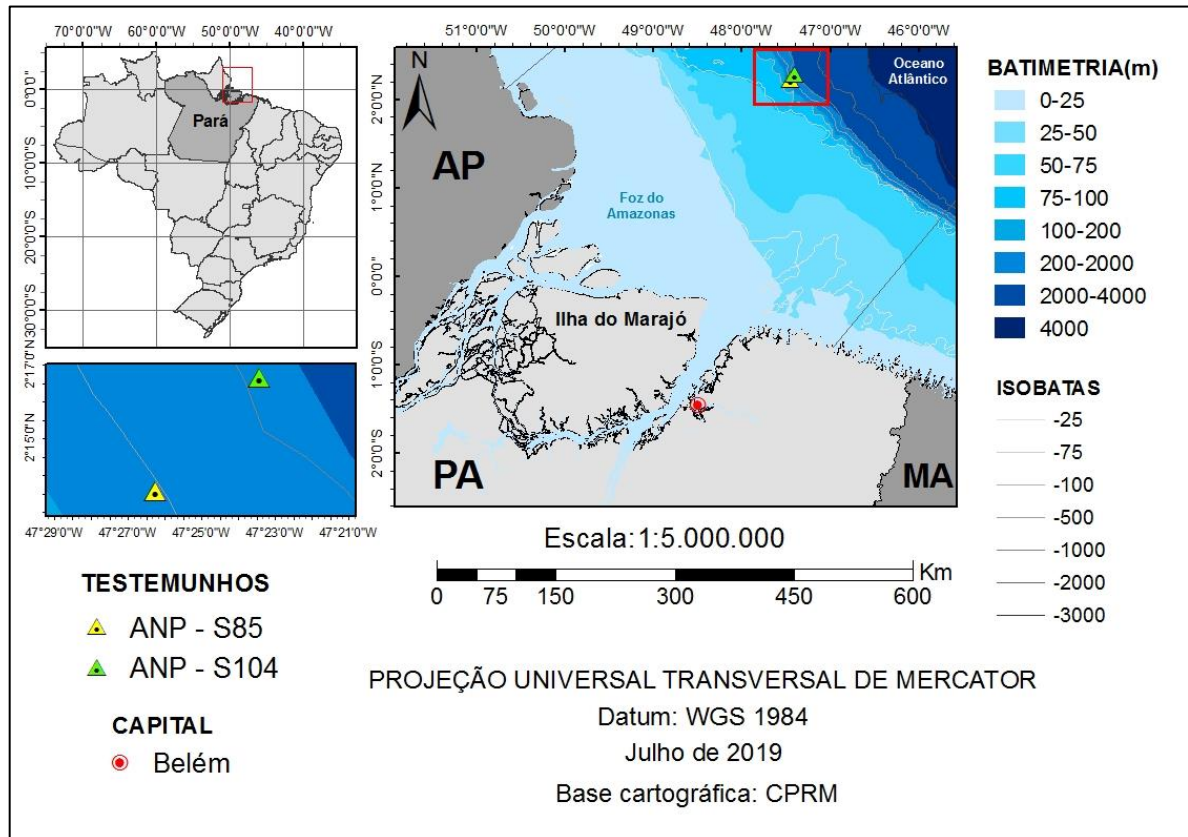


Figura 10 - Mapa de localização dos testemunhos no talude continental da foz do rio Amazonas.
Fonte: Do autor.

Na Tabela 1 estão contidas as coordenadas geográficas, a recuperação em metros e a profundidade dos testemunhos ANP-S85 e ANP-S104.

Tabela 1 - Coordenadas geográficas, tamanho e batimetria dos testemunhos.

Testemunho	Latitude	Longitude	Tamanho (m)	Profundidade (m)
ANP-S85	02°13'57.31" N	47°26'24.93" W	3,04	497
ANP-S104	02°16'65.99" N	47°23'42.68" W	3,89	1,103

Fonte: Do autor.

5 CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO

5.1 RIO AMAZONAS

O Rio Amazonas é o segundo mais extenso do mundo, apresenta 6,4 mil quilômetros de extensão. A nascente do rio Amazonas está localizada nos Andes do Peru (Filizola *et al.* 2002). E está presente também nos países como Colômbia e Brasil, e em sua bacia hidrográfica estão também os países da Bolívia, Equador, Venezuela e Guiana (Figura 11).



Figura 11 - Rio Amazonas e seus principais afluentes.
Fonte: Cunha & Guerra (2001).

Recebe a influência hídrica de outros rios durante seu percurso até o oceano Atlântico, tais como Japurá, Negro e Trombetas localizados na margem esquerda e na margem direita os rios Juruá, Purus, Madeira, Tapajós e o Xingu (Cunha & Guerra 2001).

A média anual da descarga do rio Amazonas na plataforma continental norte do Brasil é de $1,5 \pm 0,13 \times 10^5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Salisbury *et al.* 2011) com descarga máxima de $2,4 \times 10^5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, em maio e mínima de $0,8 \times 10^5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ em novembro (Grotsky *et al.* 2014).

5.2 BACIA SEDIMENTAR DA FOZ DO AMAZONAS

A bacia da foz do rio Amazonas está localizada (Figura 12) na porção oeste da margem equatorial brasileira, limitada a noroeste pelo Platô de Demerara e a sudeste pela bacia do Pará-Maranhão (Brandão & Feijó 1994). Segundo a Agencia Nacional de Petróleo (ANP), esta bacia ocupa uma área de 282.909 km², onde 33% dessa área correspondem à plataforma continental

até a cota batimétrica de 200 milhas náuticas (370 km) da costa, e 45% à região de águas profundas chamada de Cone do Amazonas.

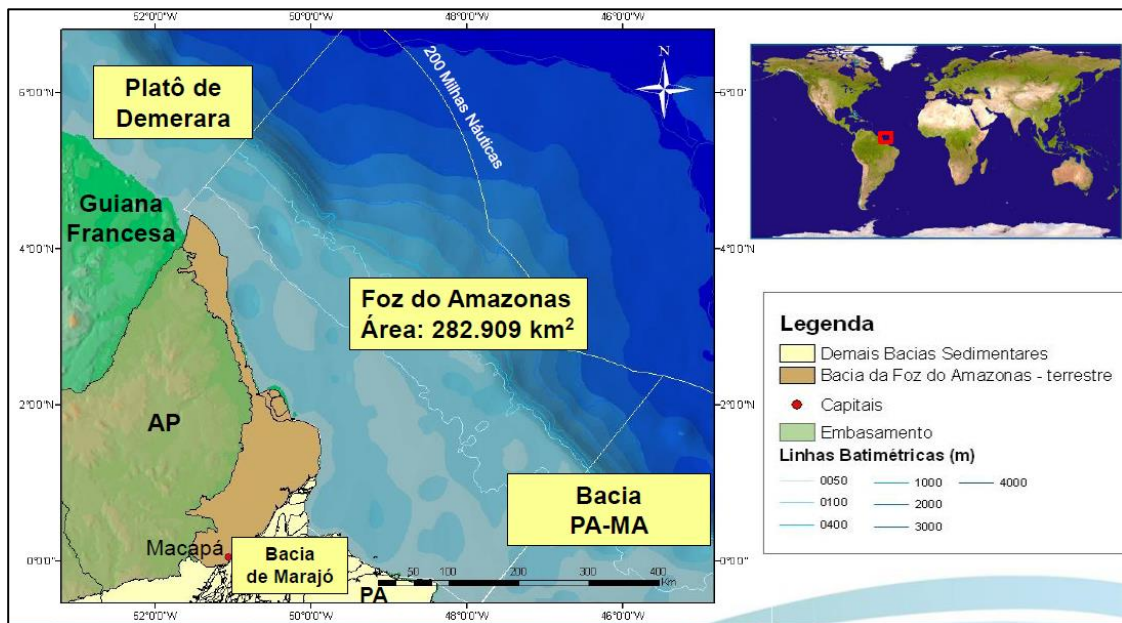


Figura 12 - Localização da Bacia da foz do Amazonas.

Fonte: Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustível (ANP).

Segundo a ANP, a bacia da foz do Amazonas é classificada como de nova fronteira, mas possui vários indicativos de sistemas petrolíferos atuantes, entre os quais as descobertas de gás natural em Pirapema. Em razão do promissor potencial da bacia da foz do Amazonas, a ANP realizou um levantamento geoquímico marítimo, que incluiu pequena parte da Bacia do Pará-Maranhão. Os investimentos da Agência somaram cerca de R\$ 13 milhões.

O levantamento foi predominantemente concentrado na Bacia da Foz do Amazonas e consistiu na coleta de 813 testemunhos de sedimentos do fundo oceânico. Houve dificuldade de amostragem em águas rasas em razão da presença de plataforma carbonática e de bancos de areia, substratos resistentes nos quais o equipamento de coleta dos testemunhos tem dificuldade de penetração.

5.3 CONE DO AMAZONAS

O Cone do Amazonas situa-se na Bacia da Foz do Amazonas, Margem Equatorial Brasileira, formado pelo soerguimento da cordilheira dos Andes durante o Mioceno médio e a formação do Rio Amazonas no Mesomioceno, quando teve seu sentido invertido do Oceano Pacífico para o oceano Atlântico (Figueiredo *et al.* 2007).

Abrange uma extensão de 380km, chegando a 600km em sua base, seus gradientes variam de 1:150 a 1:200 no perfil longitudinal (Damuth 1975). Constitui um típico; cinturão de dobras

e falhas gravitacionais. Segundo Zalán (2005), seções sísmicas revelaram que os sistemas distensivos e compressivos são conectados entre si por um descolamento basal.

Para Damuth & Kumar (1975), o Cone do Amazonas pode ser dividido em três domínios estruturais, no sentido da planície abissal: domínio interno (Cone Superior), domínio intermediário (Cone médio) e domínio externo (Cone inferior) (Figura 13).

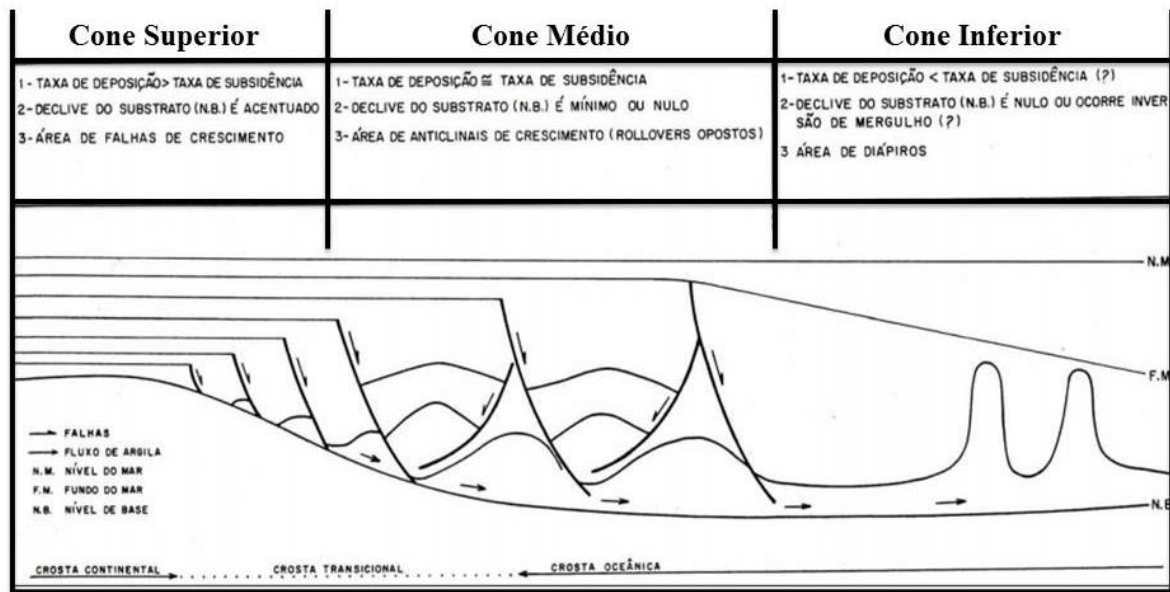


Figura 13 - Esquema simplificado sem escala, mostrando o modelo estrutural do Cone do Amazonas.
 Fonte: Carvalho (2008) modificado de Bruno (1987).

O cone superior estende-se desde a quebra da plataforma continental até 3.000m de profundidade, caracterizado por falhamentos normais e soterrados, causados por escorregamentos gravitacionais associados a fluxo sedimentar, domina-se o caráter superficial acidentada com um cânion central bem definido.

O cone médio estende-se da faixa de profundidade de 3.800m a 4.200m, caracterizado pela presença de inúmeros canais distributários flanqueados por diques marginais. Neste domínio, os processos de erosão não são abundantes, como no talude continental, mas podem-se observar algumas feições erosivas resultantes da turbulência de correntes de turbidez.

O cone inferior estende-se até a profundidade de 4.800m no qual se junta com a planície abissal apresentando uma redução no gradiente, é caracterizado pela diminuição da espessura sedimentar sobre a camada de argila mal-compactada. Neste domínio, os canais apresentam-se bastante suavizados ocorrendo extensas áreas planas pelos depósitos distais da sedimentação turbidífica.

A espessura média sedimentar do cone do Amazonas varia de 18.000m no cone superior e médio a 1.000m no cone inferior (Damuth 1975). A quantidade de sedimentos finos ultrapassa o limite do cone inferior, sendo depositados na planície abissal.

5.4 TALUDE CONTINENTAL DO AMAZONAS

Segundo Heezen *et al.* (1959), na Margem Continental do Amazonas não existe um talude continental de elevação continental em termos de gradiente. Existe um talude continental contínuo desde a quebra da plataforma continental até a planície abissal de Demerara, localmente interrompido por cânions, channel-levees, cicatrizes de deslizamento, fluxo de detritos e diápiros de lama.

Nittrouer *et al.* (1983) definiram como o “Pé do Talude” o ponto de variações máximas do gradiente, utilizando método da segunda derivada no perfil batimétrico.

Na Figura 14-A é mostrado o perfil batimétrico (em preto) e a segunda derivada (em azul), assim como o “Pé do Talude” representado com o triângulo vermelho. Ainda na Figura 14-B a base do talude continental está indicada pela seta vermelha, onde apresentam características de channel-levees. A base do talude continental foi definida nessa região como limite fisiográfico entre o cone médio e o cone inferior obtido por meios de análises de perfis sísmicos e batimétricos (Jeck *et al.* 2005).

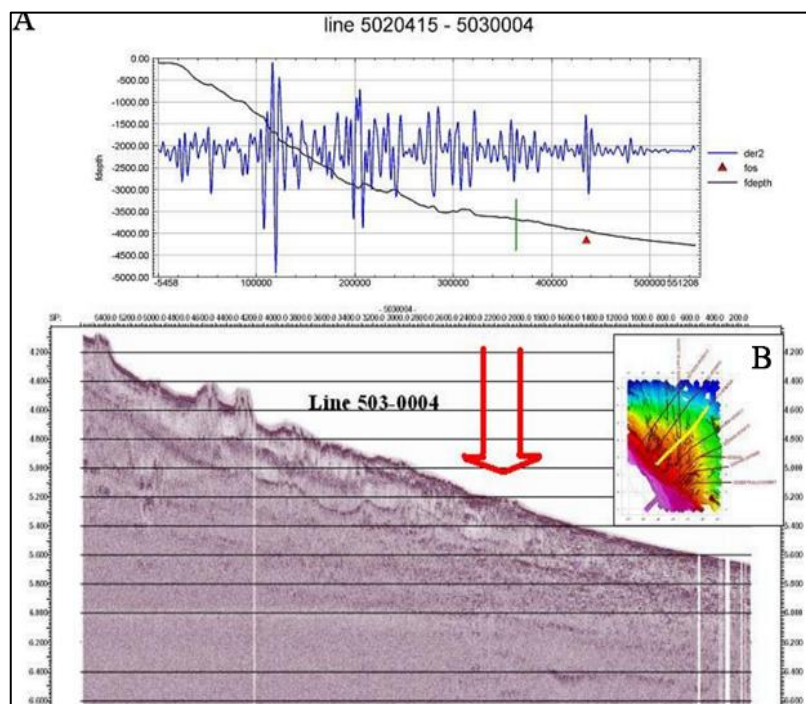


Figura 14 - Perfil batimétrico e sísmico do Talude continental da foz do Amazonas.
Fonte: Jeck *et al.* (2005).

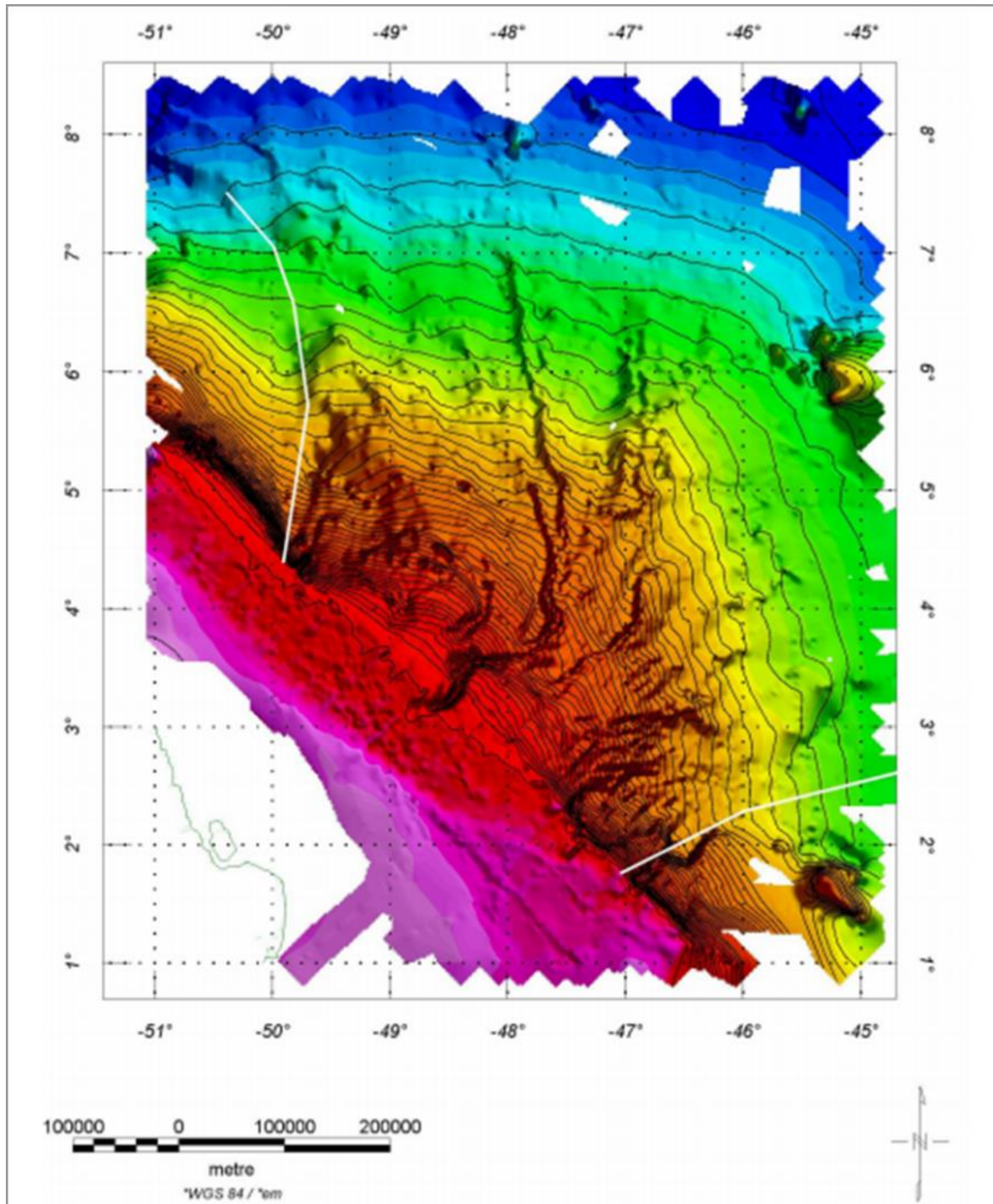


Figura 15 - Ampliação da Figura 10-B. Batimetria 3D do Cone do Amazonas
 Fonte: Jeck *et al.* (2005).

5.5 PLUMA DO AMAZONAS

A descarga fluvial na foz do rio Amazonas produz uma pluma de baixa salinidade e sua extensão varia de acordo com a dinâmica do rio (Lentz & Limeburner 1995). Ela pode estender-se por centenas de quilômetros lateralmente ao longo da plataforma continental.

Mascarenhas *et al.* (2016) mostram que a pluma atinge uma largura de 250km da costa durante a estação de alta descarga do rio Amazonas.

A pluma do Amazonas é caracterizada por grandes quantidades de águas de baixa salinidade, limitada por águas de até 35 (Grotsky *et al.* 2014), nutrientes e material suspenso e dissolvido, tais características apresentam diferentes padrões de dispersão durante o ano (Hellweger & Gordon 2002).

Na Plataforma Continental Norte Brasileira (PCNB), a pluma do rio Amazonas está sujeita a forçantes energéticas de vários fatores ambientais, tais como as correntes oceânicas, a descarga do rio e a grande quantidade de energia resultante das variações da maré (Geyer *et al.* 1996). A dispersão da pluma próxima da costa está diretamente relacionada com a intensidade/direção dos ventos alísios (Silva *et al.* 2009).

6 GEOLOGIA

A Bacia da Foz do Amazonas situa-se na porção oeste da margem equatorial brasileira. Formou-se com a abertura do oceano Atlântico, a inversão da drenagem do rio Amazonas e a elevação dos Andes.

6.1 ESTRATIGRAFIA

O arcabouço estratigráfico da bacia da foz do Amazonas é composto de três fases principais: a) Sequência *Rift I* ou *Pré-rifte*, corresponde aos primeiros registros sedimentares, b) Sequência *Rift II* ou *Sinrifte*, relacionada à abertura final do oceano Atlântico e c) Sequência *Margem Passiva* ou *Pós-rifte*, ocorre deposição de 3 sequências sedimentares distintas (Figura 16). São limitadas por discordâncias e podem ser correlacionadas com sequências de idade e importância semelhantes, em outras bacias costeiras do Brasil (Brandão & Feijó 1994).

Sequência Rift I ou pré-rifte

A Sequência Rift I ou pré-rifte corresponde à formação Calçoene, de idade Triássica, inferida a partir da datação radiométrica (186-222 Ma) intercalados com sedimentos arenosos, castanho-avermelhados intercalados com lavas basálticas ocorrem como uma sequência plano-paralela, refletiva, de espessura constante, no assoalho dos três grábens. Esses sedimentos são recobertos pelas sequências sinrifte e pós-rifte.

Sequência Rift II ou Sinrifte

A Sequência Rift II ou Sinrifte corresponde à formação Caciporé, e no qual este relacionado com a abertura final do oceano Atlântico, na região equatorial desenvolveu-se entre o Cretáceo Inferior e o Alboaptiano, correspondendo a sedimentos siliciclásticos da mesma formação.

Sequência de Margem Passiva ou Pós-rift

A Sequência de Margem Passiva ou Pós-rift é limitada por discordâncias e ocorrem 3 sequências sedimentares distintas, que vão do Cretáceo Superior até o Quaternário. O primeiro inclui sedimentos depositados entre o Albiano Superior–Cenomaniano e o Santoniano (Formação Limoeiro), sendo caracterizada por uma sedimentação clástica marinha transgressiva. O segundo intervalo inclui sedimentos depositados do Campaniano ao Mioceno Médio, que formam uma espessa plataforma carbonática proximal (Formação Amapá), ladeada por areias proximais (Formação Marajó), e em direção ao eixo da bacia, em sedimentação regressiva, ocorrem sedimentos pelágicos distais (Formação Travosas). O terceiro intervalo inclui sedimentos depositados do Mioceno ao Recente e é representado por uma expressiva cunha sedimentar clástica progradante (Grupo Pará), que forma uma grande espessura sedimentar na Foz do Amazonas.

No Neomioceno se estabeleceu a conexão do rio Amazonas com o Oceano Atlântico, como efeito da elevação da Cordilheira dos Andes e as plataformas carbonáticas da Margem Continental Atlântica (bacias da Foz do Amazonas, Amapá e Caciporé) foram extintas (Oliveira 1996, Torres 1997).

7 CLIMA E PARÂMETROS METEOROLÓGICOS

7.1 CLIMA

A classificação climática expressa às condições média da atmosfera terrestre. Estas condições apesar de variações diárias, mensais e sazonais, são representadas por faixas climáticas que se mantêm razoavelmente uniforme, dentro de um padrão médio de oscilação. Segundo a classificação climática de Köppen (2007), o clima é do tipo “Am” descrito como clima de monções, com ocorrências de precipitação total anual média >1500mm e precipitação do mês mais seco <60mm (Figura 17).

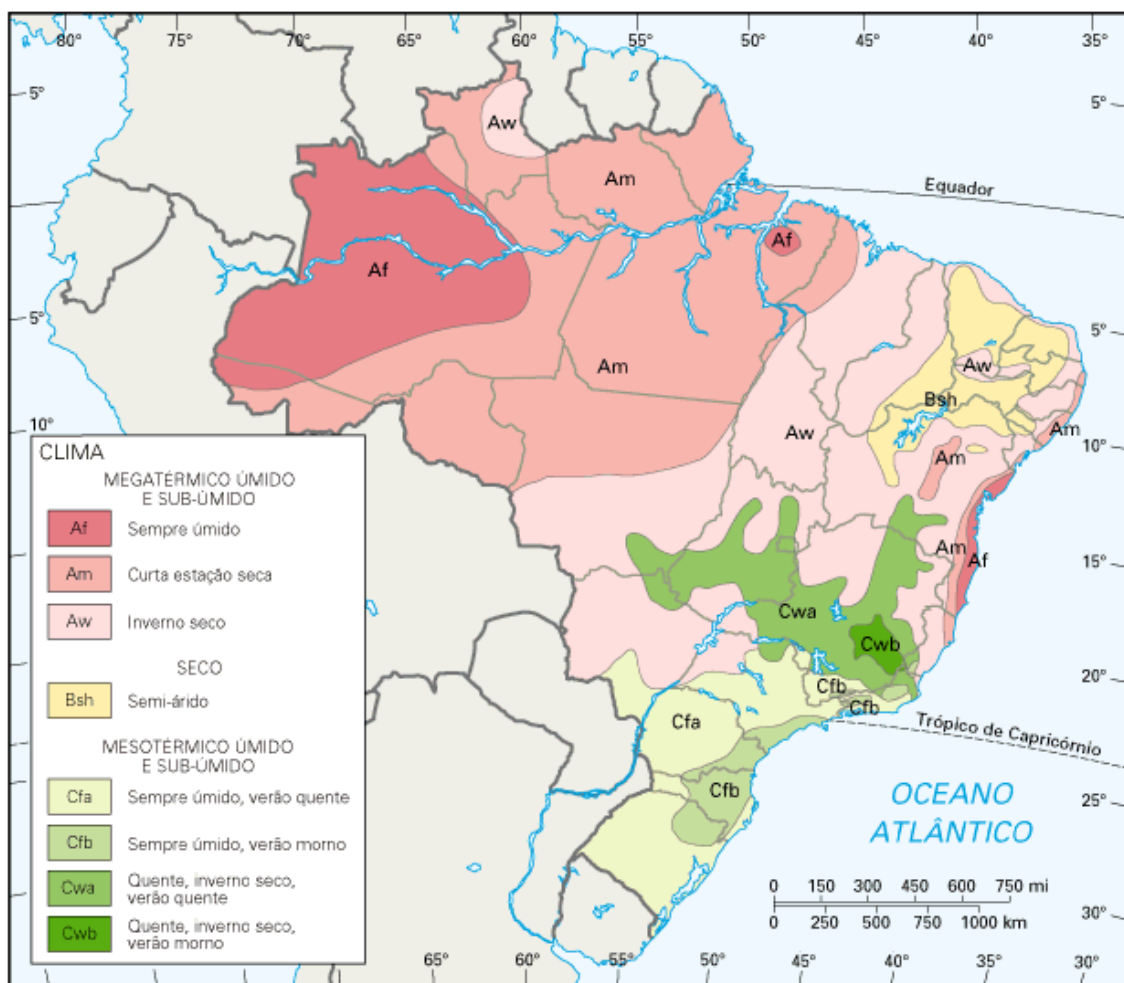


Figura 17 - Distribuição dos tipos de clima para o Brasil.

Fonte: Sistema de Informação Aplicado ao Sistema de Gestão Ambiental (2015).

A região da área de estudo apresenta as temperaturas médias anuais são de 27°C, com estação de maior precipitação (chuvosa) entre os meses de dezembro a maio e estação de menor precipitação (seca) entre os meses de junho a novembro, com média de 2.000mm e 200mm para os respectivos períodos (REVIZEE 2006).

Um dos fatores fundamentais no regime de maior precipitação da região é a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), ela é decorrente do sistema de sistema de circulação atmosférica superficial que existe entre a linha do Equador e a latitude 30° (Costa 2014).

7.2 ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL

A Zona de convergência intertropical (ZCIT) é um dos fatores mais importantes para os ambientes costeiros tropicais em relação ao regime de precipitação. Ela é decorrente do sistema de circulação atmosférica superficial existente entre o Equador e a latitude de 30°, move-se anualmente de um lado para o outro da linha do equador, deslocando-se para norte entre os meses de junho a setembro e para o sul do equador nos meses de dezembro a fevereiro, definido os períodos secos e chuvosos na região (Costa 2014).

7.3 VENTOS

Os ventos predominantes na área de estudo são os ventos Alísios. A ação dos ventos alísios consiste na influência indireta sobre os sedimentos da plataforma continental. O movimento orbital das ondas superficiais de gravidade geradas por estes ventos produz um fluxo oscilatório, que pode atingir o fundo e influenciar no movimento dos sedimentos (Grossamnn 2002).

Os ventos alísios de nordeste são intensos durante o verão (Figura 18-A), em que a ZCIT está localizada no hemisfério sul. Durante o inverno (Figura 18-B), dominam os ventos alísios de sudeste devido o deslocamento da ZCIT para o hemisfério norte (Prestes 2016).

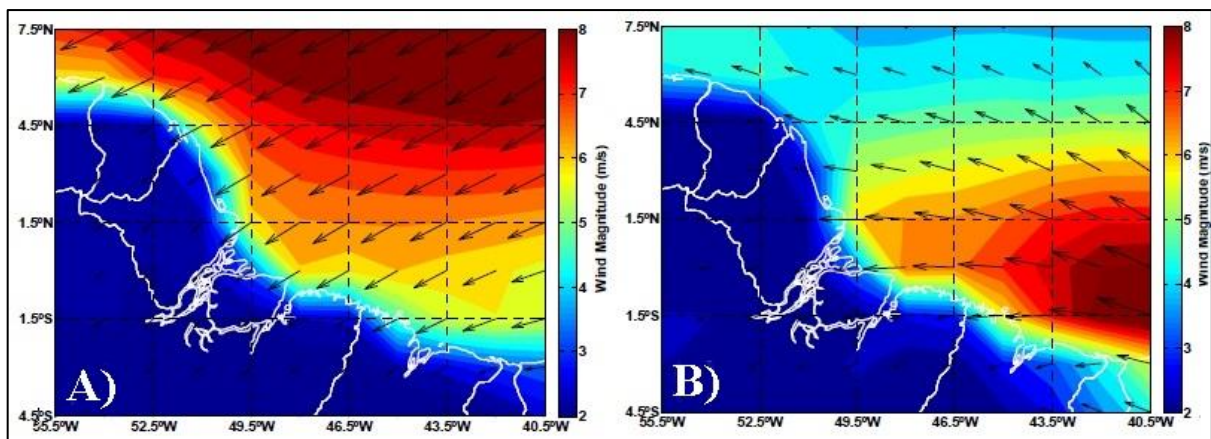


Figura 18 - Médias trimestrais dos campos de vento utilizados no modelo: (a) verão, (b) inverno. Estações referidas ao hemisfério sul (1979-2012).

Fonte: Molinas (2014).

8 CONDIÇÕES OCEANOGRÁFICAS

8.1 MARÉS

A região Amazônica é dominada por um regime de meso e macro maré tendo como suas principais componentes na parte externa da plataforma continental as semidiurnas (M_2 , S_2 , e N_2) e diurnas (K_1 e O_1) com amplitudes de 140 cm, 30 cm, 20 cm, 10 cm e 5 cm, respectivamente (Gallo & Vinzon 2015).

Estudos realizados por Beardsley *et al.* (1995) concluíram que as três primeiras componentes semidiurnas são as responsáveis por 85% da variação do nível d'água. As marés semidiurna mensalmente exibem uma forte variação de amplitude (Figura 19) (sizígia e quadratura (Geyer *et al.* 1996).

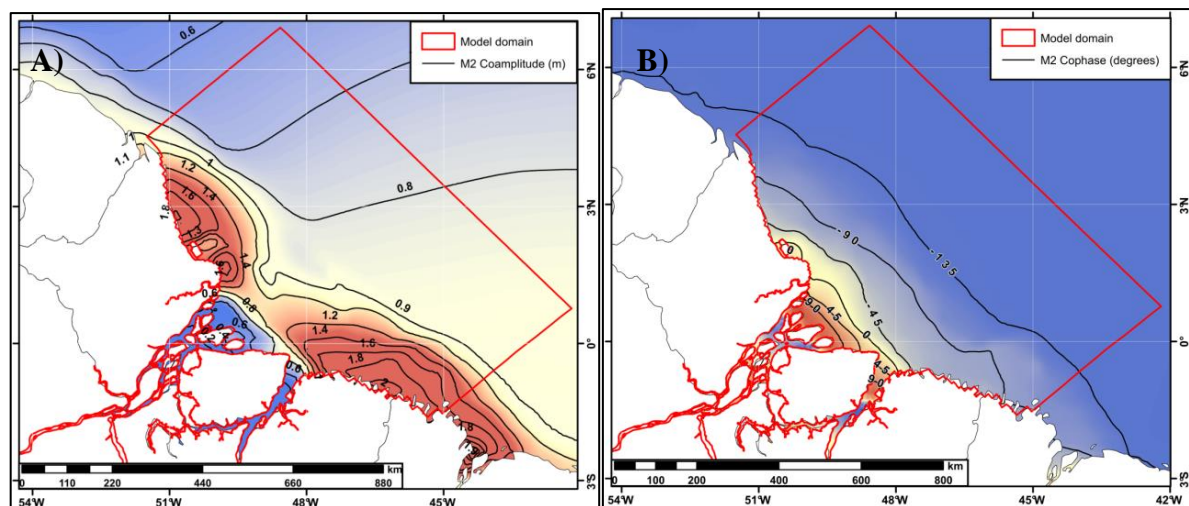


Figura 19 - Mapas de amplitudes (A) e fases (B) para a componente astronômica M_2 , extraídos da base de dados do FES 2004.

Fonte: Molina (2014).

8.2 ONDAS

O aumento da energia das ondas é promovido pela intensidade dos ventos alísios de dezembro a abril modificando o fluxo do Rio Amazonas sobre a plataforma continental (Souza 2010). As ondas formadas possuem alturas abaixo de 1,5m em mar aberto, podendo alcançar amplitudes de 3m e velocidade de 30cm/s, sendo ocasionalmente formado a partir de ciclones extratropicais no Hemisfério Norte (Cachione *et al.* 1995).

9 CORRENTE NORTE DO BRASIL

9.1 CORRENTES

A principal corrente de contorno oeste nas latitudes tropicais do Oceano Atlântico que flui sobre a plataforma continental e o talude continental do Amazonas é a Corrente Norte do Brasil (CNB). É formada a partir do sistema equatorial de corrente, que flui sobre o talude continental da costa norte da América do Sul, predominantemente a noroeste, cruzando o equador com velocidade entre 50 e $100\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ (Silveira *et al.* 1994) com máximas em agosto e setembro e mínimas em abril/maio (Johns *et al.* 1998).

A CNB é composta pela Corrente Sul Equatorial Central (CSE) (superfície) e pela Subcorrente Norte do Brasil (SNB) (subsuperfície) (Figura 20) (Moraes 2011). As correntes de contorno oeste são caracterizadas por fluxos intensos, estreitos e bem definidos fluindo ao largo de margens continentais. Entretanto, a CNB é descrita na literatura como uma corrente fraca, estudos propõem que a origem da CNB ocorre devido à bifurcação do ramo sul da CSE, que transporta 8 Sv ($1\text{ Sv} = 10^6\text{ m}^3\text{s}^{-1}$) nos primeiros 500 m de coluna d'água, em torno de 10°S (Zemba 1991).

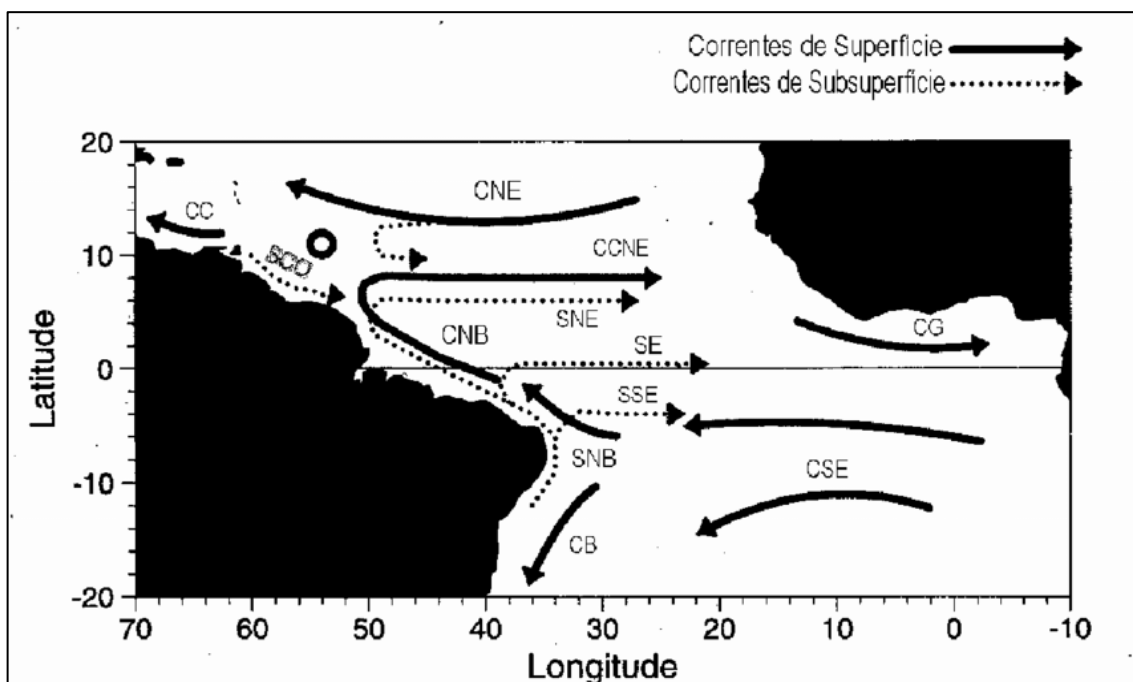


Figura 20- Correntes Oceânicas de superfície e subsuperfície.
Fonte: Góes (2001).

A região da CNB é formada pelo empilhamento das massas de água características do Atlântico Sul. Nos primeiros 3 km de coluna d'água encontram-se a Água Costeira (AC), caracterizada por alto valor de temperatura e baixo valor de salinidade devido ao grande aporte

de água doce do Rio Amazonas, a Água Tropical (AT), com temperaturas maiores que 20°C e salinidades acima de 36, Água Central do Atlântico Sul (ACAS), com temperaturas maiores que 6°C e menores que 20°C, e salinidades entre 34,6 e 36, Água Intermediária Antártica (AIA), com temperaturas de 3° - 6°C e salinidade de 34,2 -34,6 (Figura 21).

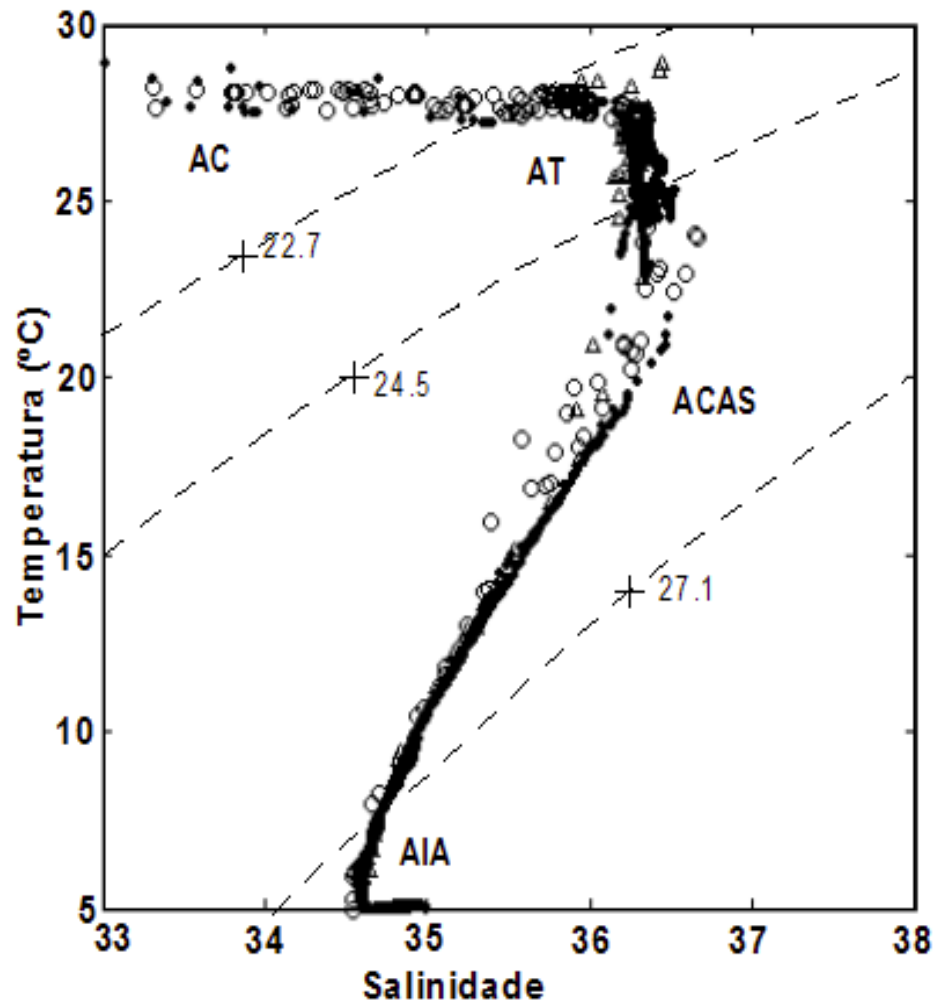


Figura 21 - Massas de água presentes na foz do rio Amazonas.
Fonte: Silveira *et al.* (2000).

10 MATERIAIS E MÉTODOS

10.1 COLETAS DOS TESTEMUNHOS

A amostragem dos testemunhos foi realizada no talude continental da foz do Amazonas no dia 31/03/2014 a bordo do navio Geoexplorer (Figura 22-D), mediante o uso de testemunhadores do tipo *piston corer* (Figura 22-A e B). Esses testemunhos foram recebidos da Agência Nacional de Petróleo (ANP) e ficaram estocados no Laboratório do Grupo de Estudos Marinhos e Costeiros (GEMC) na Universidade Federal do Pará (UFPA). Os testemunhos analisados neste trabalho foram identificados como ANP-S85 e ANP-S104, sendo que, cada um foi dividido em quatro seções (A, B, C, D).



Figura 22 - Testemunhador a pistão utilizado para a amostragem do estudo (A e B); Testemunhos recuperados (C); Navio Geoexplorer (D).¹

O testemunhador a pistão permite que sejam coletada uma coluna sedimentar de 6 a 10m. Consiste em um cilindro, de ferro e/ou tubo PVC, com 75 mm de diâmetro e 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

¹ Imagens cedidas pelo Professor Maamar El-Robrini.

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 (Figura 23) (Griep 2011).

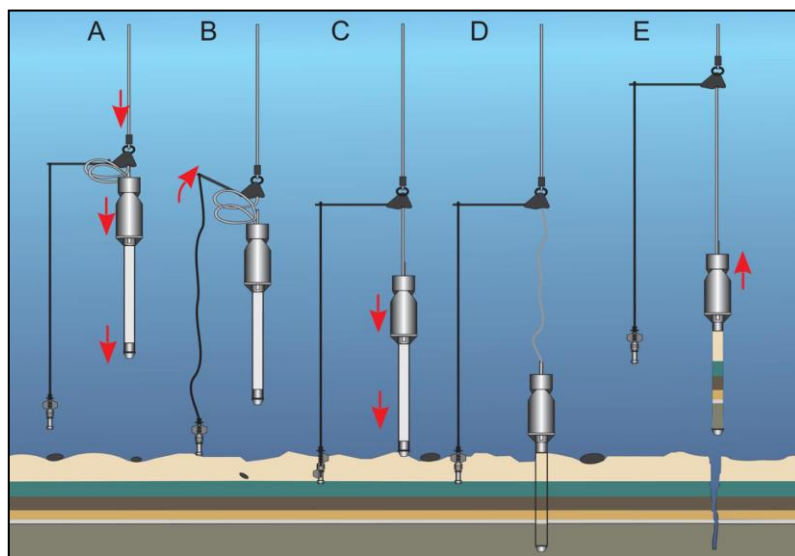


Figura 23 - Configuração do sistema operacional de um testemunhador a pistão.
Fonte: Adaptado Sample Devices.

10.2 PROCEDIMENTOS EM LABORATÓRIO

10.2.1 Abertura dos Testemunhos e Descrição

Os testemunhos foram abertos no Laboratório de Análises Químicas e Sedimentológicas do Grupo de Estudos Marinhos e Costeiros (GEMC) na UFPA. A abertura foi feita através de uma seção transversal do tubo, realizada com auxílio de uma serra elétrica circular, a seguir foi passado um fio de nylon cortando o material em dois semicilindros.

Após a abertura, foi realizada a medição do tamanho total com auxílio de uma fita métrica, logo o material foi fotografado e realizado a descrição visual dos sedimentos, de acordo com os aspectos de coloração, textura e granulometria. Após a descrição o testemunho foi fracionado em sub-amostras de 10 cm para análises de granulometria, matéria orgânica e carbonato de cálcio, respeitando-se os contatos faciológicos.

Para definição das cores utilizou-se a Tabela de Cores de Rochas (Rock Color Chart, 2009) editada pela *Geological Society of America* (GSA).

Em ambos os testemunhos, as amostras foram quarteadas a cada 10cm de cada seção, sendo de A, B, C e D, homogeneizadas em um *becker* com água destilada e agitadas com o auxílio de um bastão de vidro para facilitar o processo de homogeneização. Depois de homogeneizadas, as amostras foram lavadas sucessivamente com água destilada para retirada

de sais marinhos. Após a lavagem foram levadas à estufa até a evaporação total da água contida nas amostras.

Com as amostras totalmente secas foi feito o processo de maceração manual com o auxílio de almofariz e pistilo de porcelana, após esse processo, para cada sub-amostras das seções, foram identificadas e armazenadas em sacolas plásticas para as análises posteriores.

10.2.2 Análise Granulométrica

As amostras de sedimento dos testemunhos foram submetidas ao processo de peneiramento a úmido proposto por Suguio (1973), por apresentarem todo conteúdo lamoso. Primeiramente foram pesadas 10g e cada sub-amostras de sedimentos de cada seção (Figura 24A). Para cada amostra, foram despejadas em uma peneira com abertura de 0,063 mm e agitadas com um bastão de vidro com adição de água destilada para separar a fração areia das frações silte/argila (Figura 24B). A fração areia que ficou retida na peneira foi levada a estufa para secar e ser novamente pesada e obter-se seu peso total.

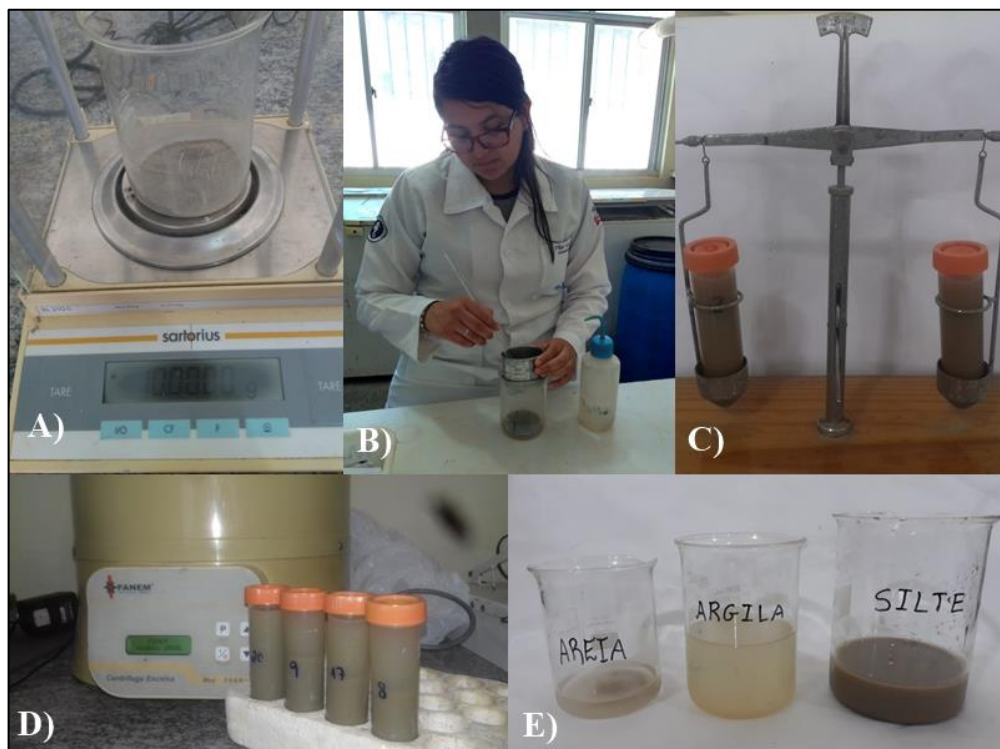


Figura 24 - Método de peneiramento a úmido para separação da fração areia das frações de silte e argila. (A) Peso das amostras em uma balança analítica (B) Separação das frações areia, silte e argila; (C) Tubos de ensaio pesados a pares em balança de equilíbrio; (D) Método de centrifugação a 1.000 RPM 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.

Para a separação do silte e argila, as amostras foram submetidas ao método de centrifugação. Nesse processo, as amostras foram novamente homogeneizadas com auxílio de um bastão de vidro. Após essa etapa, o conteúdo da amostra foi despejado igualmente em tubos de 100mL, pesados em uma balança de equilíbrio (Figura 24C) e levadas para a centrífuga a 1000 rpm durante dois minutos (Figura 24D), tempo necessário para que o *silte* decantasse (material precipitado), deixando a argila em suspensão. A fração argila foi descartada e o silte foi levado à estufa para secar e obter-se o seu peso final (Figura 24E). Os teores de cada fração granulométrica foram calculados nas equações 1,2 e 3.

$$\begin{aligned} \%TS &= (10g - TS) \times 100 \quad (1) \\ \%TA &= (10g - TA) \times 100 \quad (2) \\ \%TA_g &= (10g - TS + TA) \times 100 \quad (3) \end{aligned}$$

Onde:

TS= teor de silte

TA= teor de areia

TA_g = teor de argila

10.2.3 Quantificação da Matéria Orgânica

Para a quantificação da matéria orgânica, foi realizado o método de calcinação proposto por Kralik (1999), que consiste na queima do material orgânico presente na amostra de sedimento. Desta forma, foi pesado 1g (P₁) das amostras secas (Figura 25A), foram colocadas em cadinhos de porcelana, previamente desumificados na mufla a 100°C por 1 hora (Figura 25B) e tarados (P₀) em uma balança analítica de precisão, para a queima na mufla aquecida a uma temperatura de 360°C por 2 horas.

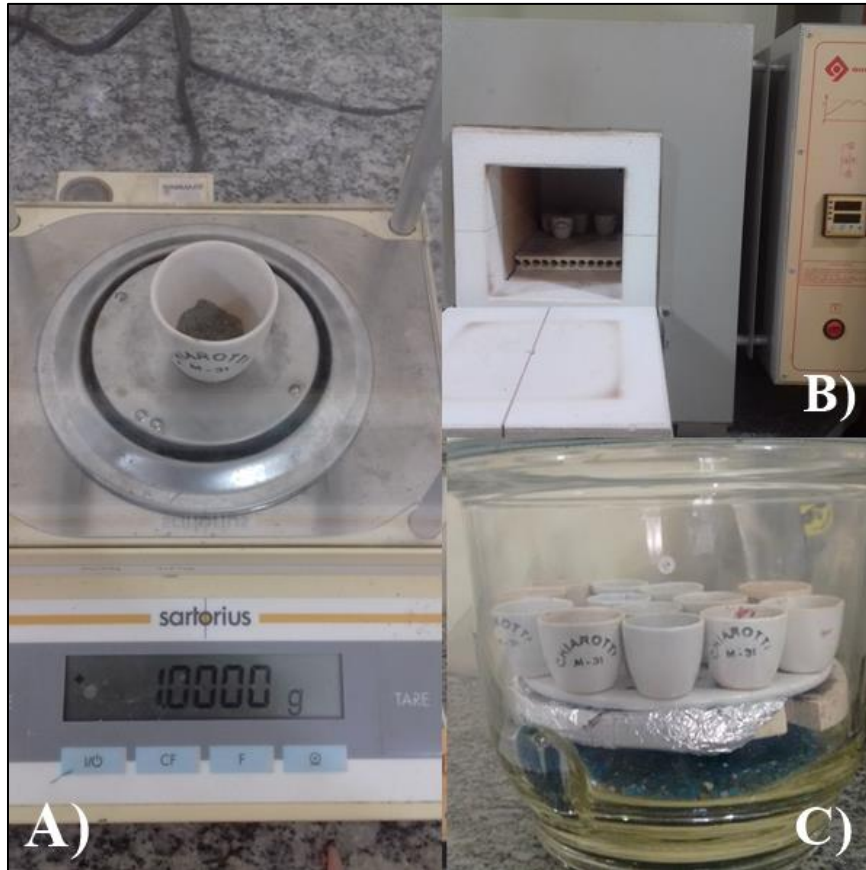


Figura 25 - (A) Cadinhos contendo sedimentos; (B) Cadinhos contendo sedimentos na mufla; (C) Cadinhos no dessecador após a queima.

Fonte: Do autor.

Por fim, os cadinhos foram colocados no dessecador por 1 hora (Figura 25C) e posteriormente pesados em uma balança de precisão para a obtenção do peso 2 (P_2). Para a obtenção do teor de matéria orgânica, os dados obtidos foram aplicados na equação (1).

$$\%MO = [(P_0 + P_1) - P_2] \times 100 \quad (1)$$

Onde:

P_0 = peso do cadinho

P_1 = peso da amostra 1g

P_2 = peso final

10.2.4 Quantificação do carbonato de cálcio

A quantificação do carbonato de cálcio foi realizada por dissolução ácida em HCl a 10% (Gross 1971), que consiste na diferença de peso, peso antes do ataque ao ácido e após do ataque ao ácido.

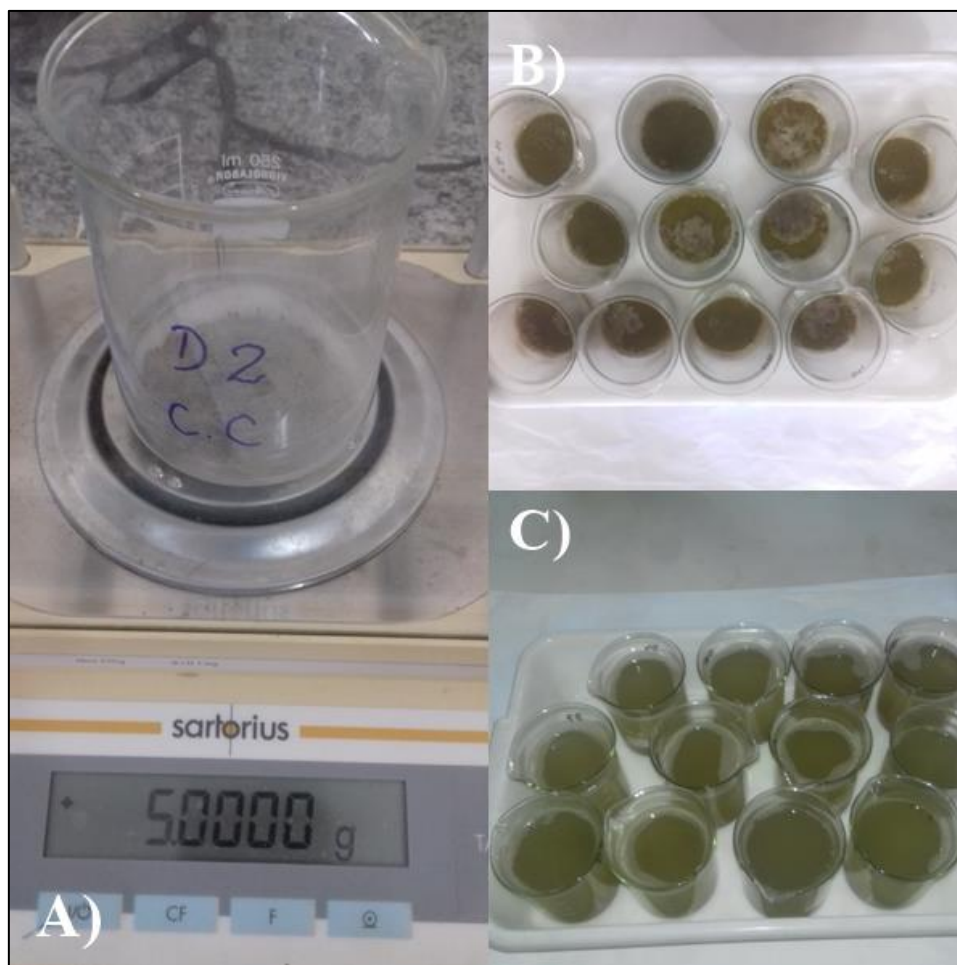


Figura 26 - Etapas do processo de ataques químicos: (A) Peso das amostras de sedimentos. (B) Sedimentos contendo HCL (10%) e (C) Sedimentos com água destilada.

Fonte: Do autor

Desta forma, em béquer previamente pesados (P_0) foram pesados 5g(P_1) de sedimento seco em uma balança analítica (Figura 26A), posteriormente adicionados HCL a 10% sobre as amostras até cobrir a superfície deixando agir por 12horas (Figura 26B). Posteriormente foi adicionada água destilada nas amostras para a diluição do ácido e decantação do material em suspensão (Figura 26C). Por fim, as amostras foram à estufa para a secagem e obtenção do peso final (P_2) após a dissolução ácida. O teor da fração de carbonato de cálcio foi calculado na equação I.

$$\%CC = [(P_0 + P_1) - P_2] \times 100 \text{ (I)}$$

Onde:

P_0 = peso do béquer

P_1 = peso da amostra 5g

P_2 = peso final

10.2.5 Classificação de Larssonneur

De acordo com a classificação de Larssonneur (1977), é possível classificar os teores de carbonato de cálcio no sedimento, no qual considera os percentuais de cada fração granulométrica dos sedimentos com os valores da concentração de carbonato presente nas amostras. A classificação é apresentada na Tabela 2.

Tabela 2 - Classificação para sedimentos marinhos proposta por Larssonneur (1997).

Subdivisões principais	Areias L < 150%; Areia + Lama > 50% Md < 2mm					Sedimentos lamosos L > 50%		
	Areias litoclásticas					Lama terrígena		
Sedimento litoclástico CaCO ₃ < 30%	15% < 2mm < 50%		2 mm < 15%			L < 25% LL1a Areia lamosa	25% < L < 75% LL1b Areia lamosa terrígena	L > 75% LL1c Lama terrígena
	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			
	Areias litobioclásticas							
Sedimento litobio 30% < CaCO ₃ < 50%	15% < 2mm < 50%		2 mm < 15%			L < 25% LL2a Marga arenosa	25% < L < 75% LL2b Marga arenosa	L > 75% LL2c Marga
	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			
	Areias biolitobioclásticas							
Sedimento biolitoclástico 50% < CaCO ₃ < 70%	15% < 2mm < 50%		2 mm < 15%			L < 25% LB1a Marga calcária arenosa	25% < L < 75% LB1b Marga calcária arenosa	L > 75% LB1c Marga calcária
	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			
	Areias bioclásticas							
Sedimento bioclástico 70 % > CaCO ₃	15% < 2mm < 50%		2 mm < 15%			L < 25% LB2a Areia biolitoclástica lamosa	25% < L < 75% LB2b Vasa calcária arenosa	L > 75% LB2c Vasa calcária
	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			

Fonte: Adaptado de Dias (1996).

10.2.6 Tratamentos Estatísticos

Os resultados das análises granulométricas foram planilhados no Microsoft Office Excel e exportado para o programa Sysgran 3.0 (Sistema de Análise Granulométrica), para gerar os diagramas de Perjrup (1998) e Shepard (1954) e a tabela de classificação de Folk e Ward (1957).

10.2.6.1 Método de Folk & Ward (1957)

Grau de Seleção

De acordo com a escala quantitativa de Folk & Ward (1957) (Tabela 3), o grau de seleção dos sedimentos depende de suas dimensões e reflete as características do ambiente atual, e sua distribuição. Em sedimentos grosseiros (areia) o grau de seleção é facilmente evidenciado, enquanto que nos sedimentos finos (silte e argila) é restrita.

Tabela 3 - Classificação quanto ao grau de seleção.

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

Fonte: Folk & Ward (1957).

Assimetria

Para Duane (1964), o parâmetro assimetria é utilizado com grande eficácia na identificação de ambientes que predominam a deposição (assimetria positiva) e remoção seletiva (assimetria negativa) (Tabela 4).

Tabela 4 - Classificação quanto a assimetria.

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

Fonte: Folk & Ward (1957).

Curtose

A curtose é uma medida que se baseia nas curvas de distribuição de frequência, definindo em que parte dessa curva está concentrada a maior uniformidade dos grãos conforme o método elaborado por Folk & Ward (1957) (Tabela 5). De acordo com Ponçano (1986), os valores de curtose podem indicar diferentes significados quando se trata de interpretar o ambiente de acordo com os parâmetros estatísticos granulométricos. Assim, as curvas leptocúrticas se relacionam a sedimentos unimodais, que podem estar associados a uma hidrodinâmica mais intensa. Já as curvas platicúrticas se referem a sedimentos bimodais ou polimodais, relacionados a ambientes menos energéticos.

Tabela 5 - Classificação quanto a curtose.

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

Fonte: Folk & Ward (1957).

Diagrama de Folk (1954)

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, considerando as fronteiras de 10%, 50% e 90% e a proporção argila/silte (utilizando as fronteiras 2:1 e 1:2) (Figura 27).

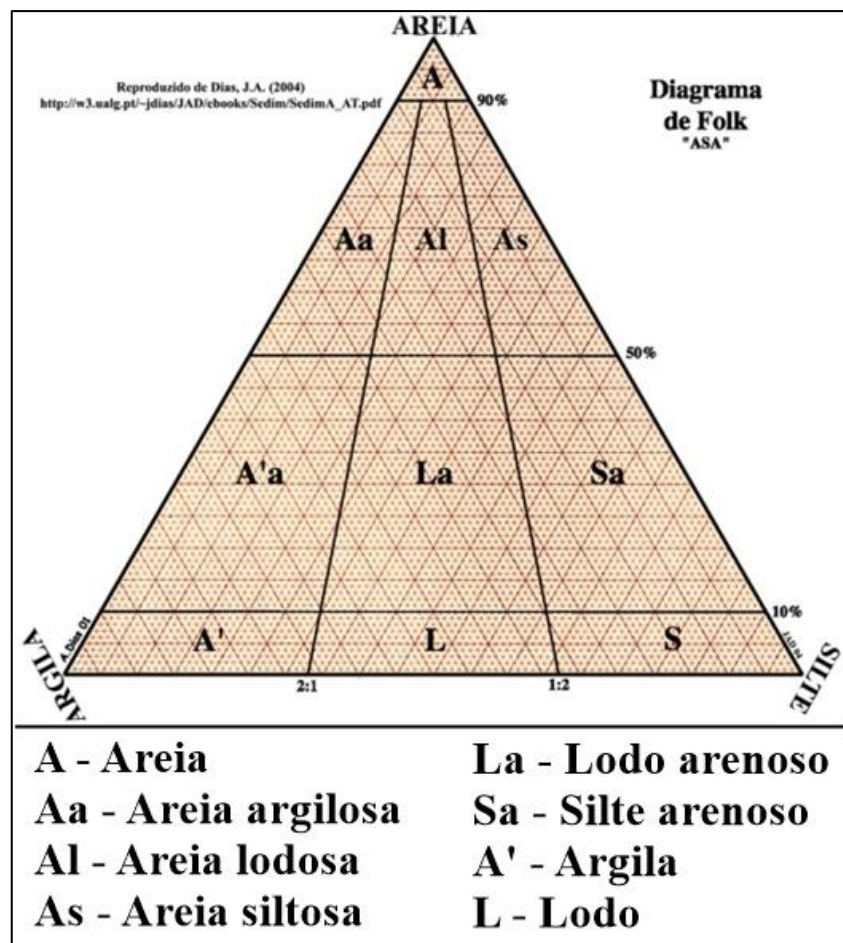


Figura 27 - Diagrama triangular de Folk (1954).

Fonte: Dias (2004).

10.2.6.2 Diagrama de Shepard (1954)

O diagrama de Shepard determina a granulometria do sedimento, baseando-se em um diagrama triangular, com seus 3 componentes principais dispostos em cada vértice do triângulo: areia, silte e argila. Segundo Dias (2004), o esquema de Shepard é puramente descritivo, não levando em consideração as condições hidrodinâmicas (Figura 28).

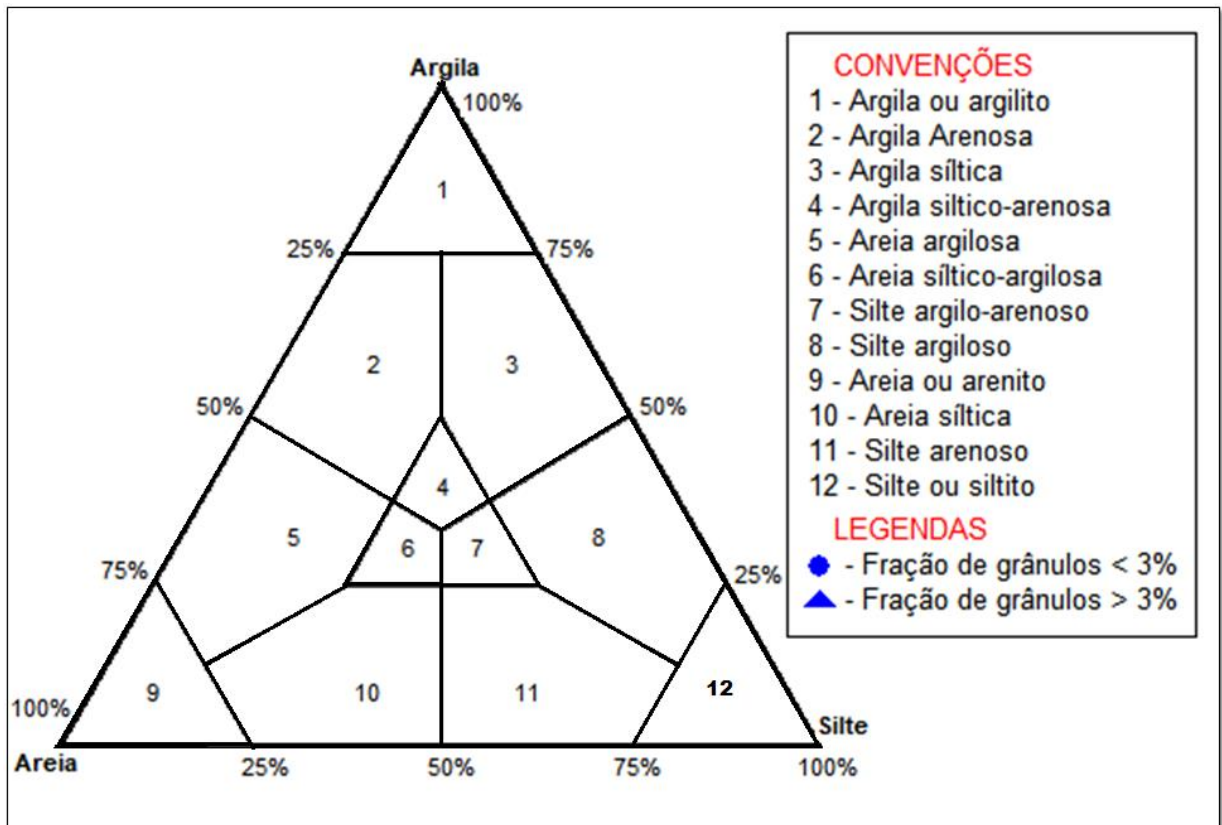


Figura 28 - Diagrama triangular de Shepard (1954).
Fonte: Adaptado de Shepard (1954).

10.2.6.3 Diagrama de Pejrup (1988)

O diagrama de Pejrup é utilizado para indicar as condições hidrodinâmicas do ambiente de sedimentação. Ele é dividido em 16 grupos, nomeados por letras que indicam o tipo de sedimento, e por números, que indicam as condições hidrodinâmicas reinantes durante a deposição. Pejrup (1988) utiliza o teor de argila presente nos sedimentos para delimitar as áreas do seu diagrama (Figura 29).

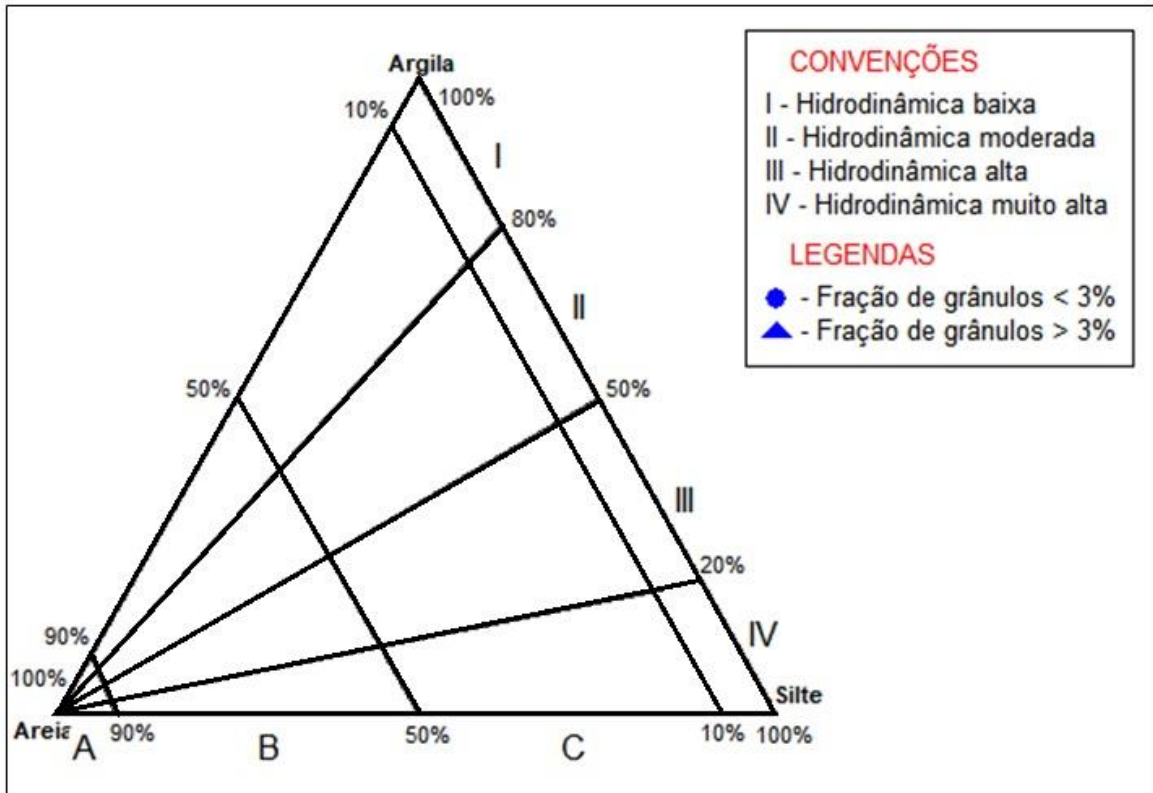


Figura 29 - Diagrama triangular de Pejrup (1988).
 Fonte: Pejrup (1988).

10.3 FLUXOGRAMA DAS METODOLOGIAS

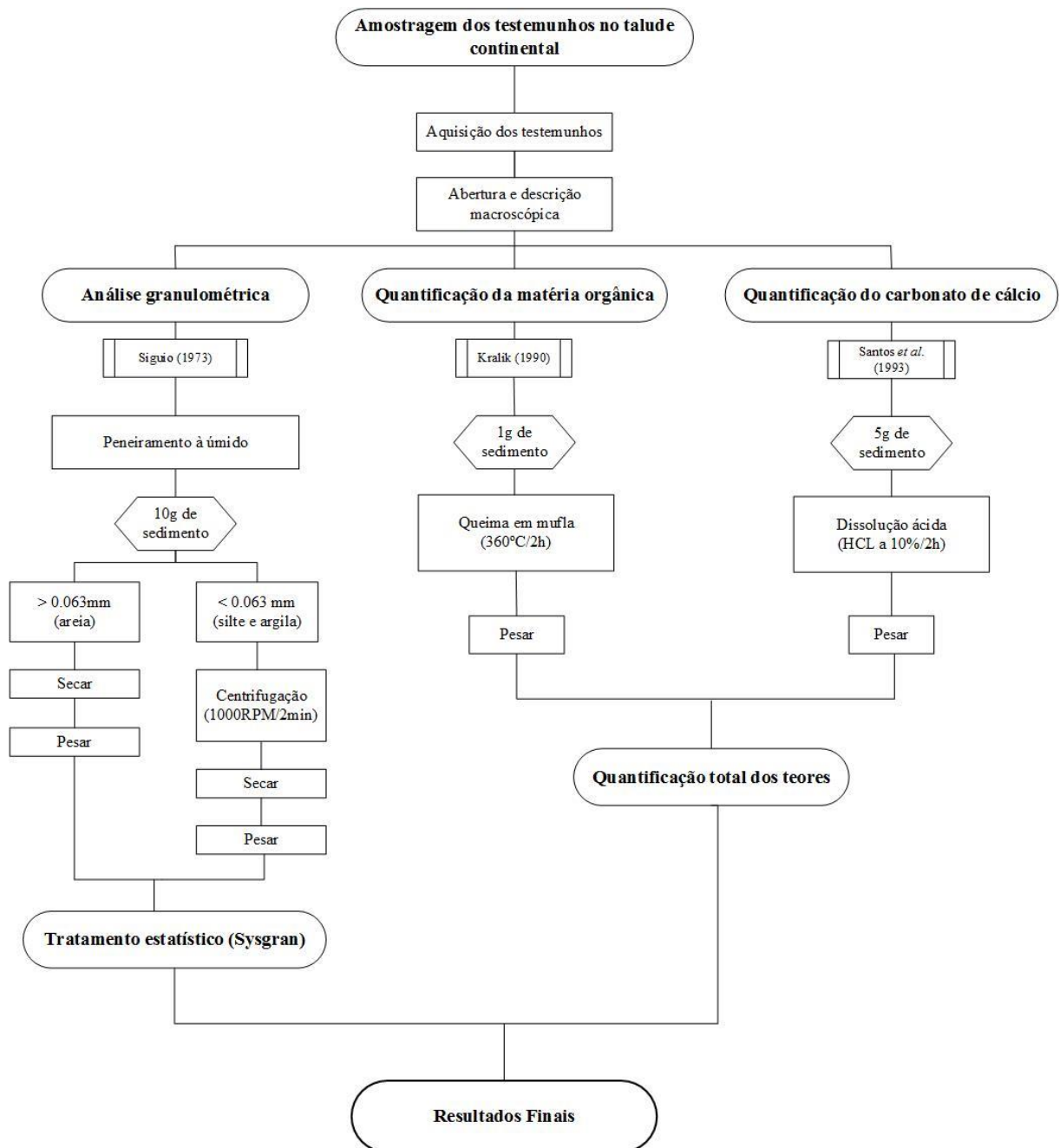


Figura 30 - Fluxograma das metodologias.

Fonte: Do autor.

11 RESULTADOS

11.1 DESCRIÇÃO FACIOLÓGICA DOS SEDIMENTOS

ANP - S85

O testemunho ANP-S85 mediu o total de 3,04m divididos em 4 seções, identificadas como A, B, C e D (Figura 31). Antes da abertura do testemunho, os sedimentos apresentaram uma textura rígida, após a abertura em estado úmido, apresentou sua consistência lamosa e maciça, não sendo possível a identificação de marcas estratigráficas no testemunho. Apresentou fragmentos de conchas de moluscos e bivalves ao longo do testemunho.

As características das seções estão descritas na Tabela 6, a coloração dos sedimentos baseada na ficha de Munsell Color Charts, e os sinais superficiais visíveis de textura e bioturbações.

Tabela 6 - Caracterização das seções do testemunho ANP-S85.

Seção	Comprimento(cm)	Coloração	Textura	Bioturbação
A	80	<i>Medium Bluish Gray (5B 5/1)</i>	Lamosa	Presente
B	83	<i>Grayish Red (5R 4/2)</i> <i>Dark Yellowish Brown (10YR 4/2)</i>	Lamosa	Presente
C	73	<i>Dark Greenish Grey (5GY 4/1)</i> <i>Pale Brown (5YR 5/2)</i>	Lamosa	Presente
D	68	<i>Dark Yellowish Brown (10YR 4/2)</i> <i>Olive Gray (5Y 4/1)</i>	Lamosa	Presente

Fonte: Do autor.

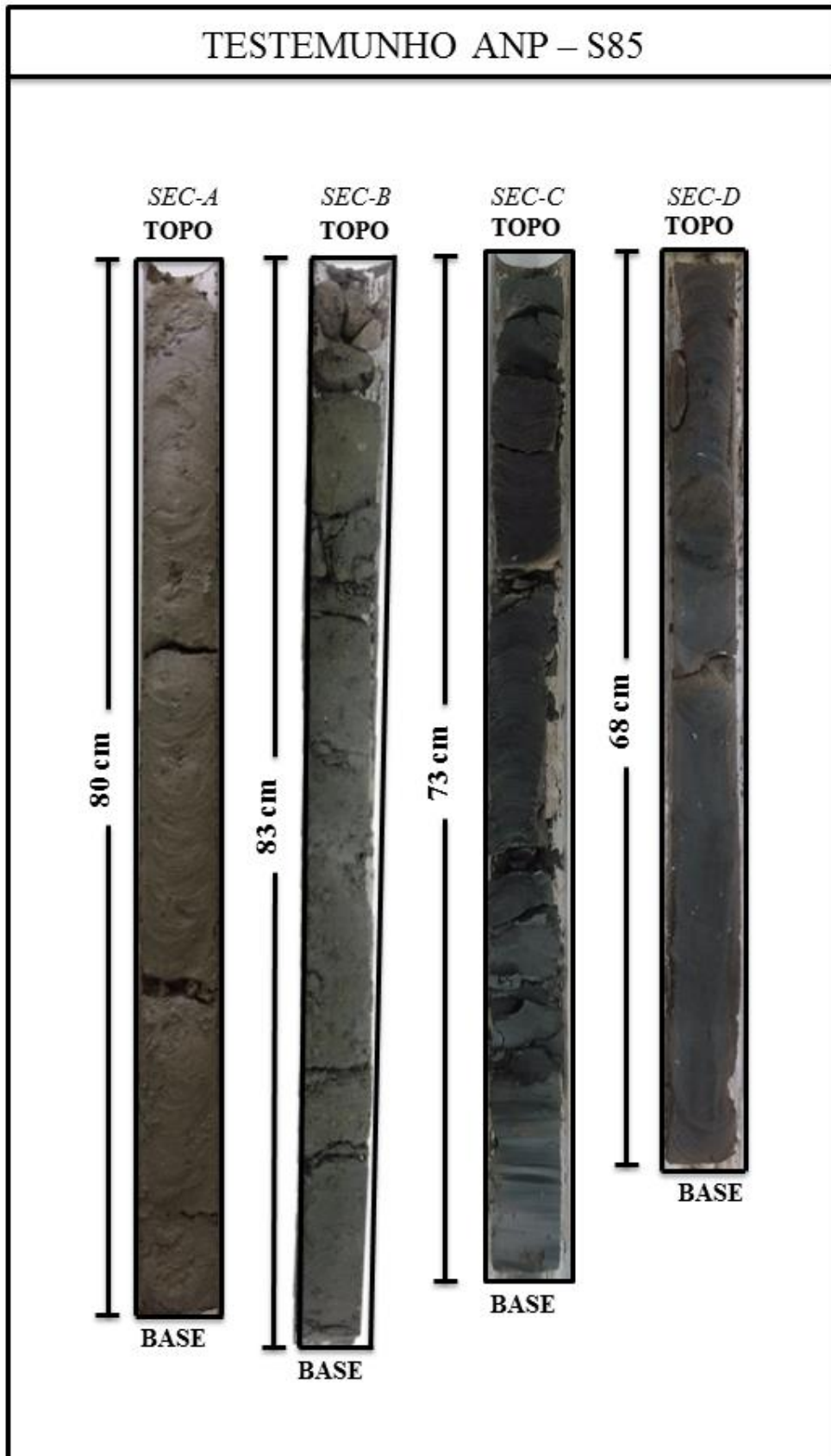


Figura 31 - Fotocópia das seções A, B, C e D do testemunho ANP-S85.
Fonte: Do autor.

ANP S-104

O testemunho ANP-S104 mediu o total de 3,89m divididos em 4 seções, identificadas como A, B, C e D (Figura 32). O testemunho aberto apresentou uma textura maciça, exceto a base da seção B que apresentou uma textura mais rígida e coloração fora do padrão, após ser umedecido o testemunho apresentou sua consistência lamosa, não foram identificadas de marcas estratigráficas no testemunho.

Apresentou vários fragmentos de conchas de moluscos e bivalves ao longo do testemunho, porém na base da seção B o testemunho apresentou uma grande concentração dos fragmentos.

As características das seções estão descritas na Tabela 7, a coloração dos sedimentos baseada na ficha de Munsell Color Charts, e os sinais superficiais visíveis de textura e bioturbações.

Tabela 7 - Caracterização das seções do testemunho ANP-S104

Seção	Comprimento(cm)	Coloração	Textura	Bioturbação
A	110	<i>Dark Yellowish Brown (10YR 4/2)</i> <i>Grayish Olive Green (5GY 3/2)</i> <i>Greenish Black (5G 2/1)</i>	Lamosa	Presente
B	103	<i>Dark Yellowish Brown (10YR 4/2)</i> <i>Dark Yellowish Brown (10YR 2/2)</i> <i>Pale Yellowish Brown (10YR 6/2)</i> <i>Pale Brown (5YR 6/2)</i> <i>Pale Red (5R 6/2)</i>	Lamosa Porosa	Presente
C	86	<i>Brownish Gray (5YR 4/1)</i> <i>Olive Gray (5Y 4/1)</i>	Lamosa	Presente
D	90	<i>Dark Yellowish Brown (10YR 4/2)</i> <i>Grayish Purple (5P 4/2)</i> <i>Greenish Black (5G 2/1)</i>	Lamosa	Presente

Fonte: Do autor.

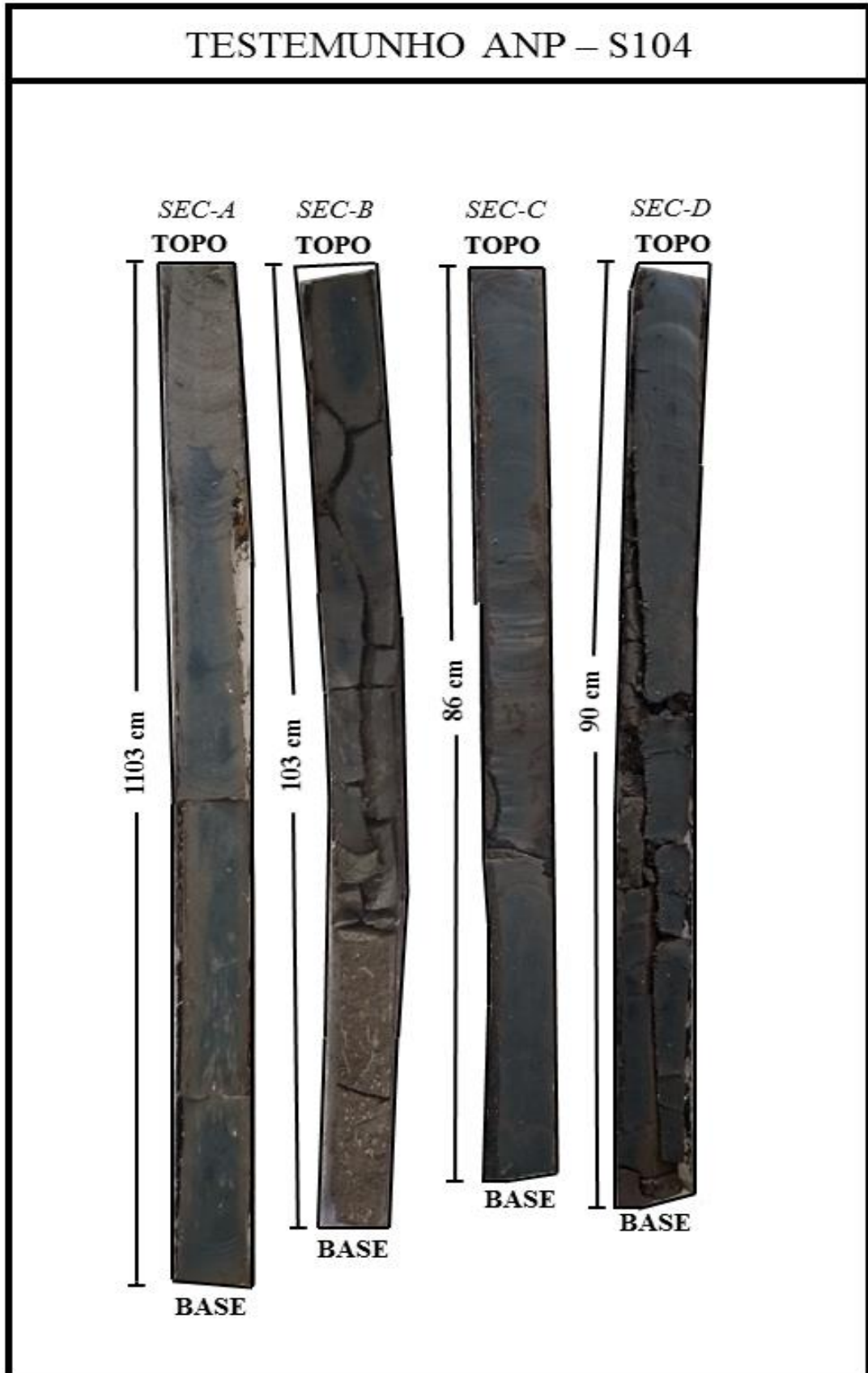


Figura 32 - Fotocópia das seções A, B, C e D do testemunho ANP-S104.
Fonte. Do autor.

11.2 DESCRIÇÃO GRANULOMÉTRICA

Baseado na classificação textural de Folk (1954), a classe granulométrica predominante nos sedimentos de ambos os testemunhos analisados foi silte. No testemunho ANP-S85 a porcentagem de silte foi de 88% seguido de 5,09% de argila e 7% de areia (Figura 33A). Já no testemunho ANP-S104 a porcentagem de silte foi de 87,61%, observou-se um aumento de aproximadamente 4% no percentual da fração de argila 9,25% e a redução de 4% da fração de areia (Figura 33B).

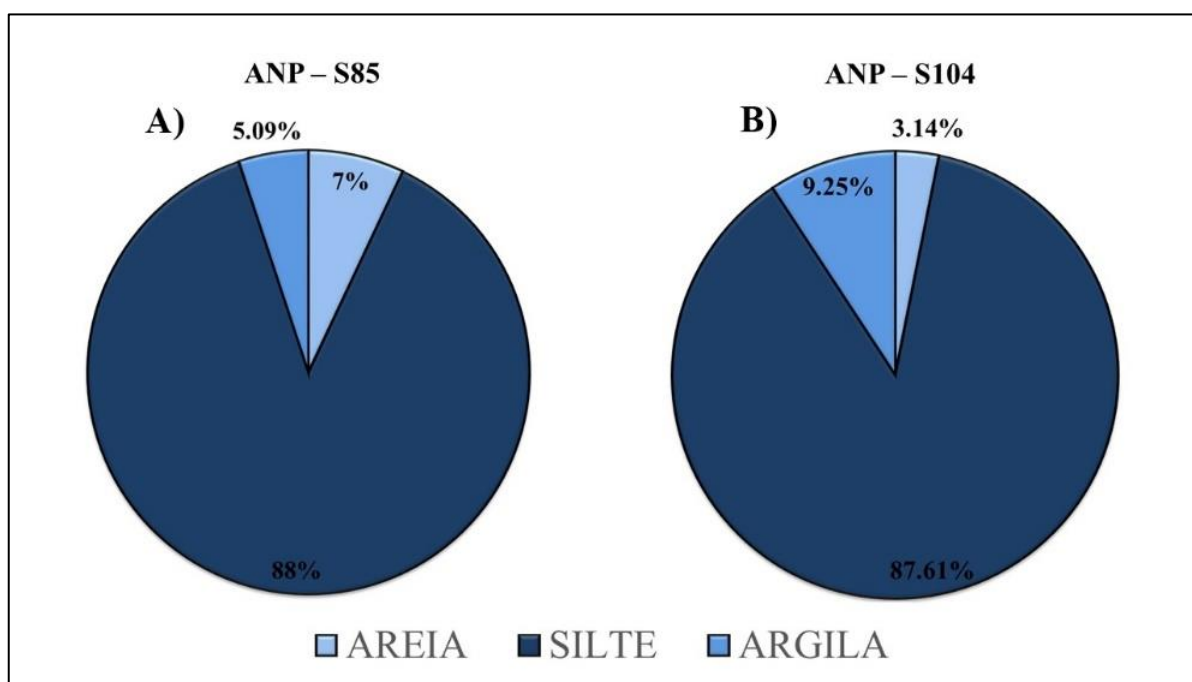


Figura 33 - Classes granulométricas presentes nos testemunhos (A) ANP-S85 e (B) ANP-S104.
Fonte: Do autor.

Ao longo do testemunho ANP-S85 os teores de areia variaram de 0,20% a 34%, as maiores concentrações estão no topo do testemunho até a seção 11, ocorrendo um decréscimo desses valores de 65% no restante do testemunho. Os teores de silte e argila possuíram poucas variações ao longo do testemunho, porém valores de silte variaram de 60% a 97 %, enquanto que, os valores de argila variaram de 2,7 % a 10 % (Figura 34A).

Para o testemunho ANP-S104 os teores de areia variaram de 0,14% a 10%, as maiores concentrações estão no topo e na porção intermediária do testemunho até a seção 23, ocorrendo um decréscimo desses teores no restante do testemunho. O teor de silte ao longo do testemunho variaram de 72,97% a 99,10%, enquanto que, os teores de argila obtiveram a maior variação do longo do testemunho de 0,75% a 26,52 % (Figura 34B).

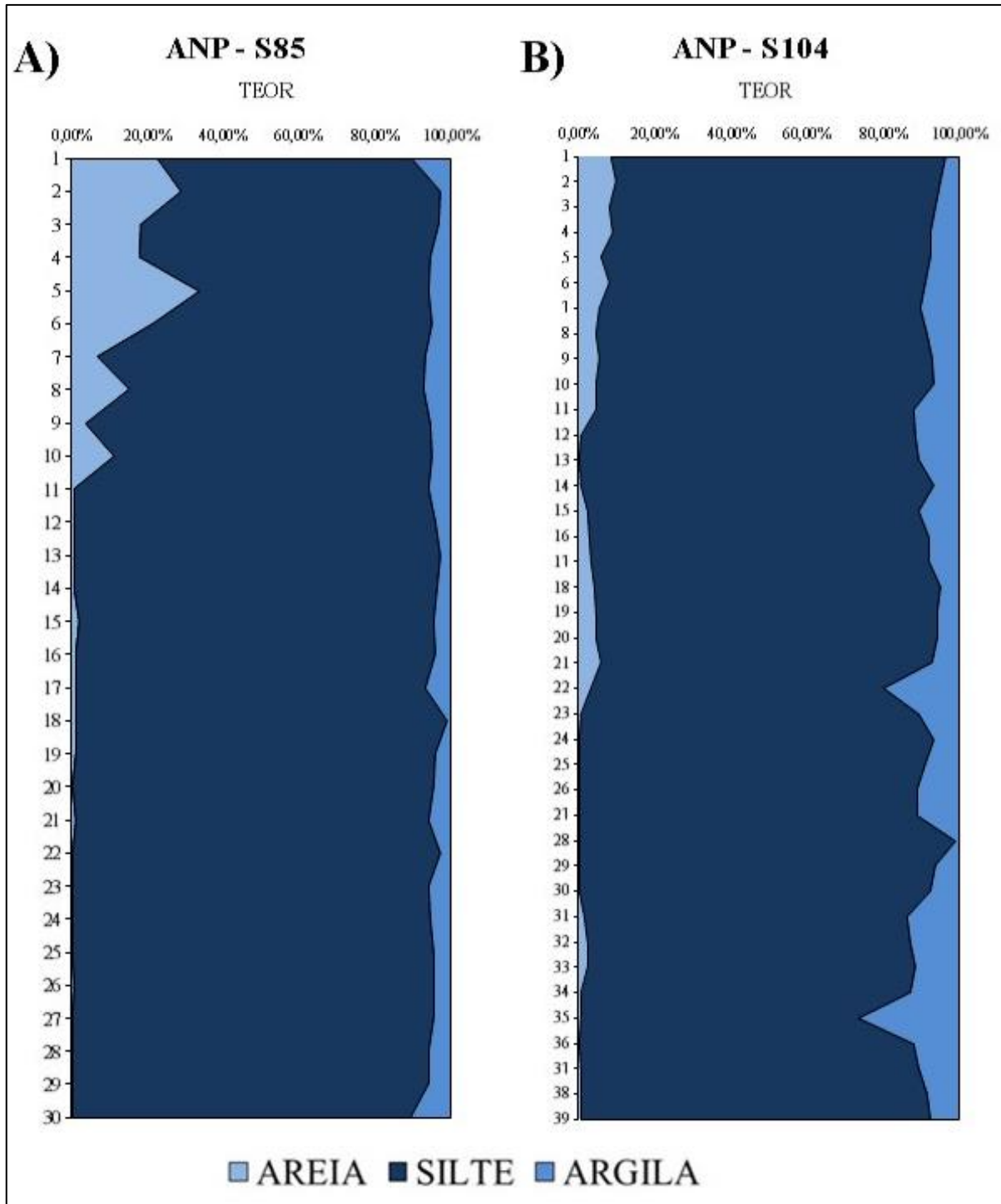


Figura 34 - Variação das classes granulométricas de areia, silte e argila ao longo dos testemunhos (A) ANP-S85 e (B) ANP-S104.

Fonte: Do autor.

11.2.1 Parâmetros Estatísticos

A análise dos parâmetros estatísticos foi baseada na classificação proposta por Folk e Ward (1957), assim como os diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988). A seguir serão descritos os três parâmetros estatísticos analisados.

11.2.1.1 Folk & Ward (1957)

As classificações obtidas para os dois testemunhos foram: silte grosso. O testemunho ANP-S85 apresentou predominantemente a fração de silte grosso. O grau de seleção foi muito pobremente selecionado, assimetria aproximadamente simétrica e a curtose platicúrtica (Tabela 8).

Tabela 8 - Classificação dos sedimentos do testemunho ANP-S85 de acordo com Folk & Ward (1957).

Seção	Classificação	Grau de Seleção	Assimetria	Curtose
1 - 30	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Aproximadamente Simétrica	Platicúrtica

Fonte: Do autor.

No testemunho ANP-S104 a classe dominante foi o silte grosso, sendo que a única amostra classificada como silte médio foi verificada na seção 36. O grau de seleção foi muito pobremente selecionado, assimetria predominante aproximadamente simétrica e curtose platicúrtica, com exceção da seção 36 com assimetria negativa, e curtose muito platicúrtica (Tabela 9).

Tabela 9 - Classificação dos sedimentos do testemunho ANP-S104 de acordo com Folk & Ward (1957).

Seção	Classificação	Grau de seleção	Assimetria	Curtose
1 - 35 37 - 39	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Aproximadamente Simétrica	Platicúrtica
36	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Negativa	Muito platicúrtica

Fonte: Do autor.

11.2.1.2 Diagrama de Shepard (1954)

Segundo a classificação de Shepard, as amostras no testemunho ANP-S85 foram classificadas predominantemente como silte/siltito (Figura 35A) enquanto que, no testemunho ANP-S104 as amostras foram classificadas como silte/siltito e silte argiloso. (Figura 35B).

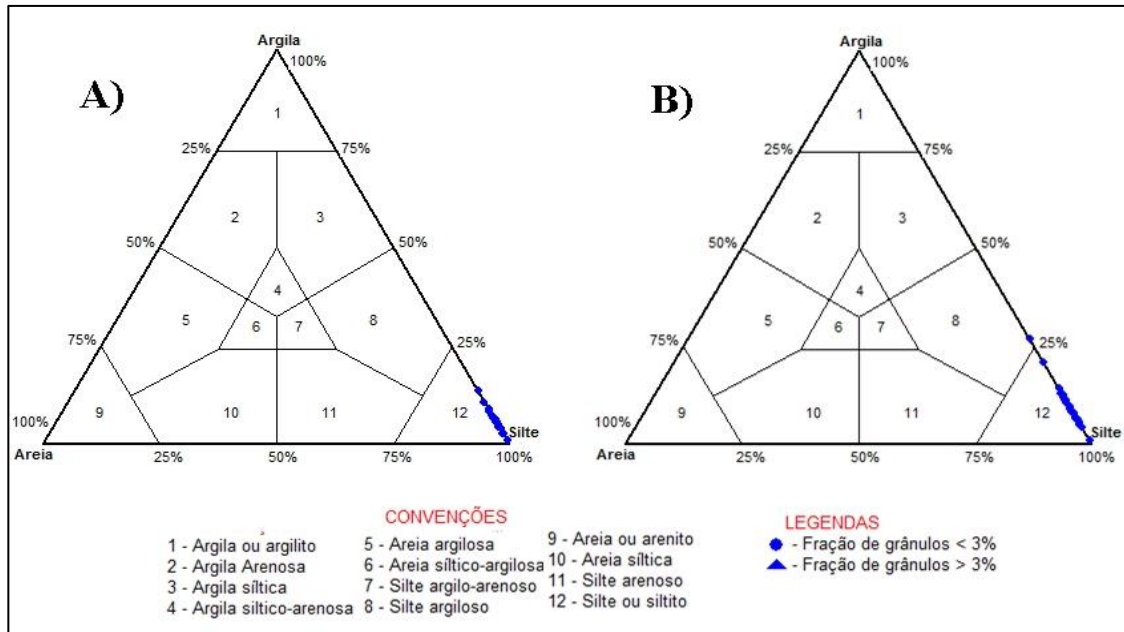


Figura 35 - Classificação dos sedimentos dos testemunhos (A) ANP-S85 e (B) ANP-S104, de acordo com Shepard (1954).

Fonte: Do autor.

11.2.1.3 Diagrama de Pejrup (1988)

Este método possui considerações de caráter hidrodinâmico. O testemunho ANP-S85 apresentou hidrodinâmica muito alta (IV-D) (Figura 36A). No testemunho ANP-S104 as amostras foram classificadas em sua maioria hidrodinâmica muito alta (IV-D) e uma seção classificada como hidrodinâmica alta (III-D) (Figura 36B).

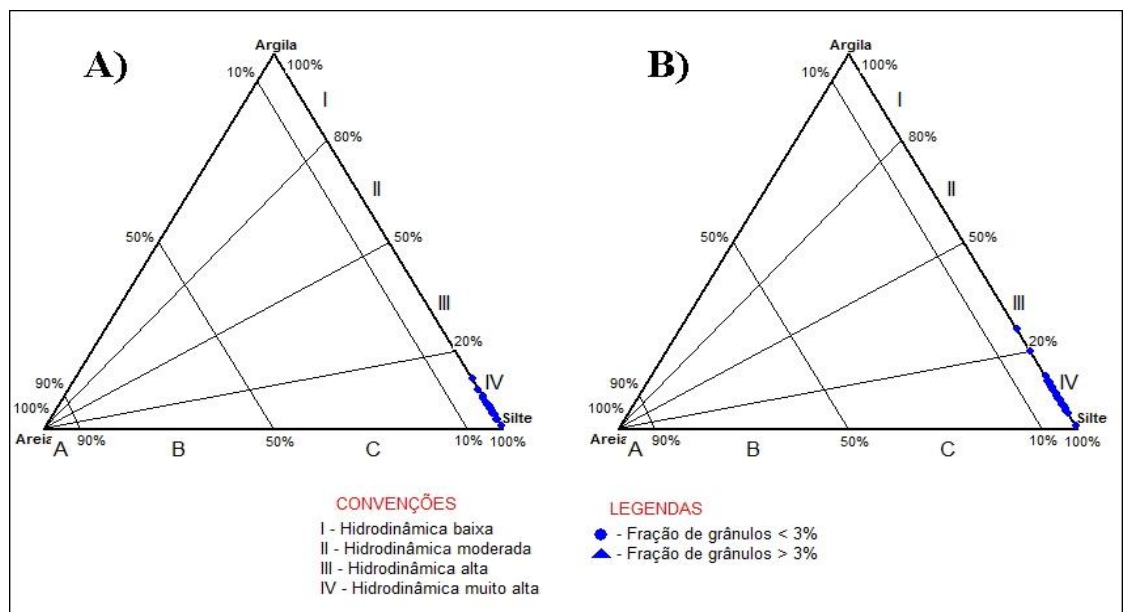


Figura 36 - Classificação dos sedimentos dos testemunhos (A) ANP-S485 e (B) ANP-S104, de acordo com Pejrup (1988).

Fonte: Do autor.

11.3 MATÉRIA ORGÂNICA

Os teores de matéria orgânica no testemunho ANP-S85 variaram de 0,13% a 0,87% com média de 0,04% e com máximo nas seções 20 (Figura 37A). No testemunho ANP-S104, por sua vez, os valores variaram de 0,34% com três máximos destacados nas seções 32, 34 e 36 com teores de 0,90%, 0,89% e 0,90% e respectivamente localizados na base do testemunho, com média de 0,06% (Figura 37B).

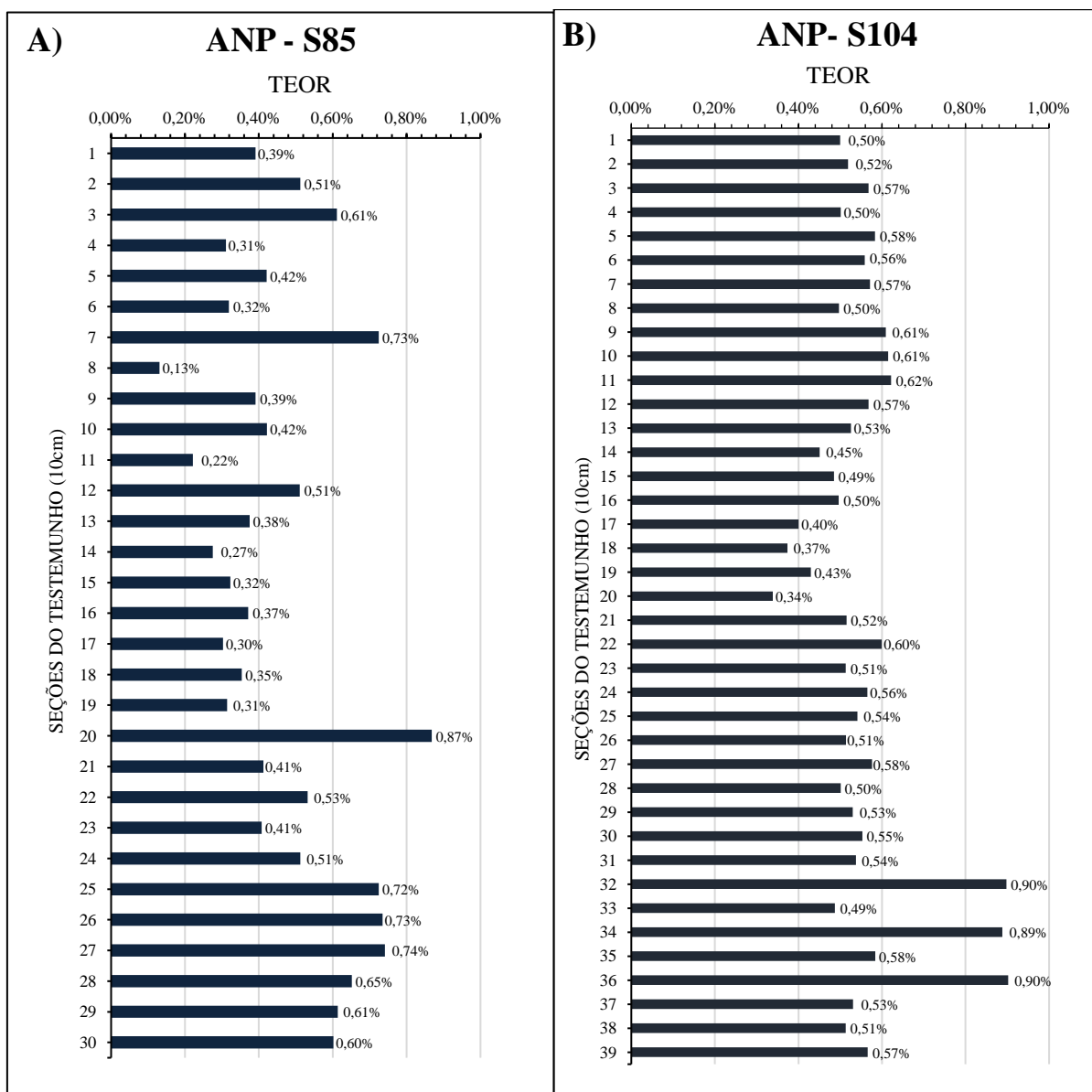


Figura 37 - Gráficos do teor de matéria orgânica para os testemunhos (A) ANP-S85 e (B) ANP-S104.
Fonte: Da autor.

11.4 CARBONATO DE CÁLCIO

Os teores de CaCO_3 nas amostras do testemunho no ANP-S85 variaram de 0,44% a 3,38% (Figura 38A) com média de 1,73%, sendo os maiores valores de CaCO_3 concentrados nos sedimentos do topo do testemunho. No testemunho ANP-S104 os valores variaram de 0,25% a 4,10% com média de 1,89%, apresentando grandes variações de teores ao longo do testemunho (Figura 38B).

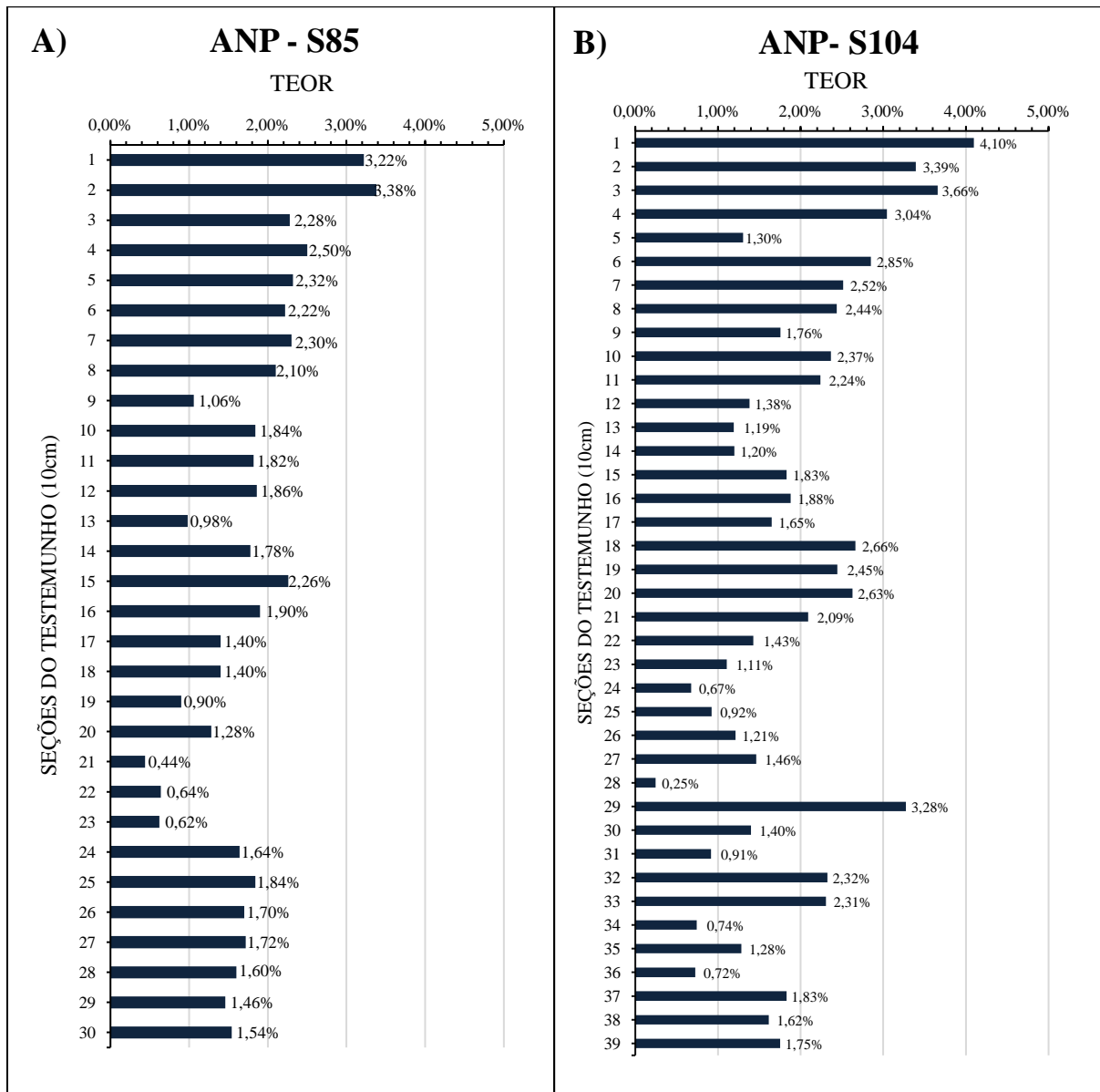


Figura 38 - Gráficos do teor de carbonato de cálcio para os testemunhos ANP-S85 e ANP-S104.
Fonte: Da Autor.

11.4.1 Classificação de Larssonneur

De acordo com a classificação os sedimentos foram identificados como sedimento litoclástico do tipo lama terrígena (LL1c) (Tabela 10)

Tabela 10 - Classificação dos sedimentos do testemunho ANP-S104 de acordo com Larssonneur (1977).

Testemunho	CaCO₃ (%)	Classificação
ANP- S85	$0,44\% \leq \text{CaCO}_3 \leq 3,38$	Sedimento Litoclástico CaCo3 > 30% L>75% LL1c Lama Terrígena
ANP-S104	$0,25\% \leq \text{CaCO}_3 \leq 4,10$	

Fonte: Da Autor.

12 DISCUSSÃO

12.1 ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS E TEXTURAL DOS SEDIMENTOS

Determinadas propriedades dos sedimentos são fundamentais para estudar os depósitos sedimentares e a dinâmica que os originou. Alguns dos parâmetros determinantes são o tamanho, a forma, a rugosidade da superfície, bem como a granulometria dos sedimentos (Dias 2004). Para Coutinho (2003), a caracterização textural dos sedimentos é importante para a interpretação das fácies sedimentares em ambientes marinhos.

A distribuição granulométrica dos sedimentos é determinada pela textura original das unidades que os alimentam e pelos processos no qual o sedimento foi submetido (transporte e deposição) (Dinnis & Castilho 2014). Segundo Suguio (2003), a predominância das classes sedimentares pode indicar condições hidrodinâmicas sobre as quais os sedimentos foram depositados, além de fornecer bases para uma descrição mais precisa dos sedimentos.

A análise dos parâmetros estatísticos bem como grau de seleção, assimetria e curtose, refletem os processos de transporte e deposição dos sedimentos, além de representar uma forte ferramenta na percepção das possíveis áreas de alimentação do sedimento, assim como sua deposição e possíveis fontes dos sedimentos (Gao & Collins 1994).

As granulometrias dos testemunhos apresentam características muito semelhantes e com predominância do silte, classificados segundo o diagrama de Shepard (1954) como silte grosso, com altas concentrações de areia no topo para o ANP-S85, que é o testemunho mais raso, e concentrações variáveis ao longo do ANP-S104, ambos depositados em ambientes com hidrodinâmica muito alta (Shepard 1954, Pejrup 1988).

Na seção A do testemunho ANP-S85 onde houve as maiores porcentagens dos teores de areia, esta diferença granulométrica pode estar relacionada a eventos de correntes de gravidade e fluxos gravitacionais que carregam sedimentos da plataforma continental a segmentos mais profundos através de correntes de turbidez, fazendo com que exista uma intercalação entre areia e silte/argila, formando sequências denominadas turbiditos. Os fluxos gravitacionais constituem o principal mecanismo para a formação de cones, leques e camadas de sedimentos grosseiros, no talude, na elevação continental e na planície abissal.

O grau de seleção influencia nas condições do fluxo, tais como, velocidade e turbulência, no ambiente deposicional (Ponçano 1986) e é obtida através do desvio padrão. Em ambos os testemunhos predominou-se muito pobremente selecionado, quando relacionado ao

retrabalhamento dos depósitos, reflete variações nas condições do fluxo no ambiente deposicional (Ponçano 1986)

A análise da curtose em ambos os testemunhos, permitiu identificar curvas predominantemente platicúrtica, com uma única seção muito platicúrtica, no qual relaciona-se com sedimentos bimodais ou polimodais, que pode ser relacionados a ambientes menos energéticos, havendo relativa mistura de frações mais grossas e finas (Barros 2014, Duane 1964, Ponçano 1986, Suguio 1973).

A assimetria é um parâmetro usado para identificação de ambientes com predomínio da deposição (assimetria positiva) e remoção seletiva (assimetria negativa) (Duane 1964). Em ambos os testemunhos predominou-se a assimetria aproximadamente simétrica, com apenas uma seção com assimetria negativa, indicando predominância de sedimentos finos, que foram depositados em um ambiente de energia intermediária havendo possíveis misturas das frações mais finas e grossas dos sedimentos. (Barros 2014, Duane 1964).

De acordo com Press *et al.* (2006), a sedimentação de oceano profundo é dominada pelos sedimentos de granulometria mais fina. Nizoli e Luiz-Silva (2009) afirmam que sedimentos mais bem selecionados, ou seja, aqueles com menor granulometria, indicam ambiente de sedimentação estável, com baixo regime de fluxo fluvial. Dias (2015) reconhece as correntes de fundo como importantes agentes nos processos de transporte e sedimentação em mar profundo.

12.2 MATÉRIA ORGÂNICA

A natureza da matéria orgânica permite que ela se incorpore facilmente às frações de argila e silte nos sedimentos e seja carregada através dos rios e depositadas no fundo oceânico (Pereira 2001). Em ambientes naturais, apresenta-se na forma particulada ou dissolvida, e é utilizada como fonte de energia, nutrição, formação de depósitos fósseis e registro das condições ambientais (Hedges & Prahl 1993).

Segundo Junk (1997), os rios da Bacia Amazônica são acompanhados ao longo de seus cursos por planícies de inundação, compostas por lagos e florestas inundáveis que afetam os processos de erosão, transporte, produção e sedimentação da matéria orgânica e dos sedimentos carregados pelos rios (Moreira-Turcq *et al.* 2004, Maurice-Bourgoin 2007).

De acordo com Aufdenkampe *et al.* (2001) o transporte fluvial da matéria orgânica terrestre para o ambiente marinho representa uma importante ligação dos ciclos globais de

elementos bioativos e suporta de uma maneira significativa as atividades heterotróficas dentro dos rios, estuários e sistemas marinhos similares. Os quais são responsáveis pelo transporte de sedimentos ao longo de um rio que são os principais agentes de transporte dos sedimentos dos continentes para o mar até o ponto de encontro com o oceano (Paiva 2001).

A matéria orgânica associada aos sedimentos pode apresentar diferentes fontes. Sua origem pode estar relacionada a fontes naturais ou antrópicas exógenas ou produzida *in situ* pela decomposição e acumulação de organismos oceânicos. Berner (1982), calculou que 94% do total de matéria orgânica são preservados ao longo de margens continentais e apenas 6% além do sopé continental.

As principais fontes naturais de matéria orgânica para os oceanos são os produtores primários (fonte autóctone), produzida *in situ* e material terrestre oriundo da bacia de drenagem (fonte alóctone), que entra nos oceanos através de processos tais como escoamento superficial, erosão e lixiviação (Mash *et al.* 2004). Contudo, evidências indicam que a maioria da matéria orgânica presente na água do mar e nos sedimentos marinhos são autóctones (Hedges 1995).

A matéria orgânica é constituída, em sua maior parte, por substâncias húmicas mais estáveis, de difícil degradação (Camargo *et al.* 1999). Segundo Stevenson (1994), as substâncias húmicas (humina, ácidos fúlvicos e ácidos húmicos) são consideradas a parte final da evolução da matéria orgânica do solo.

Nos oceanos profundos onde a taxa de sedimentação é da ordem de $6\text{mg cm}^{-2}\text{ dia}^{-1}$, apenas alguns centímetros de profundidade podem escrever a história de séculos de deposição de matéria orgânica (Carvalho *et al.* 1994). Assim os sedimentos aquáticos preservam um registro das condições ambientais predominantes da época em que a matéria orgânica foi sedimentada.

O conteúdo de matéria orgânica no testemunho ANP-S85 teve valor médio de 0,04% menor em relação ao testemunho ANP-S104, com valor médio de 0,06% que localiza-se mais afastado da linha de costa. Esta pequena variação entre os dois testemunhos gera uma discordância para os padrões esperados de acordo com outros trabalhos nesta região, onde os valores de matéria orgânica deveriam ser maiores para regiões com maior influência continental que segundo Souza (2010), os teores de matéria orgânica diminuem no sentido plataforma-talude no qual apenas 6% é preservada ao longo do talude e sopé continental. Tal discordância provavelmente deve ter sido gerada por algum deslizamento de depósito sedimentar da plataforma continental no talude, sendo comum tal fenômeno, pois a região é caracterizada por

episódios de megadeslizamentos. Segundo Araújo *et al.* (2009), na porção a SE da foz do Amazonas, entre as 700-5000 m, ocorrem deslizamentos de massa.

Os baixos teores de matéria orgânica encontrados no testemunho ANP-S85 podem justificados pela baixa energia de transporte e deposição lenta do ambiente. Os menores teores de matéria orgânica no ANP-S104 foram os que apresentaram a maior diferença de coloração apresentando uma cor mais clara sendo mais representativa no final da base da seção B.

De acordo com Baisch (1994), quanto mais fina a granulometria dos sedimentos maior será sua capacidade de retenção de matéria orgânica, sendo possível observar que o testemunho ANP-S104 obteve as maiores porcentagens de matéria orgânica ao longo do testemunho em relação ao ANP-S85, com uma média de 6%.

12.3 CARBONATO DE CÁLCIO

Os carbonatos de cálcio são constituintes importantes para análises geoquímicas, pois fazem parte do ciclo biogeoquímico do carbono. O ciclo do carbonato de cálcio (CaCO_3) marinho tem importante atuação no ciclo do carbono entre os sistemas atmosfera e oceano, pois o dióxido de carbono (CO_2) da atmosfera, combinado com a água, forma o ácido carbônico, o qual reage lentamente com o cálcio e com o magnésio da crosta terrestre, formando os carbonatos (Correia 2009).

Os carbonatos de cálcio podem também ser levados aos oceanos através dos processos de erosão de rochas continentais e carreados pelos rios que deságuam no mar. No ambiente marinho, os carbonatos de cálcio podem ser assimilados por organismos planctônicos, especialmente os foraminíferos, tornando-se parte constituinte destes que, ao morrerem, são depositados no fundo oceânico. De acordo com Le e Schoonmaker (2003), a quantidade total de CaCO_3 nos oceanos é aproximadamente 50 vezes maior que na atmosfera e metade da dissolução total de CaCO_3 ocorre nos sedimentos de mar profundo.

No ambiente marinho o CaCO_3 sofre o processo de dissolução, no qual 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 de cálcio 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).

Na borda da Plataforma Continental Externa do Amazonas na porção do Talude Superior as camadas de topo são compostas por sedimentos heterogêneos, provindos que são produto de complexas de misturas pós-deposicionais (Santos 1972).

Estudos desenvolvidos por Milimann *et al.* (1979) indicam que os sedimentos predominantes na Plataforma Continental do Amazonas possuem o teor de CaCO_3 inferior a 30%, e que a quantidade de CaCO_3 nos sedimentos desta região aumenta nitidamente próximo a quebra do Talude Continental do Amazonas. Ainda segundo estes autores, a concentração do CaCO_3 na cobertura sedimentar da Plataforma Continental do Amazonas está relacionada a granulometria e a distância que esses sedimentos se encontram da linha de costa. No talude continental, esses teores podem estar associados à presença dos organismos bentônicos (Tinoco, 1959).

O CaCO_3 presente nos sedimentos marinhos é composto predominantemente pelas partes duras de organismos formadores de carapaça (Rühleman *et al.*, 1999), a produção de CaCO_3 no talude continental se dá quase que exclusivamente por organismos planctônicos como cocolitoforídeos e foraminíferos. Em torno de 95% do carbono de cálcio presente nas águas oceânicas é transferido para os sedimentos, na forma de CaCO_3 , através da decantação dos esqueletos dos mesmos organismos. Esses esqueletos são produzidos nas águas superficiais, afundando na coluna d'água até alcançar o substrato oceânico (Brummer & Van Eijden 1992).

A Facie lamosa é composta pelos sedimentos finos oriundos do rio Amazonas, dominando a plataforma e o talude continental. Otamma (1959) foi o primeiro a identificar uma fase de lama adjacente à foz do Rio Amazonas, sugerindo tratar-se de uma “zona de deposição brusca de sedimentos em suspensão trazidos pelo rio, formando lama argilosa fluida com baixo teor de carbonato de cálcio.”

O testemunho ANP-S85 foi recuperado a uma profundidade rasa e a uma distância menor da linha de costa. Para este testemunho, os teores de CaCO_3 alcançaram máximo de 3,38%. O testemunho ANP-S104, o mesmo foi recuperado mais distante da linha de costa e em maior profundidade, alcançado máximo de 4,10% de teor de CaCO_3 no topo do testemunho. Ambos testemunhos são compostos de lama terrígena. sendo classificados como sedimentos litoclásticos.

Segundo Knoppers *et al.* (1999), os menores teores de CaCO_3 presente nos sedimentos marinhos, apresenta maior influência continental. O que está de acordo para o testemunho mais próximo a linha de costa (ANP-S85) o valor médio de CaCO_3 foi de 1,73%, menor em relação

ao testemunho mais afastado da costa (ANP-S104) que teve um valor médio de CaCO_3 de 1,89%.

De acordo com Saliot (1994), a sedimentação de carbonatos de cálcio é produzida por organismos marinhos. As maiores concentrações obtidas no testemunho ANP-S104 devem-se ao acúmulo de fragmentos de conchas e carapaças de gastrópodes presente nas seções dos testemunhos, que apresentam alto teor de CaCO_3 , as maiores taxas de CaCO_3 estavam presentes próximas as últimas seções do testemunho (32, 34 e 36) no sentido topo-base, associados a sedimentos com a granulometria silte grosso. As variações das taxas de CaCO_3 ao longo do testemunho podem ser decorrentes das oscilações dos níveis de marés que carregam sedimentos carbonáticos oriundos da plataforma continental e através dos processos de organismos que fixam o CaCO_3 dissolvido na água para desenvolver seus processos de calcificação.

Em relação aos menores valores de carbonato de cálcio encontrados no testemunho ANP-S85 associado a sua proximidade da linha de costa e pela profundidade ser mais rasa. Segundo Almeida (2014), esta é considerada uma área de mais alta energia, possivelmente devido a correntes de turbidez que podem despejar sedimentos siliciclásticos, tornando este local menos propício a origem e preservação dos sedimentos bioclásticos, dada a uma maior dificuldade na precipitação dos íons de CaCO_3 em suas proximidades. A quantidade de CaCO_3 em sedimentos é inversamente proporcional ao conteúdo em carbono de origem continental, isso ocorre pelo fato de a introdução de sedimentos continentais inibir a precipitação de carbonato (Paropkari *et al.* 1991).

Segundo Vasconcelos (2018), na área do talude continental 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 continental são decorrentes das oscilações de maré, que carregam sedimentos bioclásticos oriundos da plataforma continental para o talude.

Knoppers *et al.* (1999) atribuíram 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.

12.4 FONTE DOS SEDIMENTOS DO TALUDE CONTINENTAL DA FOZ DO AMAZONAS.

Os sedimentos presentes no talude continental da foz do Amazonas podem ter duas possíveis fontes:

- a) Fontes externas como rochas terrígenas desintegradas por intemperismo, ou desgaste químico e/ou mecânico, transportadas para o oceano pela ação do gelo, pelos rios, ou pelo vento.

Os rios são as principais fontes de sedimentos para o oceano. As classes dos sedimentos mais grosseiros em sua grande parte ficam retidos junto à região costeira como como cascalhos e areias. Porém, transportes em massa como correntes de turbidez retrabalham os sedimentos que são capazes de transportar gigantescos volumes de clásticos por dezenas a centenas de quilômetros da costa até regiões mais externas, como talude continental.

A maioria do material depositado no talude continental passa pela plataforma continental, a maioria dos sedimentos transportada em suspensão é derivada em parte das regiões andinas montanhosas (cerca de 90%) e, em parte, do intemperismo na Bacia Amazônica. Os andes possuem uma alta sensibilidade aos processos de intemperismo em comparação com áreas sedimentares. De fato, em áreas como os Andes, declives altos e erosão física favorecem o contato entre os minerais sensíveis aos processos de intemperismo (carbonatos, evaporitos e silicatos primários) (Moquet 2016).

- b) Fontes internas: material produzido por organismos e em menor escala, precipitação geoquímica e bioquímica de sólidos.

A grande quantidade de lama terrígena, e valores relativamente baixos para carbonato indicam um ambiente com aporte de siliclásticos significativo, que podem ser oriundos tanto da bacia do Amazonas quanto dos rios adjacentes.

A alternância de material arenoso com os sedimentos lamosos no testemunho pode representar variação das condições energéticas do ambiente, provavelmente causadas por eventos esporádicos de alta energia que devem influenciar a região, ou a intensidade hidrodinâmica, que pode ser um dos fatores responsáveis por essas diferenças entre as camadas sedimentares durante a sedimentação. Como em um estudo feito por Kuehl *et al.* (1986), onde encontraram no estuário do rio Sucuriju nas proximidades da foz do rio Amazonas estruturas laminares que consistiam em camadas intercaladas por fácies lamosas e arenosas

13 CONCLUSÃO

O presente estudo à nível de Conclusão de Curso é de importante contribuição para o conhecimento dos processos sedimentares ocorrentes no talude continental da foz do Amazonas. O trabalho foi sustentado a partir de testemunhos coletados via *piston corer*. A partir dos dados coletados em campo e analisados em laboratório foi possível chegar às seguintes conclusões relativas à sua sedimentação.

Os testemunhos apresentaram sedimentos litoclásticos lamoso, os maiores valores de frações granulométricas foram para o silte que abrangeu mais de 80% das amostras totais analisadas. Quanto aos parâmetros estatísticos, não houve variação no grau de seleção em ambos testemunhos predominou muito pobremente selecionado, enquanto que a curtose em ambos os testemunhos predominou platicúrtica e apenas uma seção com muito platicúrtica e a assimetria foi classificada predominante como aproximadamente simétrica e apenas uma seção como negativa.

Quanto ao conteúdo de matéria orgânica, os valores médios foram de 0,04% e 0,06% para os testemunhos ANP-S85 e ANP-S104, respectivamente. Ao longo dos testemunhos foi notável uma mudança de padrão. No testemunho ANP-S104, o teor de M.O. se mostrou acima de 0,4% em quase todas as seções com picos menores nas seções 18 e 20 já no testemunho ANP-S85, ocorreram variações nas seções ao longo de todo testemunho, sendo os maiores valores na sua base. A variação do valor médio de M.O. entre os dois testemunhos gerou uma discordância para os padrões esperados de acordo com outros trabalhos nesta região. Tal discordância provavelmente deve ter sido gerada por algum deslizamento de depósito sedimentar da plataforma continental no talude, sendo comum tal fenômeno, pois a região é caracterizada por episódios de megadeslizamentos.

Em relação às taxas de CaCO_3 , obteve-se resultado satisfatório e manteve-se no padrão esperado, inferior a 30% para a o talude continental. De acordo com Knoppers *et al.* (1999), valores mais altos para sedimentos é observado quanto maior a influência continental onde, no testemunho mais próximo a linha de costa e menor profundidade (ANP-S85) o valor médio de CaCO_3 foi de 1,73%, e no testemunho mais afastado da costa e em maior profundidade (ANP-S104) o valor médio de CaCO_3 foi de 1,89%.

A origem dos sedimentos está relacionada principalmente com o aporte sedimentar do rio Amazonas para a região oceânica, evidenciado pela alta concentração de material em suspensão na plataforma continental e talude continental. Outra possível fonte de sedimentos são as das

regiões andinas onde possui alta sensibilidade aos processos de intemperismo, fazendo com que esses sedimentos sejam transportados e depositados o talude continental.

De forma geral, os sedimentos apresentaram características de origem continental que foi sujeita a condições energéticas muito altas, observadas através do diagrama de Pejrup (1988). A distribuição textural e granulométrica dos sedimentos está condicionada aos processos atuantes sobre os mesmos, desde o transporte a deposição. O material terrígeno, de origem continental, é transportado do continente para a plataforma continental e da plataforma para o talude continental por fluxos de gravidade, ou de sistemas estuarinos adjacentes sendo necessária a análise mais detalhada dos sedimentos para afirmar de forma segura a proveniência dos sedimentos do talude continental.

REFERENCIAS

- Almeida B.T., Nunes J., Rocha P. 2006. Caracterização e distribuição de carga sedimentar do leito do ribeirão Palmito em Três Lagoas (MS). *In: IAG, 6º Simpósio Nacional de Geomorfologia e Regional Conference on Geomorphology. [Anais...]*, Goiânia, 12 p.
- Almeida N.M.D. 2014. *Caracterização e análise do talude continental adjacente à bacia potiguar, NE Brasil*. MS Dissertation. Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 110 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.
- Aufdenkampe A.K., Hedges J.I., Richey J.E., Krusche A.V., Llerena, C.A. 2001. Sorptive Fractionation of Dissolved Organic Nitrogen and Amino Acids Onto Fine Sediments within the Amazon Basin. *Limnology and Oceanography*, **46** (8):1921-1935.
- Barros E. L. 2014. *Caracterização faciológica da plataforma continental interna de Icapuí, Ceará*. MS Dissertation. Instituto de Ciências do Mar, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 107 p.
- 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 América, **282** (1): 451-473.
- Brandão J.A.S.L & Feijó F.J. 1994. Bacia da foz do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **8** (1):91-99.
- Brummer G.J.A. & Van Eijden A.J.M. 1992. "Blue ocean" paleoproductivity estimates from pelagic carbonate mass accumulation rates. *Marine Micropaleontology*, **19** (1-2):99-117.
- Bruno G. 1987. *Argilocinese no Cone do Amazonas*. MS Dissertation, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 103 p.
- Baisch P.R.M. 1994. *Les oligo-elements metalliques du systeme fluvio-lagunaire dos Patos (BRÉSIL) – Flux Devenir*. PhD Thesis, Université de Bordeaux, Bordeaux, 229 p.
- 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** (3-4):235-257.

- Camargo F.A.O., Santos G.A., Guerra J.G.M. 1999. Macromoléculas e substâncias húmicas. *In: Santos G.A., Camargo F.A.O. (ed.). Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais e subtropicais.* Porto Alegre, Gênese, p. 27-39.
- Camargo M.G. 2006. Sysgran: um sistema de código aberto para análises granulométricas de sedimentos. *Revista Brasileira de Geociências*, **36** (2):371-378.
- Carlotto M.A. 2006. *Análise estratigráfica dos fluxos gravitacionais da formação Maracangalha no campo de Jacuípe, Bacia do Recôncavo, Brasil.* MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 128 p.
- Carvalho G. C. R. D. 2008. *Interpretação sísmica e modelagem física do cone do Amazonas, Bacia da Foz do Amazonas, margem equatorial brasileira.* MS Dissertation, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal do Rio Preto, Ouro Preto, 119 p.
- Carvalho N. O. (ed.). 1994. *Hidrossedimentologia prática.* Rio de Janeiro, CPRM, 372 p.
- Corrêa I.C.S. & Weschenfelder J. 2015. Fisiografia do fundo oceânico. *In: Castello J.P. & Krug L.C. (ed.). Introdução às ciências do mar.* Brasil, Pelotas, p. 44-57.
- Costa M.S. 2014. *Aporte hídrico e de material particulado em suspensão para a baía do Marajó: Contribuições dos Rios Jacaré Grande, Pará e Tocantins.* MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 83 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,DF, 75 p.
- Cunha S.B. & Guerra A.J.T. (ed.). 2001. *Geomorfologia do Brasil.* Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, 235p.
- D'Ávila R.S.F., Arienti L.M., Aragão M.A.N.F., Vesely F.F., Santos S.F., Voelcker H.E., Viana A.R., Kowsmann R.O. Moreira J.L.P., Coura A.P.P., Paim P.S.G., Matos R.S., Machado L.C.R. 2008. Ambientes Marinhos Profundos *In: Silva A.J.C.L.P., Aragão M.A.N.F., Magalhães A.J.C. (ed.). Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil.* p 244-303.
- Damuth J.E. & Emebley R.W. 1981. Mass-transport processes on Amazon Cone: western equatorial Atlantic. *AAPG Bulletin*, **65** (4):629-643.
- Damuth J.E., Kolla V., Flood R.D., Kowsmann R.O., Monteiro M.C., Gorini M.A., Palma J.J.C., Belderson R.H. 1983. Distributary channel meandering and bifurcation patterns on Amazon deep-sea fan as revealed by long-range side-scan sonar (GLORIA). *Geology*, **11** (2):94-98.
- Damuth J.E. & Kumar M. 1975. Amazon Cone: Morphology, Sediments, Age and Growth Pattern. *Geological Society of America Bulletin*, **86** (6):863-878.
- Dias J.A.A. 2004. A análise sedimentar e o conhecimento dos sistemas marinhos (Uma Introdução à Oceanografia Geológica). Disponível em: http://w3.ualg.pt/jdias/JAD/eb_Sediment.html. Acesso em: 20 mai. 2019.

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.

Dinis P. & Castilho A. 2014. Assinatura granulométrica como indicador da proveniência: potencialidades e limitações. In: Dinis P., Gomes A., Rodrigues S.M. (eds.). *Proveniência de materiais geológicos: abordagens sobre o Quaternário de Portugal*. Associação Portuguesa para o Estudo do Quaternário, APEQ, p. 1-18.

Dott R.H. 1963. Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *AAPG Bulletin*, **47** (1):104-128.

Duane D.B. 1964. Significance of skewness in recent sediments, western Pamlico Sound, North Carolina. *Journal of Sedimentary Petrology*, Oklahoma, **34** (2):864-874.

Figueiredo J.J.P., Zalán P.V., Soares E.F. 2007. Bacia da Foz do Amazonas. *Boletim Geociência Petrobras*, **15** (2):299- 309.

Filizola N., Guyot J. L., Molinier M., Guimarães V., Oliveira E.D., Freitas M.A. 2002. Caracterização hidrológica da bacia Amazônica. In: Rivas A.A.F. & Freitas C.E.C. (ed.). *Amazônia: Uma Perspectiva Interdisciplinar*. 270 p.

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.

Folk R.L. & Ward W.C. 1957. Brazos River Bar: A Study in the Significance of Grain-Size Parameters. *Journal of Sedimentary Research*, **27** (1):3-26.

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*, **2** (1):38-50.

Galloway W.E. 1998. Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems: component facies, stratigraphic architecture and classification. *AAPG bulletin*, **82** (4):569-595.

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., Beardsley R.C., Lentz S.J., Candela J., Limeburner R., Johns B.M., Castro B.M., Soares I.D. 1996. Physical oceanography of the Amazon shelf. *Continental Shelf Research*, **16** (5-6):575-616.

Góes M. 2001. *Circulação no Atlântico Tropical para Eventos Extremos*. MS Dissertation. Instituto Oceanográfico da USP, São Paulo. 87 p

Griep G.H. 2011. Instrumentação Oceanográfica. In: Castello J. P. & Krug L. C. (ed.). *Introdução às ciências do mar*. Brasil, Pelotas, p. 578-580.

Grodsky S.A., Reverdin G., Carton J.A., Coles V.J. 2014. Year-to-year salinity changes in the Amazon plume: Contrasting 2011 and 2012 Aquarius/SACD and SMOS satellite data. *Remote Sensing of Environment*, **140**:14-22.

Gross M.D. 1971. Carbon determination. In: Carver R.E. (ed.) *Procedures in sedimentary petrology*, Wiley-Interscience, p. 573-596.

Grossmann G.S. 2002. *Processamento e interpretação de dados sísmicos de parasound no delta submarino do Amazonas*. MS Dissertation. Instituto de Geociências, Departamento de Geologia Universidade Federal Fluminense, Rio de Janeiro, Niterói, 78 p.

Gurgel A.R.C. 2015. *Ressonância da Onda de Maré na Plataforma Continental Amazônica*. MS Dissertation. Departamento de Física, Universidade Federal Rural De Pernambuco, Recife, 94 p.

Hedges J.I. & Keil R.G. 1995. Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis. *Marine chemistry*, **49** (3):81-115.

Hedges J.I. & Prahl F.G. 1993. Early diagenesis: consequences for applications of molecular biomarkers. In: *Organic Geochemistry - Principles and Applications*. Engel M. H. e Macko S. A. (eds.). New York: Plenum Press, p 861.

Heezen B.C., Tharp M., Ewing M. (ed.). 1959. *The floor of the oceans, I: The North Atlantic*. New York. Geological Society of America. Special Paper, 122 p.

Jeck I.K, Alberoni A.A.L., Torres L.C., Gorini M.A. 2005. Base do Talude na Região do Cone Do Amazonas. *Centro Hidrográfico da Marinha do Brasil*. 5 p.

Johns W.E., Lee T.N., Beardsley R.C., Candela J., Limeburner R., Castro B., 1998. Annual Cycle and Variability of the North Brazil Current. *Journal of Physical Oceanography*, **28** (1):103-128.

Junk W. J. 1997. General aspects of floodplain ecology with special reference to amazonian floodplains. In: Junk W.J. (ed.). *The Central Amazon floodplain: ecology of a pulsing system*, Berlin, Springer, p 3-20.

Knoppers B., Ekau W., Figueiredo A.G. 1999. The coast and shelf of east and northeast Brazil and material transport. *Geo-Marine Letters*, **19** (3):171-178.

Köppen E. 1977. Classificação climática de Köppen-Geiger. Disponível em: https://portais.ufg.br/up/68/o/Classifica___o_Clim__tica_Koppen.pdf. Acesso em: 14 de jun. 2019.

Kralik M. 1999. A rapid procedure for environmental sampling and evaluation of polluted sediments. *Applied Geochemistry*, **14** (6): 807-816.

Kuehl S.A., DeMaster D.J., Nittrouer C. A. 1986. Nature of sediment accumulation on the Amazon continental shelf. *Continental Shelf Research*, **6** (1-2): 209-225.

Larsonneur C. 1977. La cartographie des dépôts meubles sur Le plateau continental français: méthode mise au point et utilisée en manche. *Journal de Recherches Océanographiques*, **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: Oceans*, **100** (C2):2355-2375.
- Le Y. H. & Schoonmaker J. E. 2003. Chemical Composition and mineralogy of Marine Sediments. *Ed Fred T. Mackenzie*, **7** (7):1-35.
- Lisitzin A. P. 1972. Sedimentation in the world ocean. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, **17**: 218.
- Mascarenhas A.C., Gomes G.S., Lima A.P., Silva H.K., Santana L.S., Rosário R.P., Rollnic M. 2016. Seasonal variations of the Amazon River plume with focus on the eastern sector. *Journal of Coastal Research*, **75** (sp1):532-537.
- Mash H., Westerhoff P. K., Baker L. A., Nieman R. A., Nguyen M. L. 2004. Dissolved organic matter in Arizona reservoirs: assessment of carbonaceous sources. *Organic Geochemistry*. **35** (7):1-13.
- Maurice-Bourgoin L., Bonnet M.-P., Martinez J.M., Kosuth P., Cochonneau G., Moreira-Turcq P., Guyot J.-L., Vauchel P., Filizola N., Seyler P. 2007. Temporal dynamics of water and sediment exchanges between the Curuaí floodplain and the Amazon River, Brazil. *Journal of Hydrology*, **335** (1-2):140-156.
- Millimann J.D. 1979. Morphology and structure of Amazon upper continental margin. *AAPG Bulletin*, **63** (6):934-950.
- Molinas E. 2014. *Dinâmica da frente salina e residuais de velocidade na plataforma continental interna amazônica*. MS Dissertation, COPPE, Universidade Federal do Rio De Janeiro, Rio de Janeiro, 107 p.
- Moquet J.S., Guyot J.L., Crave A., Viers J., Filizola N., Martinez J.M., Noriega L. 2016. Amazon River dissolved load: temporal dynamics and annual budget from the Andes to the ocean. *Environmental Science and Pollution Research*, **23** (12):11405-11429.
- Moraes S.O.C. 2011. *Caracterização da corrente Norte do Brasil na região da retroflexão*. MS Dissertation, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 81 p.
- Moreira-Turcq P., Jouanneau J.M., Turcq B., Seyler P., Weber O., Guyot J.L. 2004. Carbon sedimentation at Lago Grande de Curuai, a floodplain lake in the low Amazon region: insights into sedimentation rates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **214** (1-2):27-40.
- Mulder T. 2011. Developments in Sedimentology. Gravity Processes and Deposits on Continental Slope, Rise and Abyssal Plains, *Developments in Sedimentology*. **63**:25-148.
- Neto J.A.B., Ponzi V.R.A., Sichel S.E. (ed.). 2004. *Introdução à geologia marinha*. Rio de Janeiro, Editora Interciência, 279 p.
- Nittrouer C.A., Sharar, M.T., DeMaster D.J. 1983. Variations of sediment texture on the Amazon continental shelf. *Journal of Sedimentary Research*, **53** (1):179-191.

Nizoli E.C. & Luiz-Silva W. 2009. O papel dos sulfetos volatilizados por acidificação no controle do potencial de biodisponibilidade de metais em sedimentos contaminados de um estuário tropical, no sudeste do Brasil. *Sociedade Brasileira de Química*, São Paulo, **32** (2):365-372.

Oliveira M.E.T. 1996. *Análise sismoestratigráfica da plataforma rasa da bacia da foz do Amazonas, Mesomioceno a Plioceno*. MS Dissertation. Departamento de Geologia, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 149 p.

Paiva J.B.D. 2001. Métodos de cálculo do transporte de sedimentos em rios. In: Paiva J.B.D. *Hidrologia aplicada a gestão de pequenas bacias hidrográficas*. Porto Alegre, ABRH, p 313-364.

Paytan A. 2006. Ocean paleoproductivity. In: Gornitz V. (ed.). *Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments*. Nova York, p. 644–651.

Pejrup M. 1988. The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: a new approach. In: Boer P.L., Van Gelder A., Nio S.D. (ed). *Tide-influenced sedimentary environments and facies*. D.Reidel, Dordrecht. p. 289-300.

Pereira S.B., Lima W.N., El-Robrini M. 2001. Natureza geoquímica da matéria orgânica transportada para a foz do Rio Amazonas (Brasil, Região Norte). *Programa REVIZEE. Portugal*. p. 73-74.

Piper D.J.W., Pirmez C, Manley P.L., Long D, Flood R.D, Normark W.R. 1997. Mass-transport deposits of the Amazon Fan. In: Flood R.D, Piper D.J.W, Klaus A., Peterson L.C (eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **155**:109–143.

Ponçano W.L. 1986. Sobre a interpretação ambiental de parâmetros estatísticos granulométricos: exemplos de sedimentos quaternários da costa brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, **16** (2):157-170.

Press F., Siever R., Crotzinger J., Jordan T.H. 2006. *Para entender a terra*. São Paulo, Bookman. v. 16, 656 p

Prestes Y, O. 2016. *Interações físicas entre o estuário do Rio Pará e a Plataforma Continental no norte do Brasil*. MS Dissertation. Departamento de Oceanografia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 122 p.

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.

Rühleman C., Müller P.J., Seider 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*. Springer-Verlag. Berlim Heidelberg, p. 315-344.

Saliot A. 1994. Biogéochimie organique marine. *Cours d'Océanographie Européens*, **1**: 20p.

- Salisbury J., Vandemark D., Campbell J., Hunt C., Wisser D., Reul N., Chapron B. 2011. Spatial and temporal coherence between Amazon River discharge, salinity, and light absorption by colored organic carbon in western tropical Atlantic surface waters. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **116** (C7):01-14.
- Santos M.E.C.M. 1972. Paleogeografia do Quaternário Superior na Plataforma Continental Norte Brasileira. In: 26º Congresso Brasileiro de Geologia, [Anais...], Belém, 2:267- 85.
- Schmiegelow J. M. M. 2004. *O planeta azul: uma introdução as Ciências Marinhas*. Rio de Janeiro, Interciência, 206 p.
- Shanmugam G. 2016. Slides, slumps, debris flows, turbidity currents, and bottom currents. *Earth Systems and Environmental Sciences*. 88p.
- Shanmugam G. & Moiola R.J. 1994. An unconventional model for the deep-water sandstones of the Jackfork Group (Pennsylvanian). Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma. In: Weimer P., Bouma A.H., Perkins R.F. (eds.). *Submarine Fans and Turbidite Systems: Gulf Coast Section SEPM Foundation 15th Annual Research Conference*, Houston, p 311- 326.
- Shepard F.P. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay Ratios. *Journal of Sedimentary Petrology*, **24** (3):151–138.
- Silva A.D., Santos M.D.L.S., Araujo M.C., Bourlès B. 2009. Observações hidrológicas e resultados de modelagem no espalhamento sazonal e espacial da pluma de água Amazônica. *Acta Amazon*, **39**:361-370.
- Silveira I.C.A., Miranda L.B., Brown W.S. 1994. On the origins of the North Brazil Current. *Journal of Geophysical Research*, **99** (C11):22501-22512.
- Silveira I.C.A., Schmidt A.C.K., Campos E.J.D., Godoi S.S., Ikeda Y. 2000. A corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *Revista Brasileira de Oceanografia*, **48** (2):171-183.
- Sistema de Informação Aplicado ao Sistema de Gestão Ambiental (SISGA). Disponível em: <http://www2.inf.furb.br/sisga/educacao/ensino/mapaClima.php>. Acessado em: 13 jun. 2019.
- Sohn Y.K. 2000. Depositional Processes of Submarine Debris Flows in the Miocene Fan Deltas Pohang Basin, SE Korea with Special Reference to Floe Transformation, *Journal Sedimentary Research*, **70** (3):491-503.
- Souza D.C.C. 2010. *Caracterização morfológica e sedimentar do talude continental (foz do Amazonas)*. MS Dissertation, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 102 p.
- Stevenson F.J. 1994. (ed.). *Humus chemistry: genesis, composition, reactions*. New York: John Wiley e Sons, 496 p.
- 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.
- Suguio K. (ed.). 1973. *Introdução à sedimentologia*. São Paulo, Edgard Blücher, 317 p.

- Suguio K. (ed.). 2003. *Geologia sedimentar*. São Paulo, Edgard Blücher, 400 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., Taioli F. (org.). *Decifrando a terra*. São Paulo: O. Textos. 557 p.
- Tinoco I.D.M. 1959. Classificação sistemática dos foraminíferos dos testemunhos de sondagens submarinhas recolhidas pelo NE Almirante Saldanha na embocadura do Rio Amazonas. *Trab. Inst. Biol. Marit. Oceanogr. Recife*, **1** (1):107-112.
- Torres A.M. 1997. Sedimentology of the Amazon mouth: north and south channel, Brazil. *Berichte-Reports*, **82**:145.
- 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.
- Vesely F.F. 2007. Sistemas subaquosos alimentados por fluxos hiperpicnais glaciogênicos: modelo deposicional para arenitos do Grupo Itararé, Permocarbonífero da Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15** (1):7-25.
- Wicander R. & Monroe J.S. (ed.). 2009. *Fundamentos de Geologia*. São Paulo. Cengage Learning. 510 p.
- Zalan P.V., Shaw J.H., Connors C., Supp J. 2005. End members of gravitational fold and thrust belts (GFTBs) in the deep waters of Brazil. *An AAPG Seismic Atlas: AAPG Studies in Geology*, **53**:147-156.
- Zemba J.C. 1991. *The structure and transport of the Brazil Current between 27° and 36° South*. PhD Thesis, Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution, Massachusetts, 160 p.