



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

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO – TCC

**ESTUDO GEOLÓGICO DOS SEDIMENTOS DO TALUDE
CONTINENTAL SUPERIOR DO PARÁ-MARANHÃO**

**Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:
RAFAELA CRISTINY BARBOSA CAMPOS**

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

**BELÉM – PA
2017**



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

**ESTUDO GEOLÓGICO DOS SEDIMENTOS DO TALUDE
CONTINENTAL SUPERIOR DO PARÁ-MARANHÃO**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:

NOME RAFAELA CRISTINY BARBOSA CAMPOS

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

**BELÉM – PA
2017**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

Campos, Rafaela Cristiny Barbosa, 1993-

Estudo geológico dos sedimentos do Talude Continental Superior do
Pará-Maranhão/ Rafaela Cristiny Barbosa Campos. – 2017.

xii, 56 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Maâmar El-Robrini/

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Universidade Federal
do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Oceanografia, Belém,
2017.

1.Sedimentos marinhos. 2. Sedimentos - análises. 3. Bacias
sedimentares. I. Título.

CDD 22. ed. 551.304



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

**ESTUDO GEOLÓGICO DOS SEDIMENTOS DO TALUDE
CONTINENTAL SUPERIOR DO PARÁ-MARANHÃO**

**Trabalho de conclusão de curso apresentado por:
RAFAELA CRISTINY BARBOSA CAMPOS**

Como requisito para à obtenção do Grau de Bacharel em oceanografia

Data da Aprovação: 07/04/2017
Banca Examinadora:

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

Prof. Leilane Almeida Ranieri - Membro
(Doutora. em Geologia Costeira/ UFPA)

Prof. Maria de Lourdes Sousa Santos - Membro
(Doutora. em Oceanografia Química - UFPA)

À minha mãe Maria de Nazaré Barbosa e
Ao meu pai Antônio Guilherme Soares Campos
Dedico.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus pela minha vida, e por ter permitido que esse trabalho acontecesse.

À minha mãe pela compreensão, apoio, suporte emocional e incentivo nas minhas decisões e ao longo de todo meu percurso na faculdade como profissional e como pessoa.

Ao meu pai por todo o suporte financeiro, profissional e emocional durante minha graduação.

Ao meu orientador Maamar El-Robrini pelas oportunidades de trabalho e conhecimento transpassado.

Ao Instituto de geociências da UFPA pelas estruturas e oportunidades oferecidas.

À Agência Nacional de petróleo (ANP) pela cessão dos testemunhos utilizados neste trabalho.

À toda equipe de professores que compõe o corpo de professores da Faculdade de Oceanografia da UFPA por todo o conhecimento transferido.

Aos meus amigos de laboratório, Rodrigo, Taynan e Marcus pelos momentos de descontração e companheirismo.

Aos meus amigos Augusto pelas discussões sempre proveitosas e pela ajuda nas análises e Paulo Vitor por toda a ajuda e sugestões referentes ao trabalho.

À Pamela Lima pela ajuda imprescindível na formatação do texto, assim como pela compreensão e trocas de ideia nos momentos difíceis.

À todos meus amigos que me incentivaram a continuar perseverante nos piores momentos.

RESUMO

O trabalho objetiva analisar as principais características dos sedimentos do talude continental superior, no limite dos estados do Pará e Maranhão. Foram analisados dois testemunhos do tipo piston corer, obtendo-se dados de teores de carbonato, de matéria orgânica, parâmetros granulométricos, além de perfis estratigráficos. Os resultados mostram sedimentos lamosos, dominados pela fração silte (69% no testemunho T61 e 89% no testemunho T62), com menores valores de argila (23% no testemunho T61 e 10% no testemunho T62) e areia (8% no testemunho T61 e 6% no testemunho T62). Os valores de carbonato apresentaram média de 30% no testemunho T61, e 6% no testemunho T62. Já teores de matéria orgânica variaram de 0% a 90% no T61 e de 1% a 40% no T62. Os teores de carbonato e lama possibilitaram a obtenção de três fácies distintas. A análise possibilitou inferir que os sedimentos do talude continental do Pará-Maranhão foram submetidos à hidrodinâmica relativamente alta, de origem continental, podendo ser provenientes tanto da bacia Amazônia quanto dos rios adjacentes.

Palavras-chave: Análise Sedimentológica. Piston Corer. Talude Continental. Pará-Maranhão.

ABSTRACT

This work aims to analyze the main characteristics of sediments from the upper continental slope, off the border of the states of Pará and Maranhão. Two Piston core type samples were analyzed, obtaining data of carbonate, organic matter, granulometric parameters, and stratigraphic profiles. The results showed that the silt fraction dominated by silt fraction (69% in T61 and 89% in T62), with lower values of clay (23% in T61 and 10% in T62) and sand (8% in T61 and 6% in the T62 titer). The carbonate values presented a mean of 30% in the T61 titer, and 6% in the T62 titer. The levels of carbonate and mud made it possible to obtain three different facies. The analysis made it possible to infer that the sediments from the Pará-Maranhão continental slope were submitted to relatively high hydrodynamics of continental origin. Those sediments might have come from both the Amazon basin as well as from the adjacent rivers.

Keywords: Sedimentological Analysis. Piston Corer. Continental Slope. Pará-Maranhão

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 01 - Classificação de movimentos de talude continental e processos	05
Figura 02 - Fotografia do testemunho que mostra a alternância de camadas de dobramentos e de camadas não deformadas do tipo <i>slump</i>	06
Figura 03 - Resumo das características associadas aos <i>slumps</i> observados em testemunhos e afloramentos.....	07
Figura 04 - Mapa de localização das estações de amostragem no talude continental do Pará-Maranhão	09
Figura 05 - Mapa da margem equatorial brasileira com a localização da Bacia do Pará-Maranhão (dados batimétricos regionais do ETOPO2).....	10
Figura 06 - Classificação das bacias brasileiras	11
Figura 07 - Carta estratigráfica da Bacia do Pará-Maranhão	13
Figura 08 - Seção geológica esquemática na bacia do Pará-Maranhão	15
Figura 09 - Eventos distensivos na margem Equatorial do Brasil, A) primeiro evento (Neotriássico-Eojurássico); B) segundo evento (Pré-Barremiano a Albiano) e C) terceiro evento (Albiano)	16
Figura 10 - Mapa ilustrando as ocorrências de movimentos de transporte de massa e megadeslizamentos	20
Figura 11 - Perfil morfológico e seção de sísmica de reflexão (em tempo) no talude continental SE da Bacia da Foz do Amazonas, adjacente ao Leque Submarino do Amazonas.....	21
Figura 12 - Perfil de sísmica de reflexão (em tempo) ilustrando a região de cabeceira (blocos deslizados) e parte da massa alóctone que compõe a porção proximal do megadeslizamento do Pará-Maranhão, desenvolvido ao longo do talude continental SE da Bacia da Foz do Amazonas. sl = pacote sedimentar in situ parcialmente preservado.....	22

Figura 13 - Perfil de sísmica de reflexão (em tempo) ilustrando o limite lateralmente confinado do megadeslizamento do Pará-Maranhão, evidenciado pelo imbricamento de falhamentos reversos e pela formação de uma feição de crista de compressão com impacto morfológico no fundo submarino	22
Figura 14 - Perfil de sísmica de reflexão (em tempo) ilustrando o limite distal do megadeslizamento do Pará-Maranhão. Embora a superfície principal de deslizamento migre para níveis estratigráficos superiores, não se observam feições de confinamento distal (deformação da massa alóctone) ou de espriamento do depósito de massa no fundo submarino, na escala de resolução dos dados	23
Figura 15 - Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Tropical. Corrente Norte do Equatorial (CNE); Contracorrente Norte Equatorial (CCNE); Subcorrente Norte Equatorial (SCNE); Corrente Sul Equatorial norte (CSEn); Subcorrente Equatorial (SCE); Corrente Sul Equatorial central (CSEc); Subcorrente Sul Equatorial (SCSE); Contracorrente Sul Equatorial (CCSE); Corrente Sul equatorial sul (CSEs); Corrente Norte do Brasil (CNB); Corrente do Brasil (CB); Subcorrente Norte do Brasil (SCNB); Corrente da Angola (CA)	25
Figura 16 - Testemunhadores do tipo piston corer	28
Figura 17 - Esquema de coleta com testemunhador do tipo piston corer	29
Figura 18 - Ilustração do testemunho T61	33
Figura 19 - Ilustração do testemunho T62.....	34
Figura 20 - Porcentagem total das classes granulométricas em cada testemunho.	30
Figura 21 - Porcentagens das classes granulométricas por profundidade do testemunho T61	36
Figura 22 - Porcentagens das classes granulométricas por profundidade do testemunho T62.....	37

Figura 23 - Classificação de sedimentos marinhos. Em cinza, as fácies encontradas nos sedimentos dos testemunhos. L= Lama; Md = Mediana.	39
Figura 24 - Classificação de Shepard (1954) para os sedimentos dos testemunhos T61 (A) e T62 (B).	40
Figura 25 - Classificação de Pejrup de 1988 para os sedimentos dos testemunhos T61 (A) e T62 (B).	41
Figura 26 - Gráficos da concentração de matéria orgânica por profundidade em T61 e T62.....	42
Figura 27 - Gráficos da concentração de CaCO ₃ por profundidade em T61 e T62	43
Figura 28 - - Ficha técnica do Testemunho T61.....	44
Figura 29 - - Ficha técnica do Testemunho T62.....	45

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vi
ABSTRACT	vii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	viii
1 INTRODUÇÃO	01
2 OBJETIVOS	03
2.1 OBJETIVO GERAL.....	03
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	03
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	04
3.1 TALUDE CONTINENTAL.....	04
3.2 SEDIMENTAÇÃO NO TALUDE CONTINENTAL.....	04
4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	10
5 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	11
5.1 TECTÔNICA E NEOTECTÔNICA DA MARGEM ATLÂNTICA EQUATORIAL	11
5.2 GEOLOGIA	12
5.2.1 Bacia do Pará-Maranhão	12
5.2.2 Estratigrafia	14
5.2.3 Cobertura sedimentar	17
5.3 FISIOGRAFIA DA MARGEM CONTINENTAL DO PARÁ-MARANHÃO	18
5.4 CLIMA E CONDIÇÕES OCEANOGRÁFICAS	23
5.4.1 Hidrografia	24
5.4.2 Marés	24
5.4.3 Correntes	24
5.4.4 Ondas	254

5.4.5 Pluma do rio Amazonas	27
5.5 PARÂMETROS BIOLÓGICOS	27
6 MATERIAL E MÉTODOS DE INVESTIGAÇÕES	28
6.1 AMOSTRAGEM MEDIANTE O USO DO PISTON CORE	28
6.2 ANÁLISE EM LABORATÓRIO	29
6.2.1 Quantificação de matéria orgânica (MO)	30
6.2.2 Quantificação de carbonato de cálcio (CaCO_3).....	30
6.2.2 Granulometria	31
6.3 FLUXOGRAMA	31
7 RESULTADOS	33
7.1 DESCRIÇÃO FACIOLÓGICA	33
7.2 ANÁLISE TEXTURAL	36
7.2.1 Parâmetros estatísticos.....	38
7.2.2 Classificação textural e identificação de fácies	39
7.3 MATÉRIA ORGÂNICA.....	40
7.4 TEOR DE CARBONATO DE CÁLCIO (CaCO_3)	41
8 DISCUSSÃO	45
8.1 ASPECTOS GRANULOMÉTRICOS	45
8.2 MATÉRIA ORGÂNICA E CARBONATO	46
8.3 FONTE DOS SEDIMENTOS DO TALUDE CONTINENTAL SUPERIOR DO PARÁ-MARANHÃO	47
9 CONCLUSÃO	49
REFERÊNCIAS.....	50

1 INTRODUÇÃO

Os sedimentos marinhos são receptores finais de diversos compostos, com papel crucial nos ciclos biogeoquímicos, participando da remobilização, retenção e biodisponibilidade de nutrientes. Além disso, esses sedimentos fornecem um registro de sinais climáticos relativos aos últimos 200 milhões de anos (Ma) (Dale & Prego 2002, Godoi 2013).

No ambiente marinho a sedimentação é responsável por 90% do soterramento de carbono orgânico, recebendo vários tipos de compostos da coluna d'água. A matéria orgânica no registro sedimentar pode evidenciar as condições pretéritas da origem e do ambiente deposicional do sedimento, a partir do registro geoquímico orgânico (Henrich 1992, Hedges & Keil 1995). Haja vista que a quantidade de material orgânico no ambiente marinho é fortemente influenciada pela produtividade fitoplânctônica e dispersão de nutrientes, quanto maior a produtividade maior será o teor de material orgânico presente no ambiente.

O grande aporte de nutrientes e 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. (Krumbein & Pettijohn 1938, McManus 1988, Dinis & Castilho 2014).

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).

No norte do Brasil a sedimentação do talude continental é totalmente desconhecida, pois os projetos e programas: REMAC, AmasSeds, REVIZEE, REMPLAC, envolveram estudos principalmente na plataforma continental.

Diante disso, este trabalho mostra as principais características sedimentológicas e a possível fonte dos sedimentos despejados no talude continental do Pará e Maranhão.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Analisar as principais características dos sedimentos do talude continental do Pará e Maranhão.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- ❖ Avaliar as características faciológicas da sedimentação rasa do talude continental.
- ❖ Analisar a granulometria dos sedimentos do talude continental;
- ❖ Quantificar o teor de matéria orgânica dos sedimentos do talude continental;
- ❖ Quantificar o teor de carbonato de cálcio dos sedimentos do talude continental;
- ❖ Identificar a possível fonte dos sedimentos despejados no talude continental.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 TALUDE CONTINENTAL

O talude continental compreende a porção da margem continental entre o limite da plataforma continental externa até a região com abrupta queda na declividade, localizada entre 1.300 e 3.500 m. Possui gradiente superior à 1:40, largura entre 20 e 100 km, e profundidade máxima de 3.000 m. Por ser um ambiente de transição que sofre influência tanto do continente como da bacia oceânica, representa uma porção de dinâmica forte, com uma variedade estratigráfica e estrutural complexa. A quebra da plataforma continental seguido do talude continental superior é uma região de alta turbulência em comparação com áreas mais profundas. Esse fato gera entraves para a interpretação e reconhecimento desses ambientes. É uma feição que tem papel imprescindível de transporte entre a plataforma continental e o oceano profundo (Suguio 2003).

O talude continental é recortado por vales e canyons submarinos, formando canais por onde o sedimento proveniente da plataforma continental pode ser transportado para o fundo marinho. Na base dos canyons, formam-se depósitos em formato de leque constituindo os cones submarinos (Suguio 2003).

3.2 SEDIMENTAÇÃO NO TALUDE CONTINENTAL

O padrão de sedimentação no talude continental, sopé continental e bacia oceânica é controlado por processos e mecanismos distintos daqueles que atuam na plataforma continental, dentre eles pode-se destacar a dinâmica de ressedimentação, correntes de fundo, deposição pelágica e processos autigênicos (Neto *et al.* 2004).

A ressedimentação é um conjunto de processos complexos de movimentação de massa ocorrentes no talude continental. O movimento inicia a partir da perda da estabilidade no talude continental gerado pelo acentuado gradiente, elevado volume de sedimentos, sismicidade e da atividade biológica no sedimento (Neto *et al.* 2004).

As correntes de fundo possuem velocidades de fluxos capazes de erodir, remobilizar, transportar, e depositar sedimentos. A velocidade destas, varia de 10 a 20 m/s, podendo chegar até a 100 m/s quando passam por estreitas vias. Correntes de contorno são os mais importantes tipos de correntes de fundo em termos de transporte de massa, no qual fluem paralelas ao longo dos contornos na margem continental, associadas à circulação termohalina, gerando depósitos

conhecidos como contouritos. Estes depósitos são constituídos majoritariamente por material proveniente da porção superior do talude continental (granulometria fina de natureza siliclástica, vulcanoclástica ou biogênica.), que são remobilizados por correntes de contorno quando chegam no sopé continental. (Neto *et al.* 2004).

Depósitos pelágicos consistem na deposição lenta de sedimentos de granulometria muito fina (argilas e colóides) ao longo da coluna d'água que estavam inicialmente em suspensão. De acordo com a composição podem ser: a) depósitos biogênicos carbonáticos; b) depósitos biogênicos silicosos e c) depósitos de argilas terrígenas. Em algumas áreas das margens continentais e bacias oceânicas, ocorrem sedimentos clásticos terrígenos que mascaram os sedimentos biogênicos pelágicos, originando os depósitos hemipelágicos. A sedimentação hemipelágica tem sua maior distribuição ao longo de alguns taludes continentais, principalmente interdigitada por turbiditos 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 geralmente na forma de seixos ou agregados. (Neto *et al.* 2004).

Movimento de massa offshore

Movimentos de massa são muito comuns no talude continental, e podem ocorrer em várias condições. As partículas transportadas podem variar desde a argila até blocos de quilômetros de comprimento e conforme a intensidade de fluxo de transporte, as características podem variar dentro de um mesmo corpo. Shanmugam (2016) realizou uma revisão de nomenclatura e de classificação para processos de transporte de massa submarino onde 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 1).

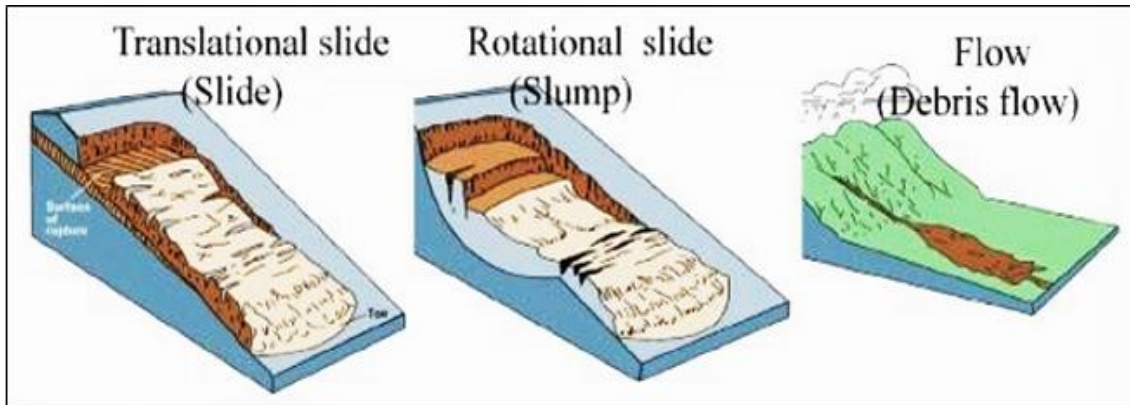


Figura 01 - Classificação de movimentos de massa no talude continental e processos.
 Fonte: Modificado de (Shanmugam 2016, Varnes 1978).

1. Deslizamentos (*Slides*) são movimentos de massa coesiva que se movem ao longo de um plano de deslizamentos, sem deformações internas. Deslizamentos representam movimento translacional, e podem percorrer centenas de quilômetros ao longo do talude continental. 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. Assim, podem ser compostos por sedimentos do tipo cascalho a lama (Shanmugam 2016).
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 (Figura 2), acamamento caótico em fácies heterolíticas, injeções de areia associadas (Figura 3), geometria lenticular a forma de folha com espessuras irregulares, inclinação íngreme e camadas truncadas (Shanmugam 2016).

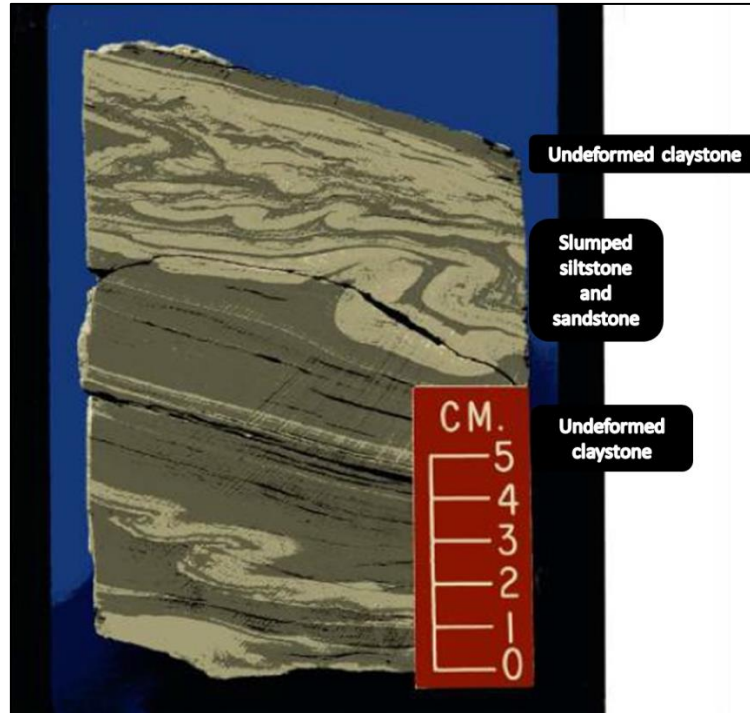


Figura 02 - Fotografia do testemunho que mostra a alternância de camadas de dobramentos e não deformadas do tipo *slump*.
Fonte: Modificado de (Shanmugam 2016).

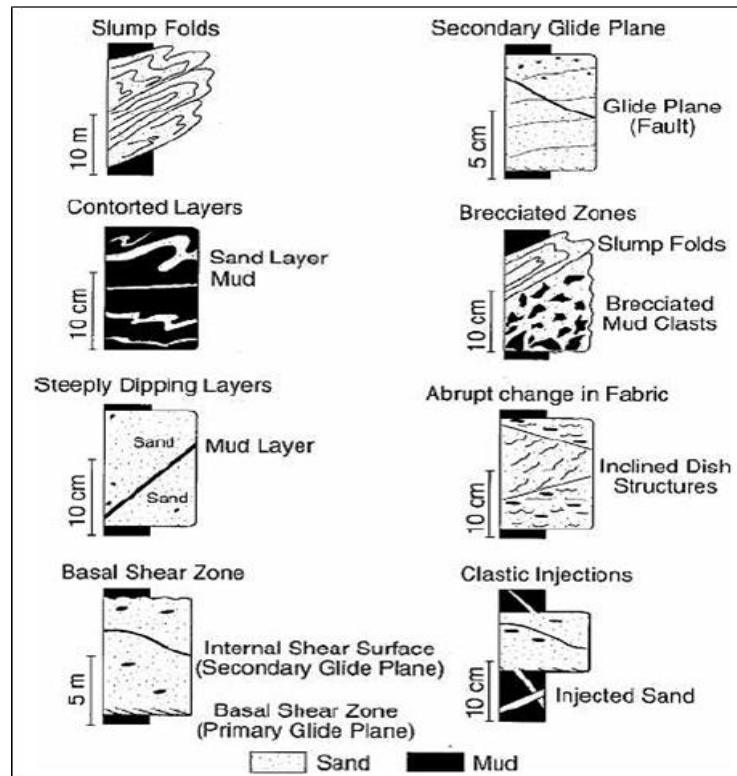


Figura 03 - Resumo das características associadas aos *slumps* observados em testemunhos e afloramentos. Fonte: Modificado de (Shanmugam 2016).

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. Os fluxos de detritos podem ser ricos em lama, e em areia ou misturados. 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).

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 (*turbidity currents*) 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 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).

4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de coleta dos dados está situada no talude superior da costa dos estados do Pará e Maranhão (Figura 4).

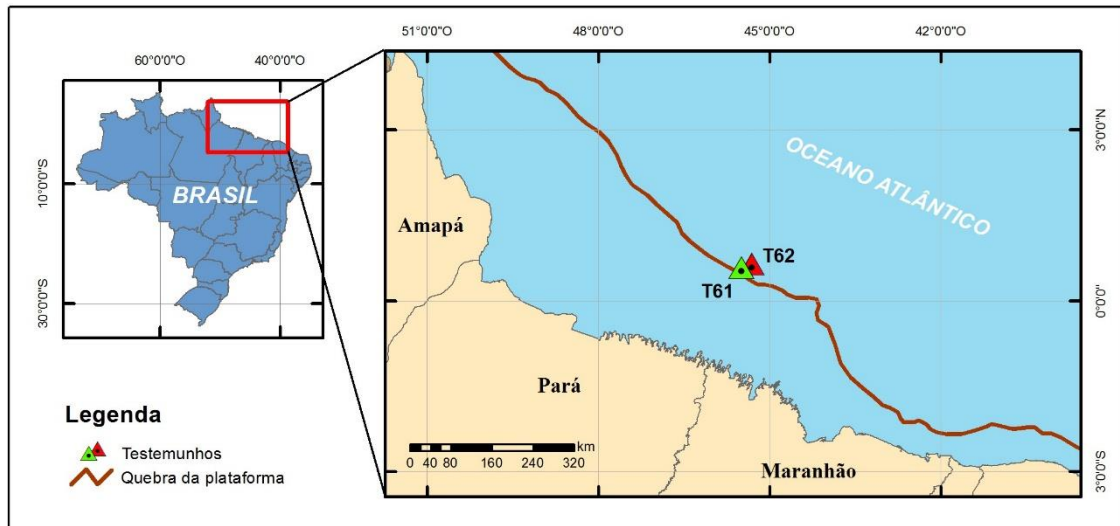


Figura 04 - Mapa de localização das estações de coleta dos testemunhadores no talude continental do Pará e Maranhão. Fonte: Da autora.

Na tabela 1 estão contidas as coordenadas geográficas, a recuperação em metros e a batimetria dos testemunhos T61 e T62.

Tabela 01 - Testemunhos do talude continental do Pará-Maranhão utilizados neste trabalho.

Testemunho	Recuperado (m)	Latitude	Longitude	Batimetria (m)
T61	4,13	0°41'33.03"N	45°28'32.22"O	1739
T62	2,96	0°45'41.23"N	45°18'14.99"O	1444

Fonte: Da autora.

5 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

5.1 TECTÔNICA E NEOTECTÔNICA DA MARGEM ATLÂNTICA EQUATORIAL

De acordo com Soares Júnior et al (2008), a Margem Atlântica Equatorial do Brasil evoluiu a partir de três eventos distensivos. No primeiro evento destaca-se a formação do Oceano Atlântico Central e a formação do Gráben Calçoene na Bacia do Amazonas (Figura 9A), o segundo evento está relacionado com a formação do Oceano Atlântico Equatorial na região e a formação das Bacias de Marajó, Bragança-Viseu, São-luís e Ilha Nova (Figura 9B) e o terceiro está associado à formação das Bacias Potiguar, Ceará, Barreirinhas e Pará-Maranhão, à ruptura continental e abertura do Oceano Atlântico (Figura 9C).

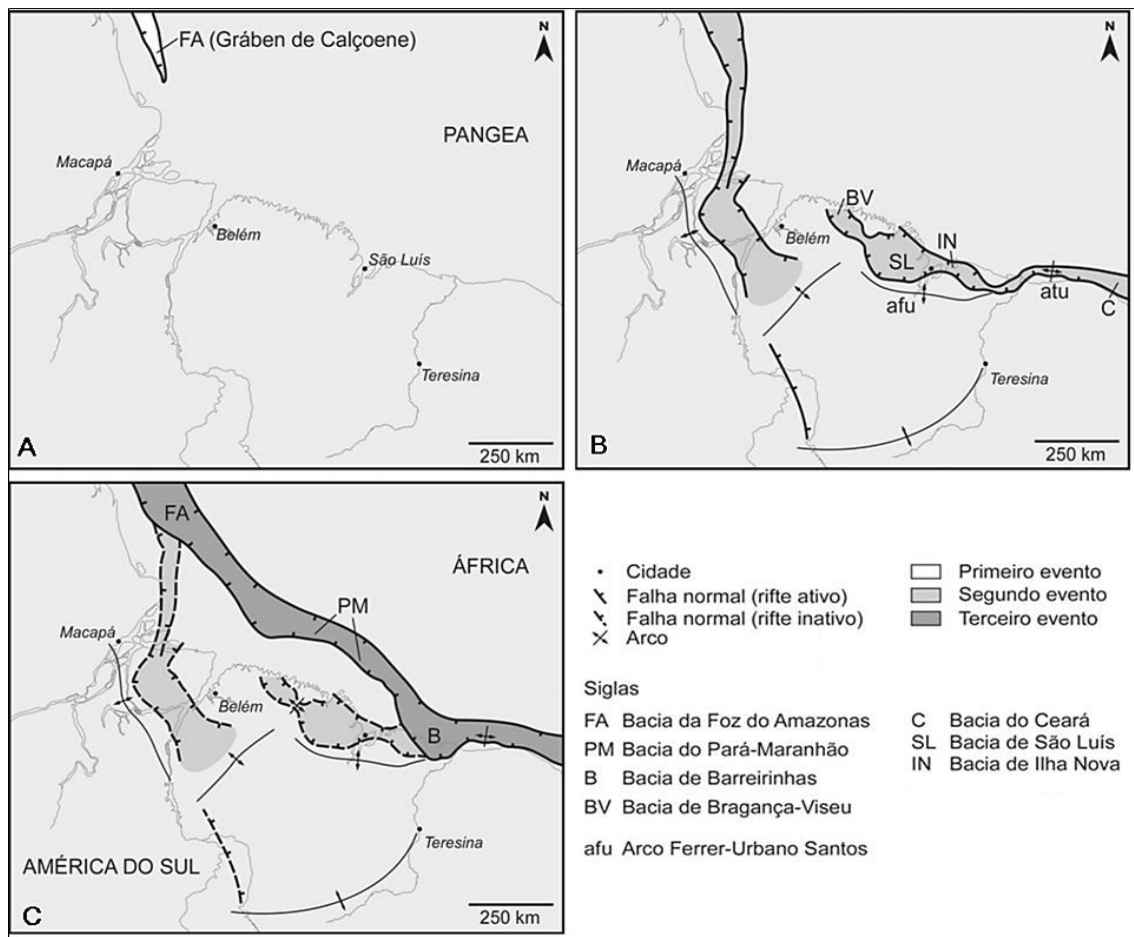


Figura 05 - Eventos distensivos da Margem Equatorial do Brasil, A) primeiro evento (Neotriássico-EoJurássico); B) segundo evento (Pré-Barremiano a Albiano) e C) terceiro evento (Albiano).

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

A Bacia do Pará-Maranhão se formou no terceiro evento, a partir do riftiamento que originou a bacia do Ceará no aptiano, no qual seguiu em direção oeste se conectando com sistema de grábens Gurupi migrando para noroeste. Além da migração do rift para noroeste, a individualização da bacia do Pará-Maranhão ocorreu a partir de dois conjuntos de falhas: o primeiro tem direção NW-SE e mergulho para NE e o segundo tem direção de E-W e mergulho para N. Falhas sintéticas desenvolvidas a partir da falha principal possibilitaram a formação de uma bacia assimétrica na qual foram instaurados sistemas flúvio-lacustres.

5.2 GEOLOGIA

5.2.1 Bacia do Pará-Maranhão

A Bacia do Pará-Maranhão localiza-se na margem equatorial do Brasil, ao largo dos estados do Pará e Maranhão (Figura 5). É uma bacia exclusivamente marinha e possui como limite sudeste e noroeste a Bacia Barreirinhas e a Bacia da Foz do rio Amazonas, respectivamente. Ocupa uma área total de aproximadamente 48.000 km², sendo limitada a oeste e a sul pela plataforma da Ilha de Santana, que constitui uma barreira de embasamento raso (Soares *et al.* 2007).

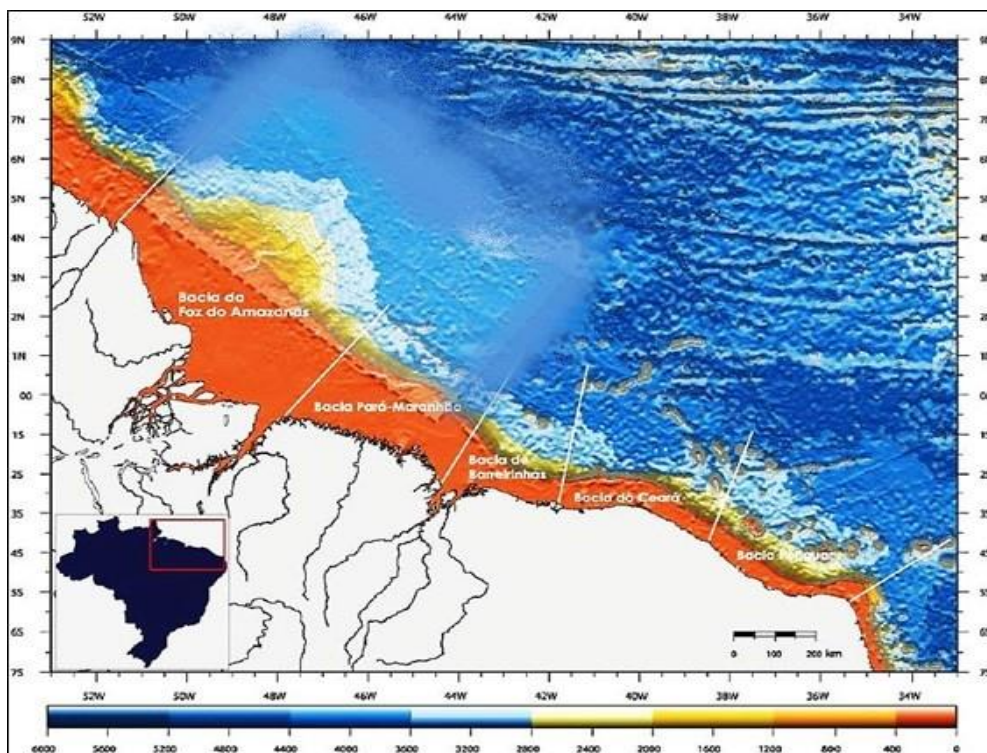


Figura 06 - Mapa regional da margem equatorial brasileira com a localização da Bacia do Pará-Maranhão (dados batimétricos regionais do ETOPO2)

Fonte: Modificado de (Araújo 2009, Smith & Sandwell 1997).

Klemme (1980) classificou a Bacia do Pará-Maranhão como do tipo III-V, o que segundo Szatmari e Porto (1982) refere-se à fase final das bacias do tipo III (Rifte) evoluindo para o tipo “Pull-Apart” (V) (Figura 6). Brandão e Feijó nomearam os grupos pertencentes a Bacia do Pará-Maranhão com a mesma nomenclatura da bacia Barreirinhas devido à grande similaridade litológica entre elas.

IDADE	BACIA	CLASSIFICAÇÃO	
		KLEMME	SZATTMARI & PORTO
CENOZOICA	Pantanal	I	Intracrônica
	Bananal		
	Taubaté	III	Distensional - Rift
	Itaboraí		
MESOZOICA	Acre	II	Intracontinental
	Tacutu	III	Distensional - Rift Abandonado (aulacógeno)
	Marajó		
	Recôncavo		
	Tucano		
	Jatobá		Transicional - Pull
	Araripe		Transicional - Pull
	Foz do Amazonas	VIII	Sinéclise Marginal
	Pará-Maranhão	III-V	Distensional Rift Para bacia Pull Apart
	Barreirinhas		
	Ceará		
	Potiguar		
	Pernambuco		
	Paraíba		
	Sergipe Alagoas		
	Camamu		
	Almada		
Jequitinhonha			
Cumuruxatiba			
Mucuri			
Espirito Santo			
Campos			
santos			
Pelotas			

Figura 07 - Classificação das bacias brasileiras.
Fonte: Modificado de (Szamari & Porto 1892, Klemme 1980).

A Bacia do Pará-Maranhão é formada por dois depocentros separados por um horst. O depocentro Leste é extensional e alongado, com dois sistemas de falhas normais de direção NW-SE e NNW-SSE, respectivamente, enquanto que, o depocentro oeste, nomeado de Gráben de Ilha de

Santana, possui dois sistemas de falhas com direções E-W e NNW-SSE, respectivamente. Esses depocentros são separados por um horst chamado de Alto Estrutural do Gurupi, limitado por falhas normais de direção NNE-SSW (Igreja 1992).

A arquitetura da bacia é complicada por eventos recentes originados da deriva continental e possui um estilo de deformação característico denominado de cinturão gravitacional de dobras e empurrões (*gravitational fold-and-thrust belts*). Este fenômeno corresponde a um domínio com muitas falhas e dobras similares em geometria e dimensão aos clássicos cinturões orogênicos do mundo (Zálan 2001).

5.2.2 Estratigrafia

O preenchimento sedimentar da bacia do Pará-Maranhão é composto por duas grandes sequências estratigráficas: a) Sequência rift, constituída pelo grupo Canárias, caracterizada pela presença de clastos continentais, neríticos e eoalbianos; e b) Sequência margem passiva, constituída por clastos marinhos regressivos neoalbianos e carbonatos pertencentes ao Grupo Caju e, por arenitos, carbonatos e folhelhos pertencentes ao Grupo Humberto de Campos (Figura 7).

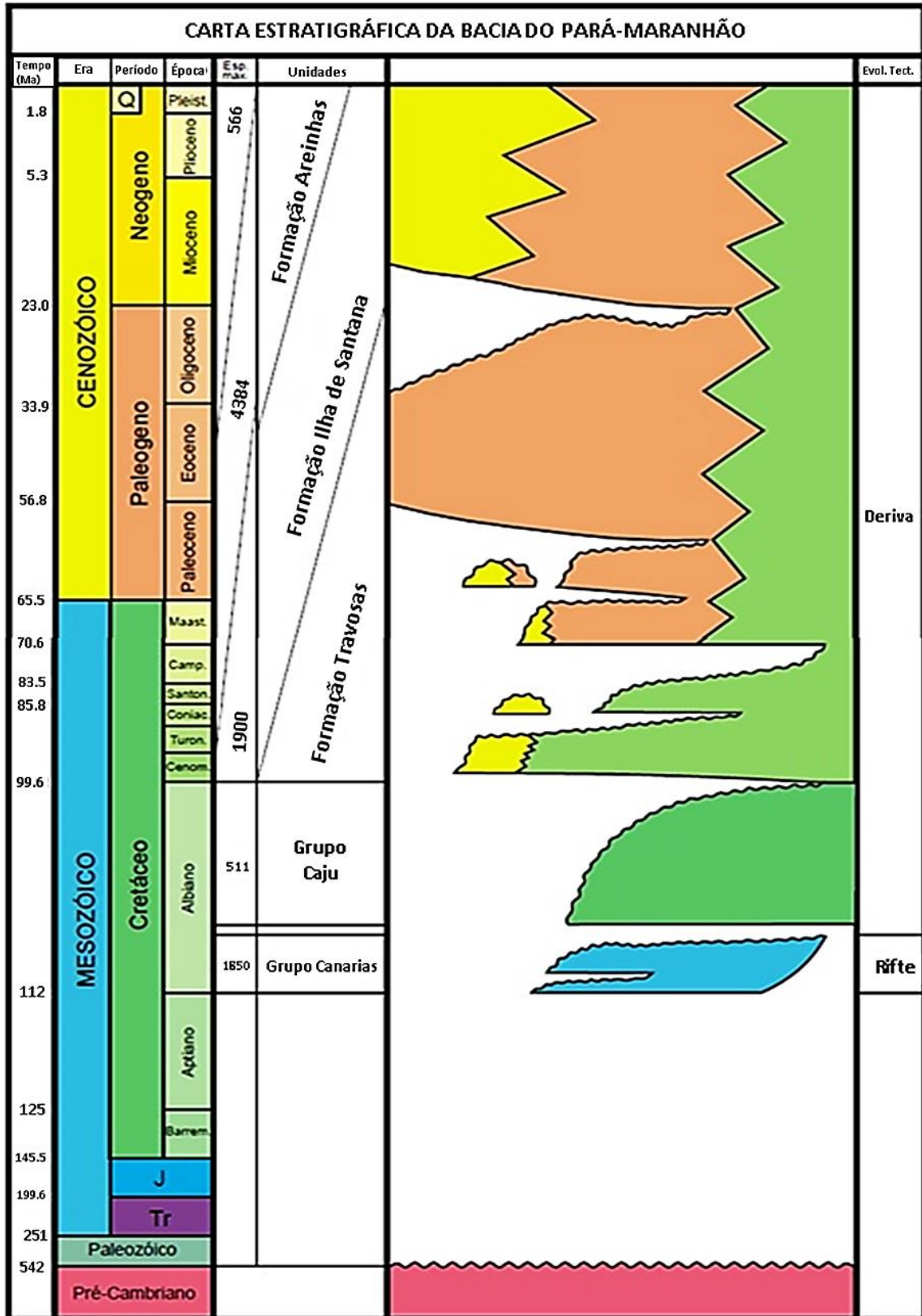


Figura 08 - Carta estratigráfica da Bacia do Pará-Maranhão.
 Fonte: Modificado de (Brandão & Feijó 1994).

Sequência rift

O Grupo Canárias é constituído de arenitos líticos de coloração cinza-claro, com granulometria fina a grossa, de siltitos de coloração cinza a castanho-avermelhado e de folhelhos de coloração cinza-médio avermelhado. Esse grupo foi depositado por leques deltaicos em ambiente marinho e possui idade eo/mesoalbiana, de acordo com foraminíferos plantônicos e palinóforos (Brandão & Feijó 1994).

Sequência margem passiva

O grupo Caju, descrito em Brandão & Feijó (1994), é constituído por arenito quartzoso de granulometria média a grossa e por folhelho de coloração escura, além disso, localmente possui calcarenito bioclástico e ocolítico sedimentados em ambiente nerítico de alta e baixa energia. Segundo Ojeda (1981), este grupo está associado com fase de migração, o que é uma condição evidente da bacia.

O Grupo Humberto de Campos é subdividido em outros três grupos menores (Brandão & Feijó 1994):

- I) Formação Areinhas: composta por camadas de arenitos de coloração branca com granulometria grossa que constitui a porção mais próxima à Bacia do Pará-Maranhão e é classificada como uma sequência de margem passiva;
- II) Formação Ilha de Santana: caracterizada por possuir um extenso pacote de carbonato com grande variabilidade de biocalcarenítos e biocalcirruditos próximo a plataforma continental rasa. Na plataforma continental externa, tem-se calcarenitos finos e calcilitos. No talude continental, tem-se margas, folhelhos, lamitos e ainda turbiditos, sendo todos esses associados à sequência de margem passiva;
- III) Formação Travosas: na porção mais distante ocorrem folhelhos e siltitos da formação Travosa com algumas intercalações de arenito quartzoso fino, representando um sistema costeiro-plataforma-talude continental da bacia. Esta formação também é definida como sequência da margem continental passiva e representa o sistema que varia de batial a abissal (Figura 8).

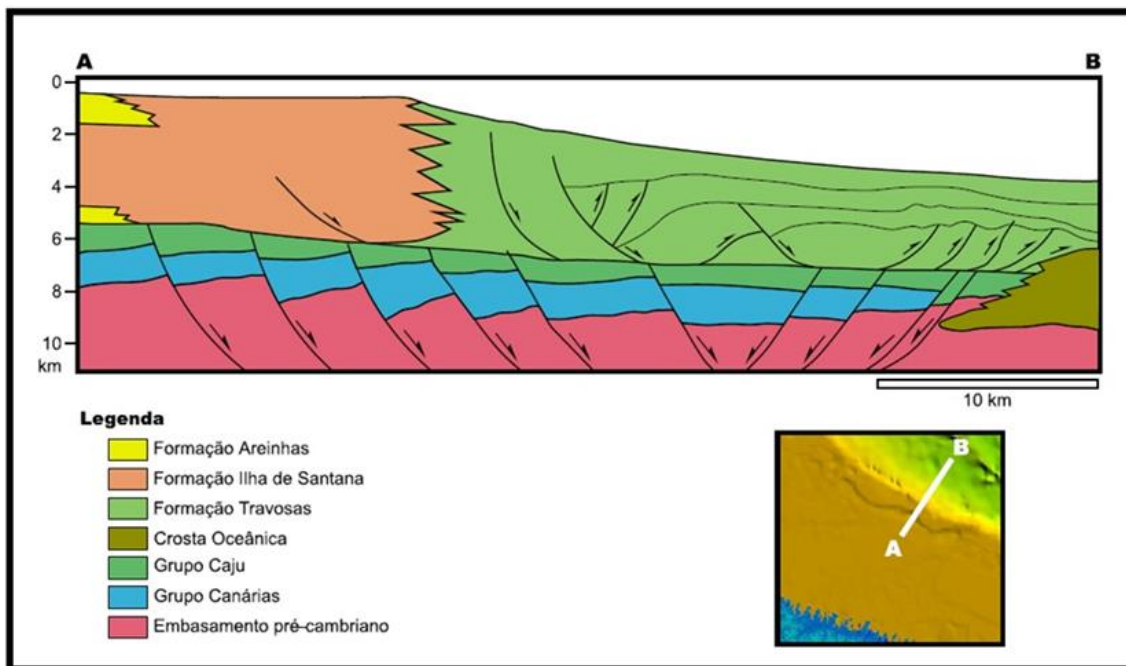


Figura 09 - Seção geológica esquemática na bacia do Pará-Maranhão.
 Fonte: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM (2002)

5.2.3 Cobertura Sedimentar

A Margem Continental do Brasil possui uma grande diversidade de morfologias, e tipos de sedimentos na plataforma e no talude continental. Os sedimentos superficiais nessas regiões são constituídos por três principais fácies sedimentares: de lama, arenosa e biodetrítica (REVIZEE 2006).

Na porção norte do Brasil, a fácies de lama é dominante na plataforma e no talude continental superior ao norte do rio Pará, caracterizada por sedimentos finos, imaturos na textura e na composição, os quais são oriundos do rio Amazonas. Nas áreas adjacentes ao Amazonas, as lamas são compostas principalmente por silte contribuindo com cerca de 95% do material em suspensão. Em contraste, na plataforma continental nordeste do Amazonas, a argila é a fração dominante nos sedimentos com razão argila/argila+silte maior que 0,6 (Fass 1986). Na plataforma continental externa do Maranhão, a lama constitui menos de 15% dos sedimentos nos quais predomina a fração silte. Por fim, na plataforma continental interna e média do Maranhão, ocorrem apenas traços de lama (Milliman *et al.* 1976).

Na maior parte da plataforma continental do Pará, principalmente ao largo da região sul do rio Pará até a profundidade de 100 m a fácies arenosa é dominante, sendo esta constituída por sedimentos arenosos com alto grau de maturidade composicional e textural. A plataforma continental interna é coberta por areia quartzosa fina e em alguns locais há presença de cascalho com teores de $\text{CaCO}_3 < 25\%$. Esses sedimentos ocorrem em manchas próximas a recifes, em pequenas depressões topográficas e em frente aos grandes rios (REVIZEE 2006).

A fácies biodetrítica é constituída por sedimentos ricos em carbonato compostos por detritos de recifes e algas coralinas, principalmente onde dominam a maior parte da plataforma continental externa, sendo que na região amazônica, a quantidade de CaCO_3 aumenta em direção à plataforma continental externa. A concentração de CaCO_3 é bastante influenciada pela topografia de fundo, onde altos topográficos possuem altas concentração deste material, e baixos topográficos possuem baixas concentrações (<5%). Eventualmente, correm manchas de alto teor de carbonatos derivados da presença de algas coralinas, briozoários e crustáceos, além disso, areias e seixos podem apresentar altas concentrações de CaCO_3 compostos por organismos típicos de ambientes recifais, como: foraminíferos bentônicos e moluscos, especialmente grandes concentrações de Halimeda e Serpulides. A associação destes organismos com sedimentos grosseiros sugere que os sedimentos da plataforma continental externa são de recifes de borda de plataforma continental (Coutinho 2005).

Ao largo do Cabo Gurupi (PA/MA) há sedimentos ricos em foraminíferos bentônicos na plataforma continental externa. Entre as isóbatas de 60 m e 100 m (plataforma continental externa e talude continental superior) ocorrem areias com foraminíferos bentônicos e entre 40 m e 100 m há ocorrências de recifes alcálicos à frente do rio Pará e entre o cabo Gurupi e a Ilha de São Luís (REVIZEE 2006).

5.3 FISIOGRAFIA DA MARGEM CONTINENTAL DO PARÁ-MARANHÃO

A Margem Continental Norte Brasileira possui 3 províncias fisiográficas bem definidas: plataforma continental, talude continental e sopé continental.

Plataforma Continental do Pará e Maranhão

A Plataforma Continental Norte Brasileira possui largura de 125 km em frente ao cabo Orange, aumentando até 330 km na frente do canal Norte da foz do rio Amazonas e diminuindo progressivamente para 72 km, próximo à foz do rio Gurupi e para 69 km, próximo à Baía dos

Tubarões. A Plataforma Continental Norte Brasileira se divide em Plataforma Continental do Amazonas (Cabo Orange-AP até a foz do rio Pará) e Plataforma Continental do Pará-Maranhão (REVIZEE 2006, Barreto 2011).

A Plataforma Continental do Pará-Maranhão possui declividade constante (1:2.250). Na parte interna (isóbata de 20 m), o relevo é suave ao longo da maior parte da costa. Entre a foz dos rios Gurupi e Pará, na parte interna e média, o relevo é irregular devido aos sedimentos carbonáticos e, na parte média (isóbata de 40-60 m), ao largo do estuário do rio Gurupi, ocorre um golfo submerso com largura de 120 km e paleocanais que estão associados a reentrâncias marcantes nesta porção. Na isóbata de 60 m, tem-se fundo relativamente plano e na parte externa predomina-se relevo irregular carbonático com pouca cobertura arenosa (REVIZEE 2006).

Entre os rios Pará e Gurupi o gradiente é relativamente suave com vales submarinos e grupos recifais de algas. Enquanto que na porção mais distal da plataforma continental ocorrem canyons submarinos com relevo irregular (REVIZEE 2006).

Talude Continental do Pará e Maranhão

O talude continental do Pará-Maranhão é mais íngreme ao largo dos estados do Ceará e Piauí, orientado no sentido Leste-Oeste e se alinha com a inclinação do Terraço do Ceará mais ao leste. No domínio da quebra de talude, restos de algas, areias e cascalhos de algas recifais formam uma barreira recifal, exceto a porção do Cone do Amazonas que é recoberto por areias finas, sendo o talude continental rochoso, talhado por canyons submarinos e desmoronamentos sendo recoberto por camadas finas de sedimentos (Asmus 1981).

Segundo Araújo *et al.* (2009), na porção a SE da foz do Amazonas, entre as 700-5000 m, ocorre deslizamentos de massa ou “Megadeslizamento Pará-Maranhão”, que envolve uma remobilização sedimentar com volume de 63.000 km³ em uma área da ordem de 90.000 km² e espessura máxima de 1000 m (Figura 10).

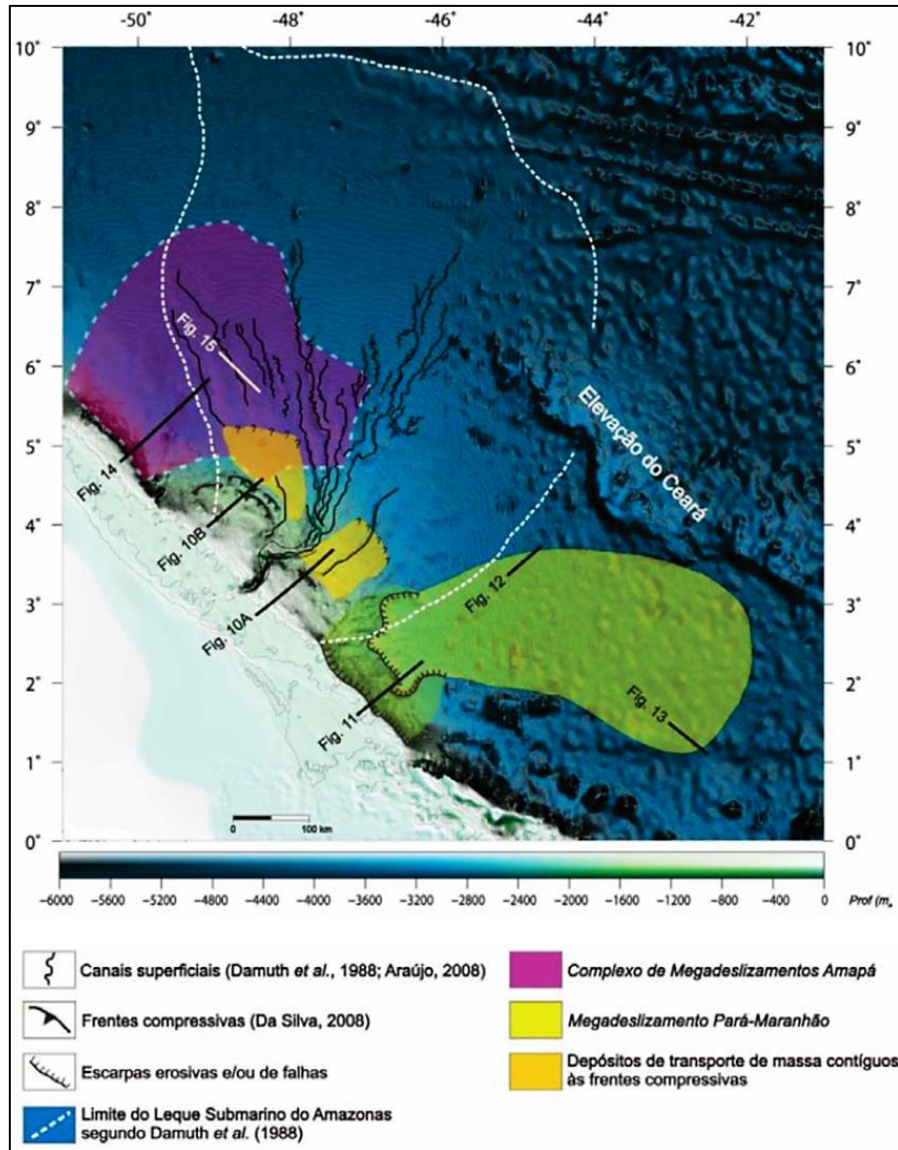


Figura 10 - Mapa ilustrando as ocorrências de movimentos de transporte de massa e megadeslizamentos. Fonte: Modificado de (Araújo *et al.* 2009).

Segundo o autor supracitado, este evento avança em direção à Bacia do Pará-Maranhão e tem como início à instabilidade gravitacional no talude continental superior da margem estreita, à SE da Bacia da foz do Amazonas, caracterizado por obter altos valores de gradiente (2.6°). Este megadeslizamento é dividido em três grandes setores: região de cabeceira, região intermediária e região lateral/distal.

Na região da cabeceira, a primeira feição erosiva ou cicatriz de remoção representada pela escarpa 1 evidencia a ruptura da estabilidade do pacote sedimentar na área. Logo abaixo desta escarpa, blocos deslizados com espessura de 1.000 m encontram-se fortemente falhados com

feições rotacionais ao longo do plano de falha da cicatriz principal, além de apresentar uma escarpa mais distal (escarpa 2) a cerca de 4.500 m de profundidade (Figura 11) (Araújo *et al.* 2009).

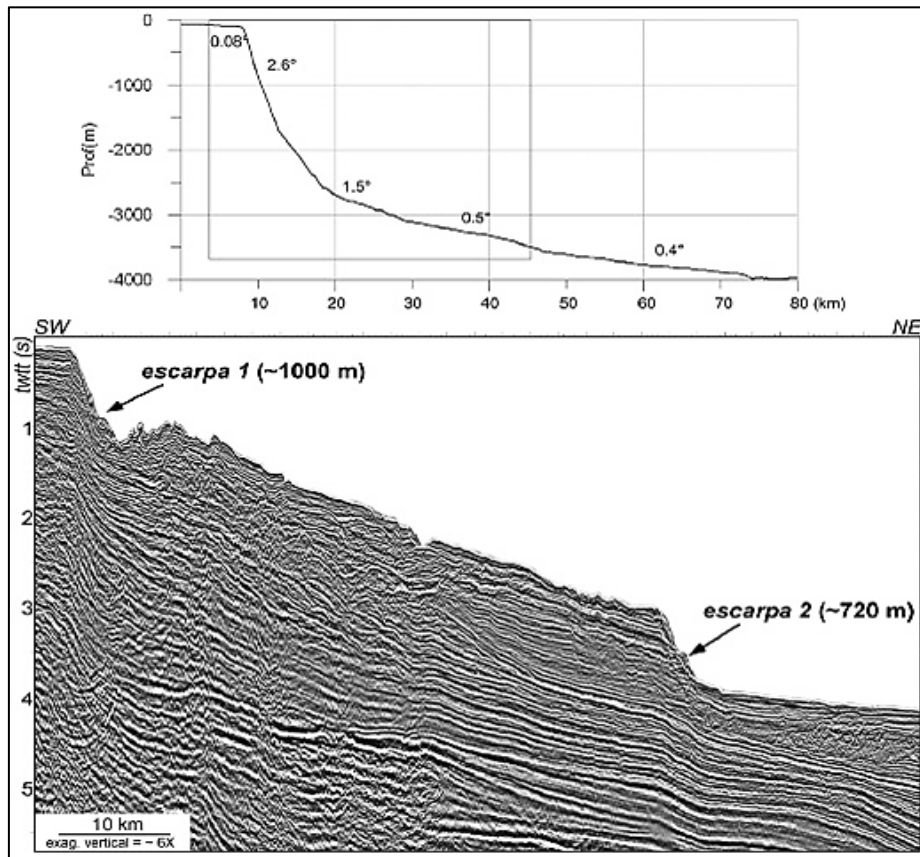


Figura 11 - Perfil morfológico e seção sísmica (em tempo) sobre o talude continental SE da Bacia da Foz do Amazonas, adjacente ao Leque Submarino do Amazonas.
Fonte: Modificado de (Araújo *et al.* 2009).

Na região intermediária do megadeslizamento ocorre uma camada basal de aproximadamente 750 m de espessura máxima, com pacotes sedimentares alóctones, que conservam suas estruturas originais (refletores plano-paralelos) (Figura 12) (Araújo *et al.* 2009).

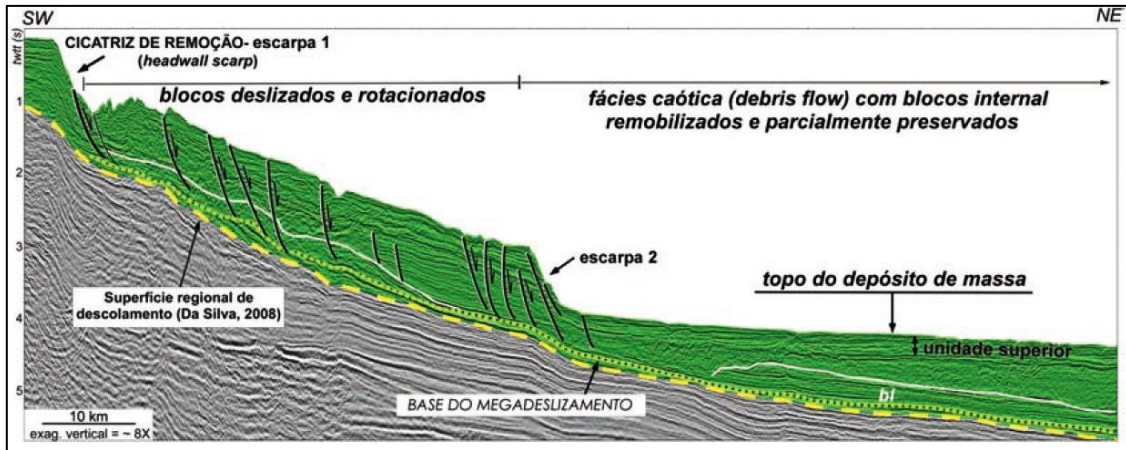


Figura 12 - Perfil sísmico (em tempo) ilustrando a região de cabeceira (blocos deslizados) e parte da massa alóctone que compõe a porção proximal do Megadeslizamento Pará-Maranhão, desenvolvido ao longo do talude continental SE da Bacia da Foz do Amazonas. sl = pacote sedimentar *in situ* parcialmente preservado.
Fonte: Modificado de Araújo *et al.* 2009).

No terceiro setor do megadeslizamento, lateralmente, as falhas reversas formam uma série ininterrupta de unidades estruturais compressivas, que se desenvolvem devido à compressão da massa deslizada com os anteparos da superfície de deslizamento, indicado por uma crista de pressão de dezenas de metros de desnível, ao passo que a massa desestruturada migra para horizontes estratigráficos superiores (Figura 13). (Araújo *et al.* 2009).

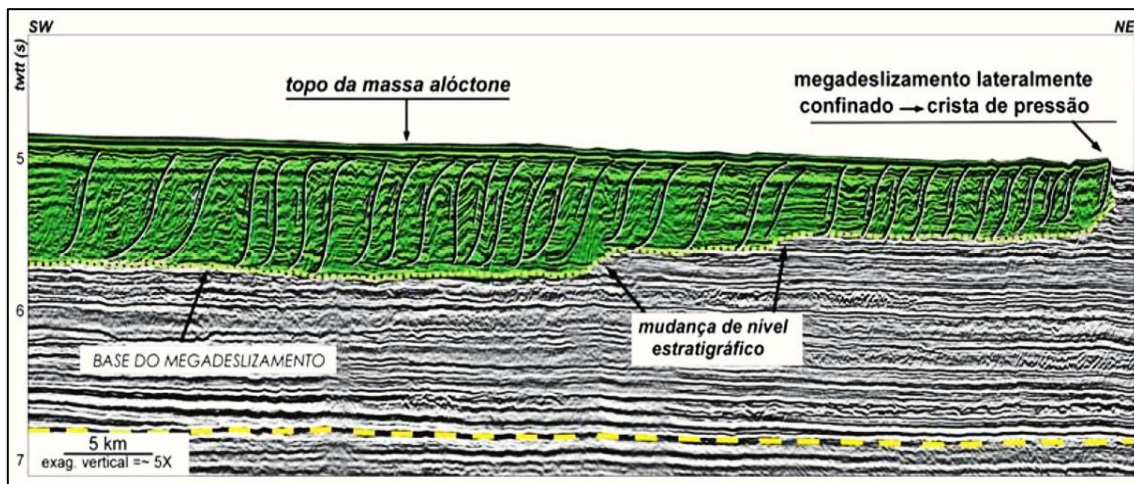


Figura 13 - Perfil sísmico (em tempo) ilustrando o limite lateralmente confinado do Megadeslizamento Pará-Maranhão, evidenciado pelo imbricamento de falhamentos reversos e pela formação de uma feição de crista de compressão com impacto morfológico no fundo submarino.
Fonte: Modificado de Araújo *et al.* 2009).

Já na região distal do terceiro setor do megadeslizamento, apesar da similaridade pela presença de unidades compressivas e migração de massas deslizantes para horizontes estratigráficos

superiores, não é possível identificar com feições mapeáveis a diminuição da espessura progressiva da massa deslizada (de 600 m para 300 m) (Figura 14) (Araújo *et al.*, 2009).

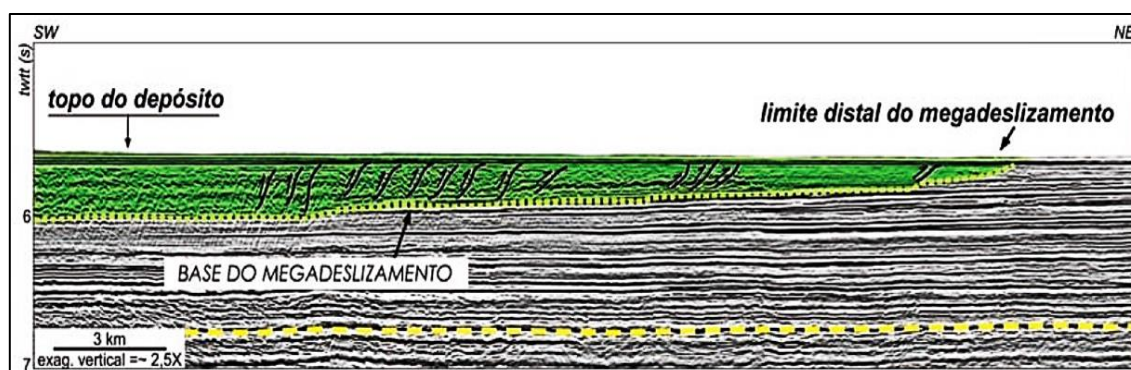


Figura 14 - Perfil de sísmica de reflexão (em tempo) ilustrando o limite distal do Megadeslizamento Pará-Maranhão. Embora a superfície principal de deslizamento migre para níveis estratigráficos superiores, não se observam feições de confinamento distal (deformação da massa alóctone) ou de espriamento do depósito de massa no fundo submarino, na escala de resolução dos dados.

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

5.4 CLIMA E CONDIÇÕES OCEANOGRÁFICAS

A região oeste do Atlântico equatorial é regida pela grande variabilidade sazonal e por forçantes importantes, como: regime de ventos alíseos, correntes de maré, correntes de fronteira oeste, e descarga hídrica e sólida do rio Amazonas. Essas forçantes conferem características hídricas peculiares e circulação complexa na área. (Silva 2006, Geyer *et al.* 1996, Uvo & Berndtsson 1996).

O clima da região norte do Brasil é classificado como quente e úmido com altas temperaturas e chuvas abundantes durante o ano inteiro. Não possui as quatro estações definidas, apresentando, uma estação de maior precipitação (estação chuvosa) ocorrente de dezembro a maio e uma estação de menor precipitação (estação seca) de junho a novembro, com média de 2.000 mm e 200 mm para os respectivos períodos (REVIZEE 2006).

Os ventos que predominam na região são os alísios de sudeste, com velocidades de 9m/s a 14 m/s. No entanto também há a ocorrência de alguns ventos de Leste para Oeste (Rao & Hada 1990, Freitas & Martins 2004).

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é um sistema sinótico ocorrente na região equatorial e seu principal efeito é a grande quantidade de precipitação sobre essa região e nos altos níveis de aporte de água doce para a superfície do mar (Grotsky 2003).

Anualmente, a ZCIT varia espacialmente mais ao sul ou mais ao norte devido às flutuações meridionais da Temperatura Superficial do Mar (TSM), resultando em severas implicações no clima da região nordeste do Brasil. A distribuição da TSM na região equatorial é definida pela variabilidade sazonal do regime dos ventos e a advecção por correntes superficiais, como a Corrente Norte do Brasil (Lupikin & Garzoli 2005, Neto 2013). De acordo com o estudo de Ffield (2005), os vórtices da corrente Norte do Brasil alteram as características da TSM local, durante seu fluxo para noroeste no Atlântico Norte.

5.4.1 Hidrografia

A bacia do rio Gurupi possui 70 % de sua área contida no território Maranhense, com 15.953,91 km² e corresponde a 4,80% da área do estado. O principal rio é o Gurupi que após percorrer cerca de 400 km conflui com o rio Itinga e representa o limite entre os estados do Pará e Maranhão até desaguar no Oceano Atlântico na Baía do Gurupi com uma vazão média de 156,5 m³/s. (Maranhão 2011, IBGE 1997).

O lançamento das águas continentais do rio Amazonas também é um fator importante na dinâmica oceânica do Atlântico Equatorial. A vazão deste rio é de aproximadamente 180.000 m³s⁻¹, contribuindo com aproximadamente 18% do total de água doce continental lançada nos oceanos. A intensa descarga de água e sedimentos na zona costeira forma uma pluma superficial que adentra o oceano mais de 200 km, podendo chegar a 1.000 km em direção a noroeste. (Gibbs 1970, Lentz & Limeburner 1995).

5.4.2 Marés

A maré na foz do rio Amazonas é classificada como semi-diurna, com altura de maré em torno de 400 cm na sizígia (mesomaré), as principais componentes astronômicas são M2, S2 e N2 (dois ciclos por dia) e K1 e O1 (um ciclo por dia), com amplitudes de 140, 30, 20, 10 e 5 cm, respectivamente (Gallo 2004, Gallo & Vinzon 2005; Gallo & Vinzon 2015). Apesar de Beardsley (1995) mostrar que as componentes M2 influenciam nas proximidades do talude continental do Amazonas na foz do rio Amazonas com amplitudes de 1 a 0,8 m aproximadamente, não há registros desta influência nas proximidades do talude continental do Pará.

5.4.3 Correntes

Em relação à atuação das correntes, a principal influência provém da corrente de contorno oeste chamada de Corrente Norte do Brasil (CNB). Essa corrente é formada a partir do sistema equatorial de correntes (Figura 15), 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 cm.s^{-1} . Esta corrente é composta pela Corrente Sul Equatorial Central (superfície) e pela Subcorrente Norte do Brasil (subsuperfície), possui uma característica de retroflexão em aproximadamente 7°N, isto é, a porção superficial da corrente se curva sobre si mesma alimentando a Contracorrente Norte Equatorial (Moraes 2011, Flagg *et al.* 1986).

Além de ser considerado um importante agente de transporte de águas interhemisférico carregando águas do Atlântico Sul para o hemisfério Norte, a CNB é também fonte de massa para várias correntes do sistema equatorial de correntes (Krelling 2010, Jonhs *et al.* 1998)

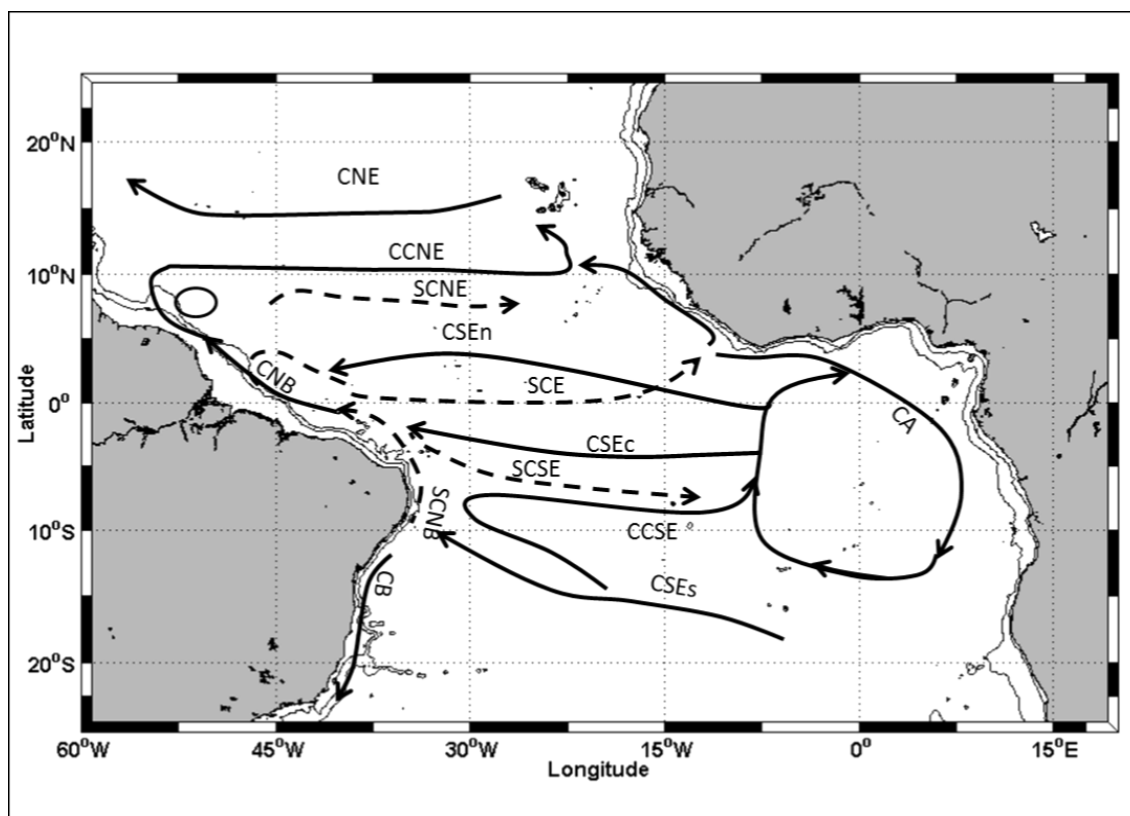


Figura 24 - Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Tropical. Corrente Norte do Equatorial (CNE); Contracorrente Norte Equatorial (CCNE); Subcorrente Norte Equatorial (SCNE); Corrente Sul Equatorial Norte (CSEn); Subcorrente Equatorial (SCE); Corrente Sul Equatorial central (CSEc); Subcorrente Sul Equatorial (SCSE); Contracorrente Sul Equatorial (CCSE); Corrente sul equatorial sul (CSEs); Corrente Norte do Brasil (CNB); Corrente do Brasil (CB); Subcorrente Norte do Brasil (SCNB); Corrente da Angola (CA).

Fonte: Modificado de (Stramma & Schott 1999, Schott *et al.* 2002, Lupikin & Garzoli 2005).

Quanto às massas de água, encontra-se na área de estudo: Água Costeira (AC), caracterizada por alto valor de temperatura e baixo valor de salinidade devido ao grande aporte de água doce do Rio Amazonas; Água Tropical (AT), massa d'água superficial na região oceânica, com altos valores de temperatura e de salinidade; Água Central do Atlântico Sul (ACAS), identificada pelo baixo valor de salinidade e alto valor de oxigênio dissolvido, sendo que abaixo desta encontra-se a Água Intermediária da Antártica (AIA, caracterizada por baixos valores de temperatura (Curtin 1986, DHN 1989, Stramma & Schott 1999, Barnier *et al.* 2001, Silva 2005).

5.4.4 Ondas

As ondas formadas a partir dos ventos alíseos possuem alturas abaixo de 1,5 m em mar aberto, podendo alcançar amplitudes de 3 m e velocidade de 30 cm/s, sendo ocasionalmente formado a partir de ciclones extratropicais no Hemisfério Norte (Cachione *et al.* 1995).

5.4.5 Pluma do rio 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. Ela pode estender-se por centenas de quilômetros lateralmente ao longo da plataforma continental. Mascarenhas (2016) mostra que na porção oriental, a pluma atingiu cerca de 150 km durante a estação de alta descarga do rio Pará, enquanto que durante a estação de alta descarga do rio Amazonas a pluma atingiu uma largura de 250 km da costa.

5.6 PARÂMETROS BIOLÓGICOS

Segundo Zembruski *et al.* (1971), a quebra da plataforma continental abrupta ocorre pela mudança de sedimentos-organismos, sendo que, na plataforma continental o domínio é de algas calcárias e no talude continental, os sedimentos ocorrentes são argilas carbonáticas com testas de foraminíferos planctônicos e gastrópodes pelágicos.

O domínio de foraminíferos planctônicos de aspecto recente e espécies de *Amphistegina* e *miliolídios* velhos é relictos. A densidade populacional de foraminíferos na fácies areno-quartzosa aumenta bruscamente na fácies biodetrítica de plataforma continental externa, devido à maior presença de organismos bentônicos, e aumenta novamente em direção à quebra da plataforma continental sendo dominante no talude continental, devido à maior presença de plâncton. Em direção à quebra do talude continental a porcentagem de espécies planctônicas cresce em até 100% com o aumento de espécies (Santos 2000).

6 MATERIAL E MÉTODOS DE INVESTIGAÇÕES

6.1 AMOSTRAGEM COM PISTON CORE

A amostragem dos testemunhos foi realizada no talude continental superior do Pará-Maranhão, mediante o uso de testemunhadores do tipo *piston corer* (Figura 16,17).

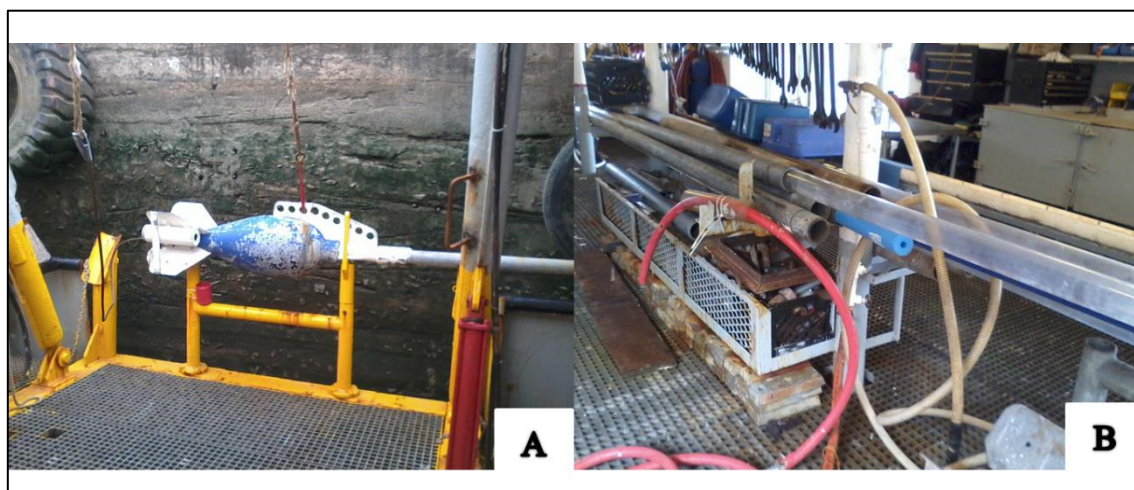


Figura 25 – Testemunhadores do tipo piston corer de 6 metros de comprimento.
Fonte: Imagens tiradas pelo Prof^o. Maamar.

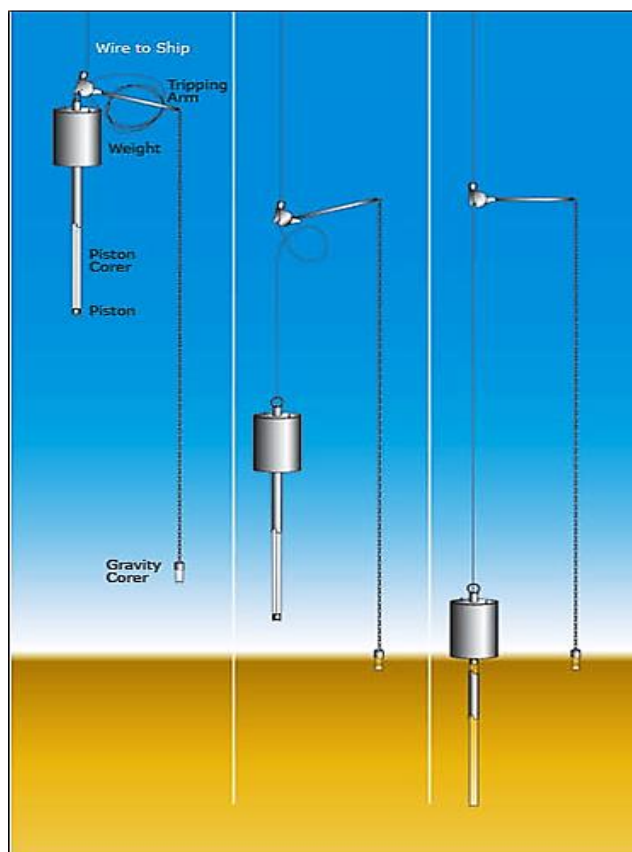


Figura 26 - Esquema de coleta com testemunhador do tipo piston corer.
Fonte: Google imagens.

Esses testemunhos foram recebidos da Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (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 T61 e T62, sendo que, cada um foi dividido em quatro partes (A, B, C, D).

6.2 ANÁLISE EM LABORATÓRIO

Inicialmente, o tubo de PVC contendo os testemunhos de sedimento foram cortados verticalmente em dois semi-cilindros, de modo que, não atingisse os sedimentos, a seguir foi passado um fio de nylon cortando o material dos dois semicilindros. Posteriormente, foi realizado um exame macroscópico de parâmetros, como: estruturas sedimentares primárias e de destaque, variação da coloração (comparada com a tabela de cor Rock Color Chart da Geological Society America) e variação de granulometria.

Subsequentemente, o testemunho foi seccionado transversalmente a cada 10 cm, obtendo-se um total de 66 amostras de 1 g para análise de matéria orgânica e de 5g para carbonato de cálcio. Além disso, foram retirados mais 50g, nos mesmos intervalos, para análise granulométrica.

6.2.1 Quantificação de matéria orgânica

A quantificação da matéria orgânica foi realizada a partir do método de calcinação (Kralik, 1999). Desta forma, as amostras foram secas na estufa à temperatura de 40°C durante 11-16 horas e resfriadas no dessecador, sendo que posteriormente, 1g de sedimento seco (peso 1) foi colocado em um cadinho, pesado anteriormente, para a queima na mufla à uma temperatura de 360°C por, aproximadamente, duas horas. Por fim as amostras foram novamente pesadas (peso 2). A subtração entre peso 2 e o peso 1 resultou na quantidade de matéria orgânica presente no sedimento.

6.2.2 Quantificação de carbonato de cálcio

Os teores de carbonato de cálcio foram obtidos por dissolução ácida em HCl a 10% e diferença de peso (peso antes do ataque ao ácido e depois do ataque ao ácido) (Gross, 1971). A partir dos teores de carbonato e porcentagens de lama presente no sedimento foi possível mapear 3 fácies distintas de acordo com a classificação de Freire *et al.* (1997), modificada por Vital *et al.* (2005). : LL1 – Lama terrígena, LL2 – Marga arenosa, LB1 – Marga calcárea (Apêndices E e F).

SUBDIVISÕES PRINCIPAIS	SEIXOS, GRÂNULOS, COQUINAS OU RODOLITOS (L<15%; Md>2mm)	AREIAS (L < 15% ; areia + lama > 50% ; md <2mm)		SEDIMENTOS LAMOSOS (L > 15%)
		15% < superior a 2 mm < 50%	Superior a 2mm < 15%	
SEDIMENTO SILICICLÁSTICO (carbonatos < 30%)	CL1 - Cascalho siliciclástico	Al1a - Areia siliciclástica com grânulos e cascalhos	AL1b - Areia siliciclástica	LL1 - Lama terrígena
SEDIMENTO SILICIBIOCLÁSTICO (carbonatos 30-50%)	CL2 - Cascalho silicibioclástico	AL2a - Areia silicibioclástica com grânulos e cascalhos	AL2b - Areia silibioclástica	LL2 - Marga arenosa
SEDIMENTO BIOCLÁSTICO (carbonatos 50-70%)	CB1 - Cascalho Biosiliciclástico	AB1a - Areia biosiliciclástica com grânulos e cascalhos	AB1b - Areia biociliciclástica	LB1 - Marga calcárea
SEDIMENTO BIOCLÁSTICO (carbonatos > 70%)	CB2 - Cascalho bioclástico	AB2a - Areia bioclástica com grânulos e cascalhos	AB2b - Areia bioclástica	LB2 - Lama calcárea

Figura 27 - Classificação de sedimentos marinhos (Freire *et al.* 1997, modificado por Vital *et al.* 2005). Em cinza, as fácies encontradas nos sedimentos dos testemunhos. L= Lama; Md = Mediana
Fonte: Modificado de (Freire *et al.* 1997, Vital *et al.* 2005).

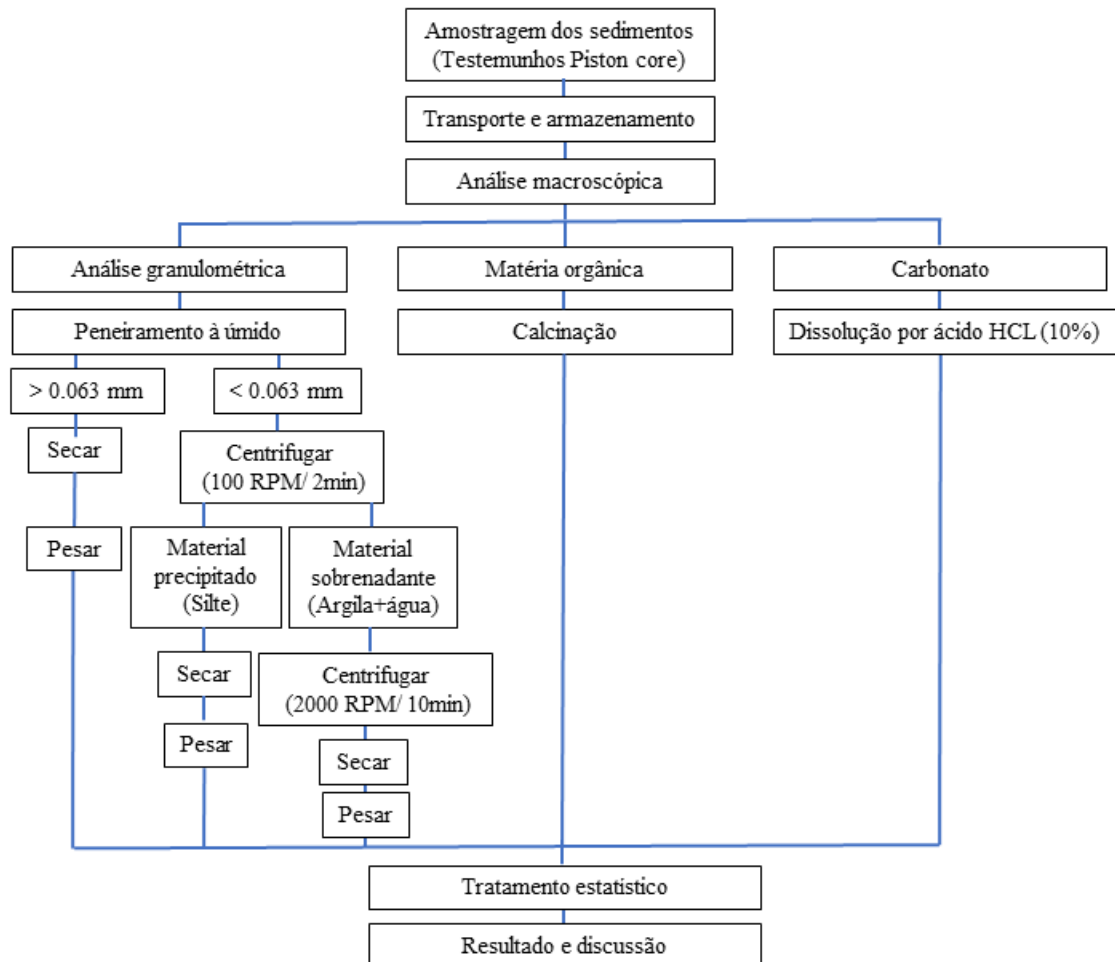
6.2.3 Granulometria

Verificou-se a olho nu que as amostras de testemunhos continham majoritariamente lama, então, foi utilizado o método de peneiramento a úmido, para a obtenção da granulometria. Assim, as amostras foram lavadas para a retirada de sal e passadas pela peneira de 0,63 μ m, para a separação da fração de areia das frações de silte/argila.

O conteúdo retido na peneira (areia) foi separado, seco na estufa à 100°C e pesado, enquanto que, o conteúdo que passou pela peneira (silte+argila) foi centrifugado, onde inicialmente cada amostra foi submetida à 1.000 rpm durante 2 minutos, obtendo-se silte (material sólido) e argila+água (material sobrenadante). O material sobrenadante foi recolocado na centrífuga à rotação de 2.000 rpm durante 10 minutos, sendo obtidas argila e água separadas. O software utilizado para a análise estatística foi o Sysgran (Sistema de Análise Granulométrica), pelo método padrão de McCammon –b, por apresentar 97% de eficiência (Camargo 2006).

6.3 FLUXOGRAMA

O fluxograma abaixo descreve as técnicas de amostragem e os métodos analíticos aplicados neste trabalho.



7 RESULTADOS

7.1 DESCRIÇÃO FACIOLÓGICA

O testemunho T61 (Figura 28) apresentou 4,13 m de comprimento total e em estado úmido possuiu coloração predominante Brownish Gray 5YR 4/1. A porção superior conteve vários pontos de redução de matéria orgânica na cor Med. Dark Gray nº4 com diminuição da frequência em direção a base, onde obteve-se a coloração do sedimento mais homogêneo. Entre 304 cm e 413 cm a cor predominante foi Dark Greenish Gray, visualmente mais escura que todas as outras com o sedimento mais maciço, além disso, na porção basal do testemunho foram observados alguns moldes características de carapaças de animais.

O testemunho T62 (Figura 29) mediu no total 2,96 m de comprimento. No topo apresentou predominantemente, a cor Brownish Gray 5YR 4/1 com pontos de redução de matéria orgânica nas profundidades 20-30 cm, composto principalmente de sedimento maciço e, além disso, com uma concentração de restos de conchas de bivalves quebrados nas profundidades 40-70 cm. Entre as profundidades de 75 a 152 cm, a granulometria variou de areia fina (topo) à areia muito fina (base), assim como, a coloração predominante (variou para Grayish Brown 5YR 3/2). Entre 153 cm e 222 cm, a coloração prevalecte retornou para Brownish Gray 5YR 4/1. Além disso, há o registro de algumas lentes milimétricas de areia fina a muito fina intercaladas com material lamoso na porção basal do testemunho.

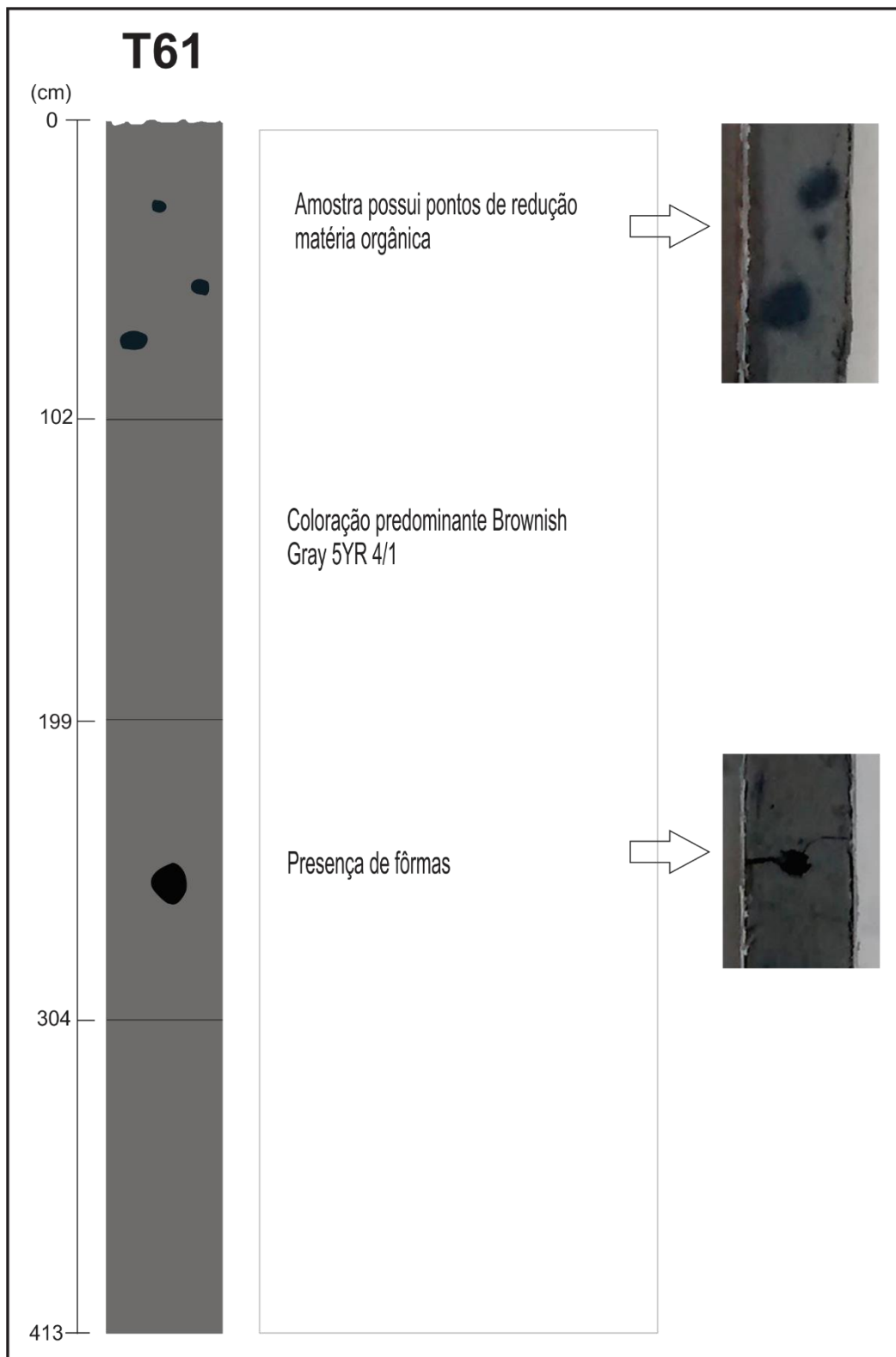


Figura 28 - Ilustração do testemunho T61
Fonte: A autora.

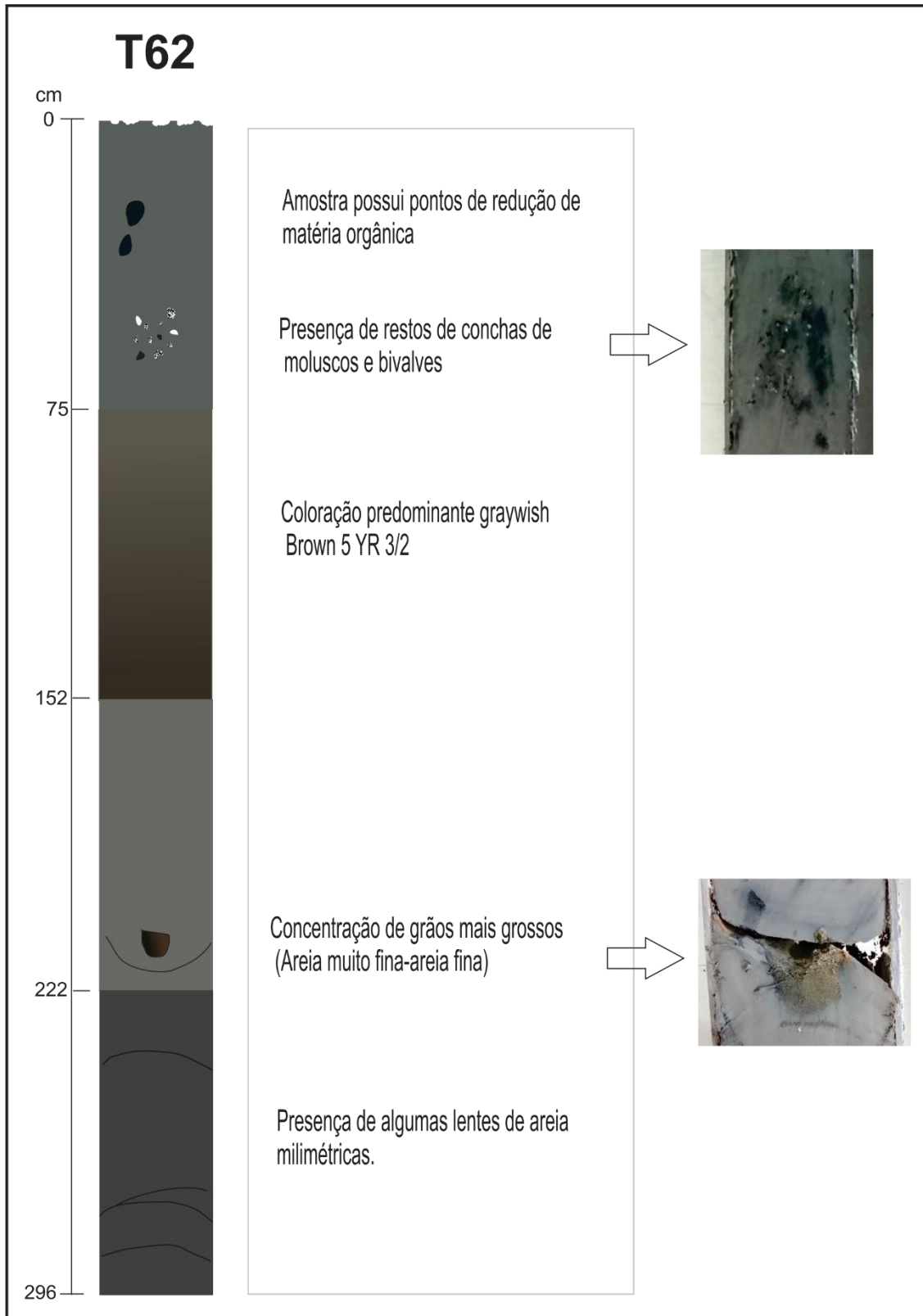


Figura 29 - Ilustração do testemunho T62.
Fonte: A autora.

7.2 ANÁLISE TEXTURAL

Baseado na classificação de Wentworth (1922) a classe granulométrica predominante nos sedimentos superficiais de fundo de ambos os testemunhos analisados foi o silte. No testemunho T61 a porcentagem de silte foi de 69% seguido de 23% de argila e 8% de areia (Figura 30). Já no testemunho T62 observou-se um aumento desse percentual da fração silte (84%) sendo que, as outras frações permaneceram baixas (10% de argila e 6% de areia respectivamente) (Figura 30).

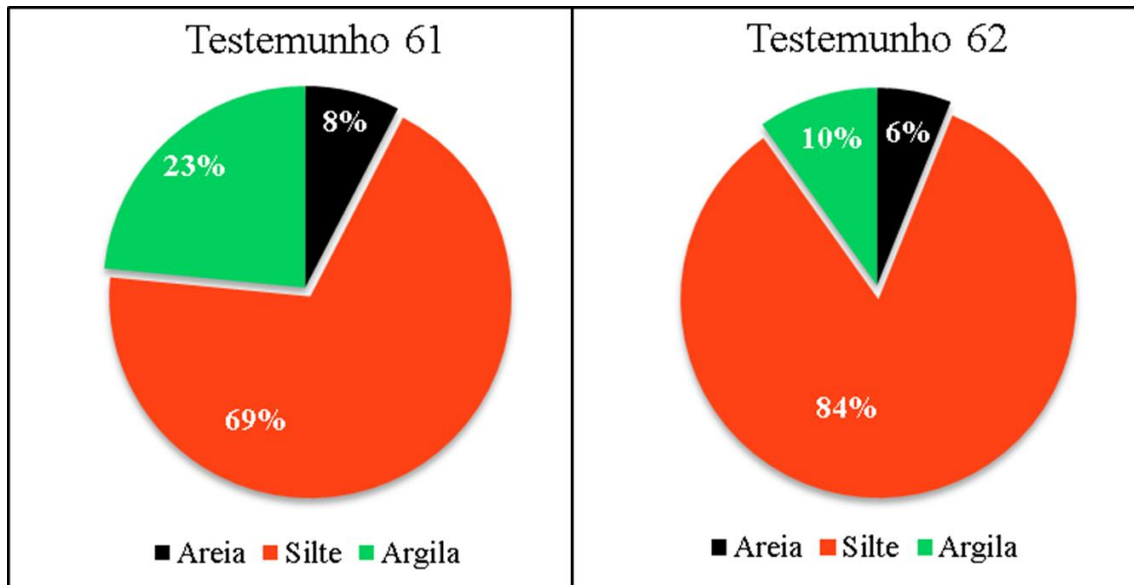


Figura 30 – Porcentagem total das classes granulométricas em cada testemunho.
Fonte: A autora.

No testemunho T61 os valores de areia variaram de 0,38% a 27% ao longo do testemunho, com destaque para a amostra contida nas profundidades de 120-130 cm que apresentou cerca de 27% de areia, sendo esta classificada como areia muito fina. Maiores valores de areia estiveram no topo e na porção basal do testemunho, ocorrendo um decréscimo desses valores na porção intermediária. As quantidades de silte e argila possuíram poucas variações ao longo do testemunho, porém valores de silte variaram de 53% a 85 %, enquanto que, os valores de argila variaram de 4 % a 44 % (Figura 31).

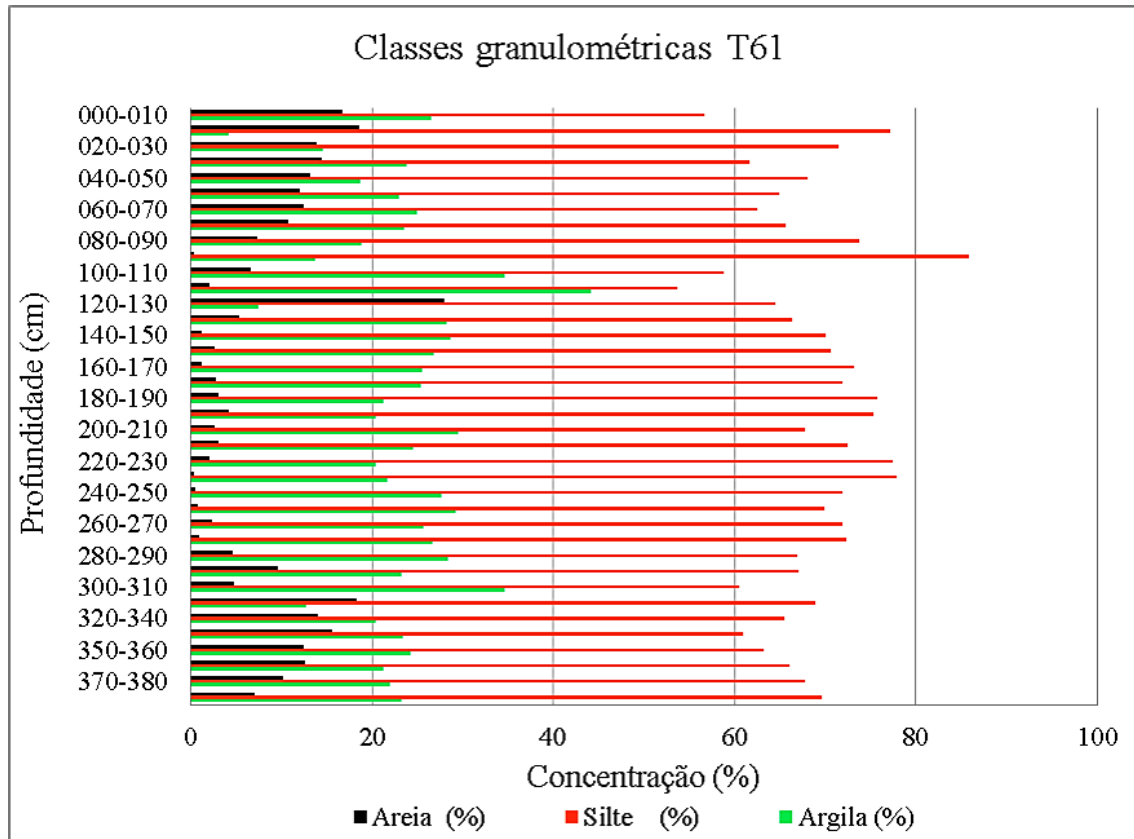


Figura 31 - Porcentagens das classes granulométricas por profundidade do testemunho T61.
Fonte: A autora.

No testemunho T62 os maiores valores de areia ocorreram na parte superior do testemunho, com destaque nas profundidades de 90-100 cm (19%). Valores ao longo de todo o testemunho variaram de 0,28% a 19%. Em comparação, a quantidade de silte manteve-se mais ou menos constantes com variação de 57% a 97%, bem como os níveis de argila variaram de 2,3% a 35%, sendo que o valor máximo de argila foi registrado, unicamente, na porção basal do testemunho (profundidade de 250-260 cm) (Figura 32).

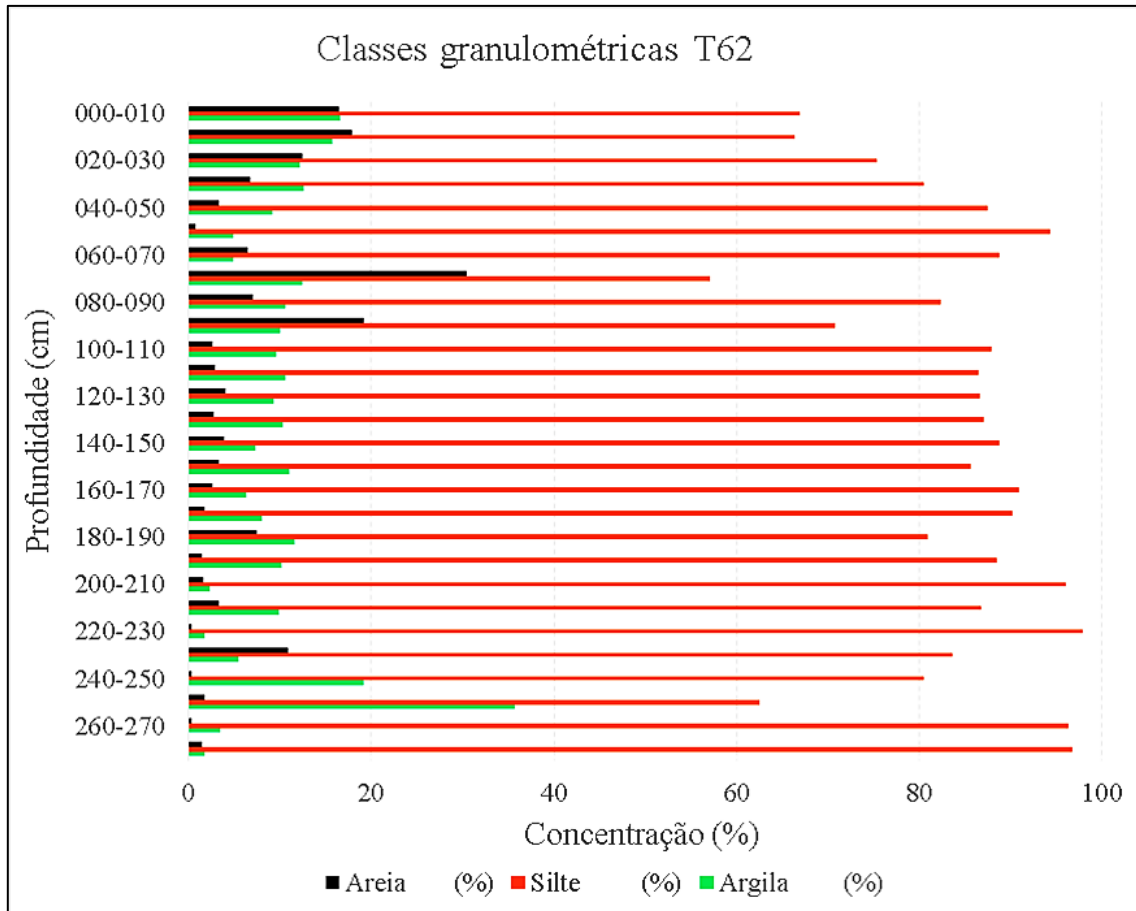


Figura 32 - Porcentagens das classes granulométricas por profundidade do testemunho T62.
Fonte: A autora.

7.2.1 Parâmetros estatísticos

A partir do diâmetro médio, as classificações obtidas foram: areia muito fina, silte médio e silte grosso. O testemunho T61 apresentou predominantemente as frações silte grosso e silte médio, sendo que a única amostra classificada como areia média foi verificada na profundidade de 120 cm a 130 cm. O grau de seleção variou de pobremente selecionada a moderadamente selecionada, assimetria variou de muito negativa a muito positiva e curtose variou de extremamente leptocúrtica a leptocúrtica sendo observada apenas uma amostra classificada como platicúrtica (profundidade de 110 a 120 cm).

No testemunho T62 a classe dominante foi o silte grosso, grau de seleção variou de pobremente selecionado a muito bem selecionado, assimetria assim como em T61 variou de muito negativa a muito positiva e curtose variou de extremamente leptocúrtica a platicúrtica, sendo que a maior parte das classificações platicúrticas ocorreram na porção basal do testemunho.

7.2.2 Classificação textural e identificação de fácies.

No testemunho T61, 24 amostras (63%) foram classificadas como lama terrígena, 10 amostras (26%) como marga arenosa e 4 amostras (10%) como marga calcárea. No T62, 100% dos sedimentos foram classificados como lama terrígena, com intercalações de lentes milimétricas de areia fina a muito fina.

Diagrama de Shepard

De acordo com a classificação de Shepard, as amostras do no testemunho T61 foram classificadas predominantemente como silte argiloso (Figura 33A) enquanto que, no testemunho T62 as amostras foram classificadas predominantemente como silte ou siltito (Figura 33B).

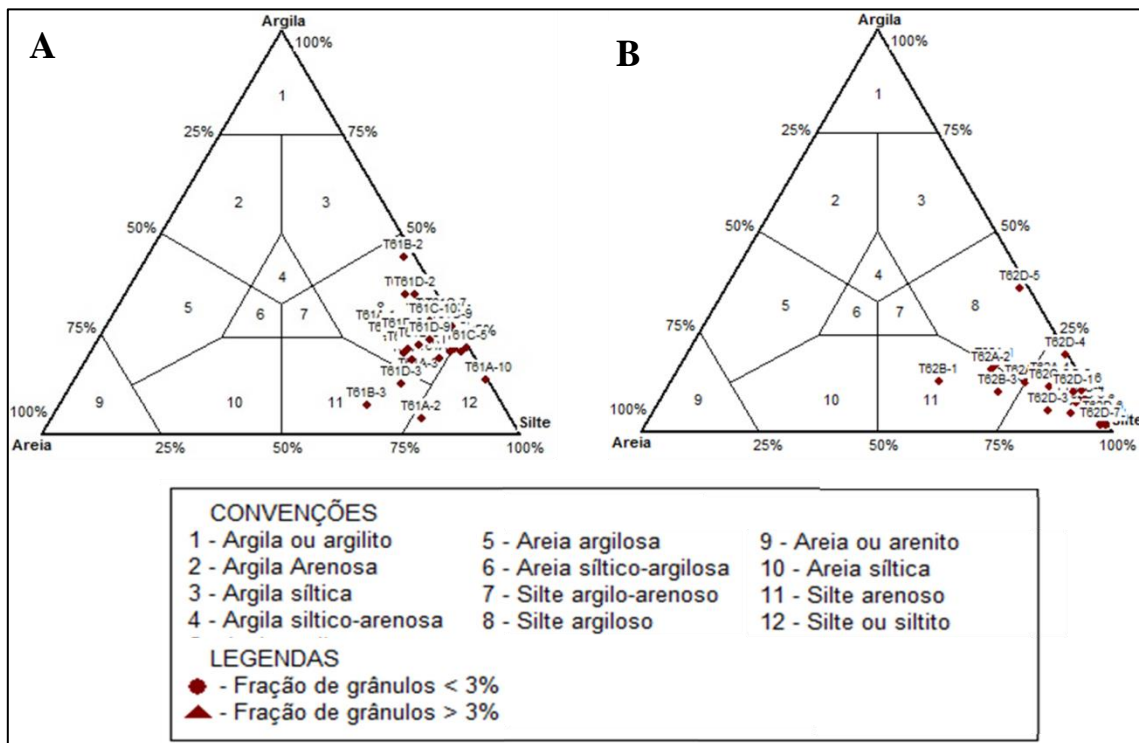


Figura 33 - Classificação de Shepard (1954) para os sedimentos dos testemunhos T61 (A) e T62 (B).
Fonte: A autora.

Diagrama de Perjup

Os sedimentos são normalmente classificados por parâmetros estatísticos, calculados a partir das análises granulométricas (Folk & Ward 1957), porém outros métodos também podem ser

utilizados como o diagrama triangular de Perjup, 1988. Este método possui considerações de caráter hidrodinâmico. O testemunho T61 apresentou hidrodinâmica alta (III-D e III-C) com algumas amostras exibindo hidrodinâmica muito alta (IV-C) (Figura 34A). No testemunho T62 as amostras foram classificadas em sua maioria no regime energético mais intenso (D-IV) (Figura 34B).

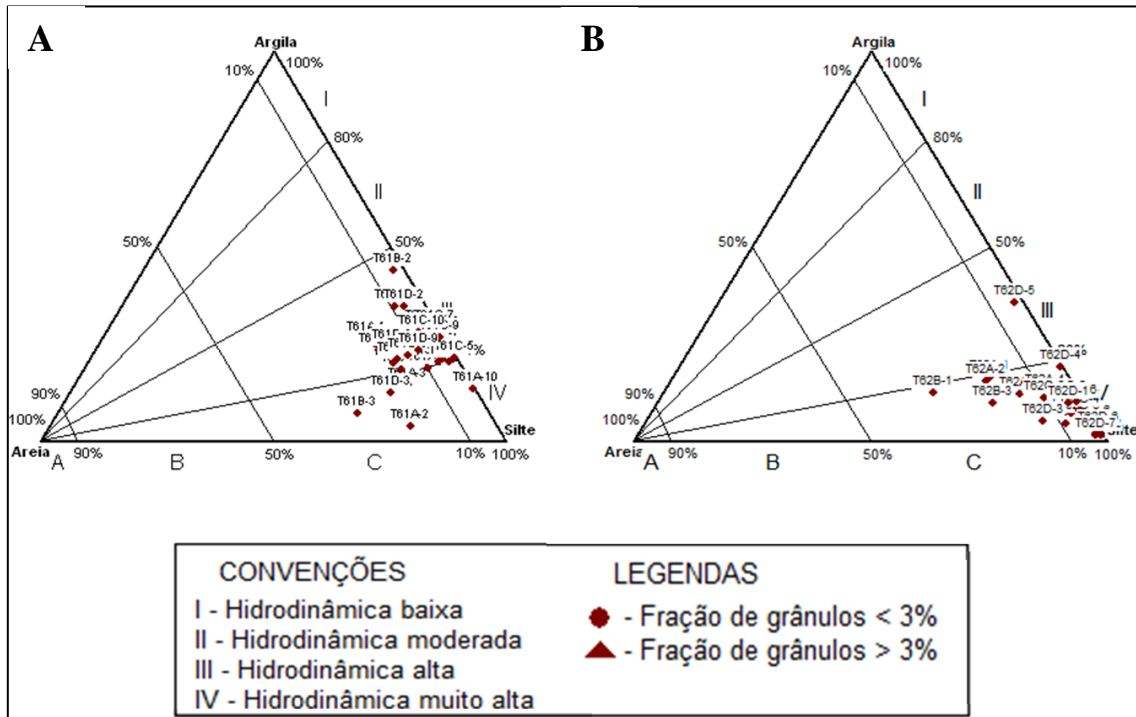


Figura 34 - Classificação de Perjup (1988) para os sedimentos dos testemunhos T61 (A) e T62 (B).
Fonte: A autora.

7.3 MATÉRIA ORGÂNICA

Os teores de matéria orgânica no testemunho T61 variou de 0% a 90%, com três máximos nas profundidades de 30, 170, 240 cm e teores de 63%, 85% e 90% respectivamente. No testemunho T62, por sua vez, os valores variaram de 1% a 40%, no qual é importante salientar um valor máximo na profundidade de 160-170 cm (Figura 35). Em nenhum dos testemunhos foi encontrado um padrão significativo dos teores no sentido topo-base.

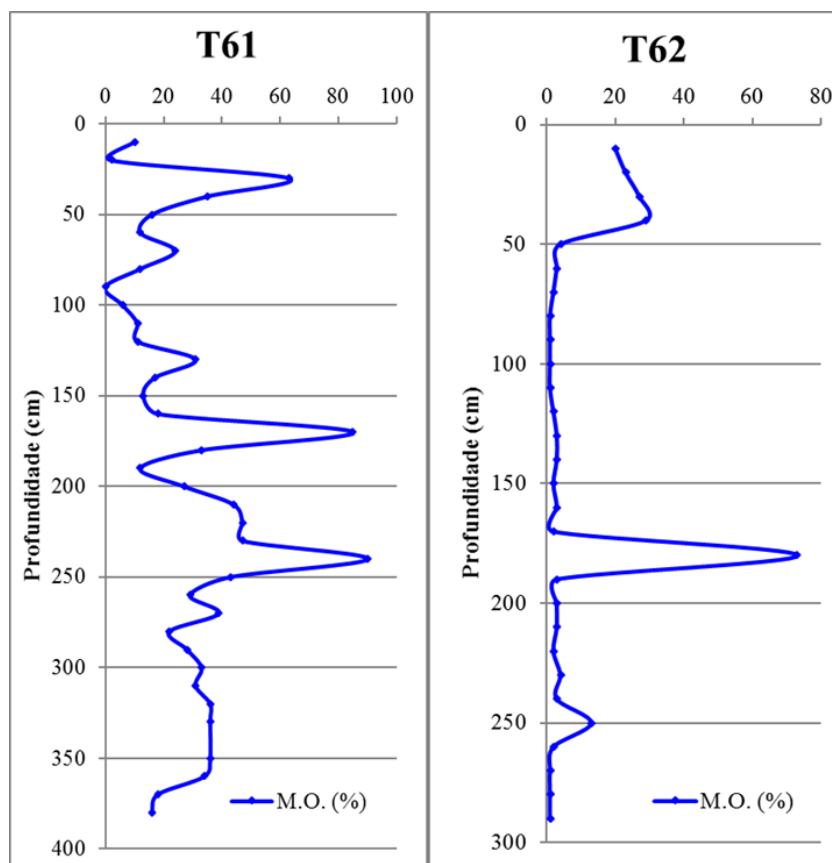


Figura 35 - Gráficos da concentração de matéria orgânica por profundidade em T61 e T62.
Fonte: A autora.

7.4 TEOR DE CARBONATO DE CÁLCIO

Os teores de CaCO_3 no T61 variaram de 15% a 61% com média de 30%. Os máximos foram verificados nos primeiros 20 cm do topo do testemunho (61%) e, também, na base deste (60%) nas profundidades de 310-320 cm. No testemunho T62 os valores variaram de 0% a 16% com média de 6%. Os máximos ocorreram nos primeiros 50 cm (16% a 10%). A partir da profundidade de 100 cm (10%) os valores diminuíram, voltando a aumentar na porção basal (Figura 36).

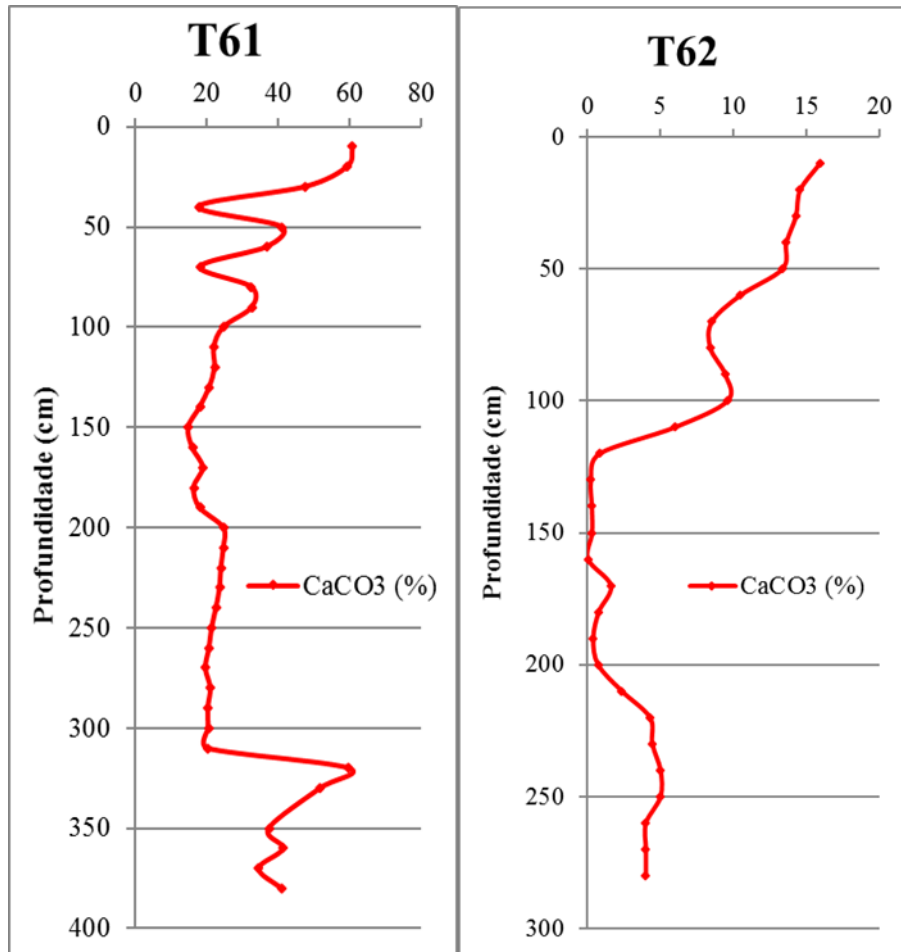


Figura 36 - Gráficos da concentração de CaCO₃ por profundidade em T61 e T62.
Fonte: A autora.

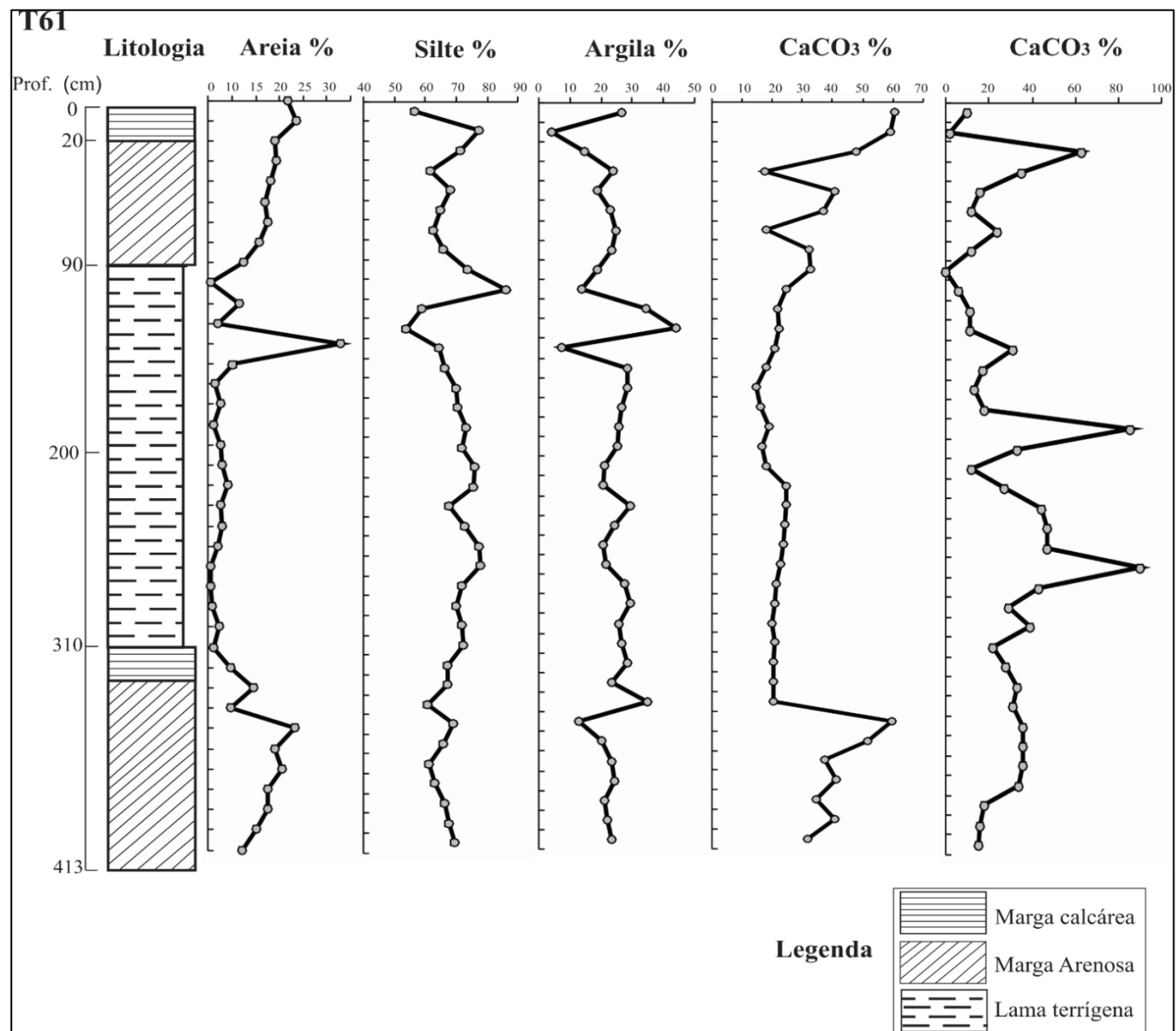


Figura 37 - Ficha técnica do Testemunho T61
Fonte: A autora.

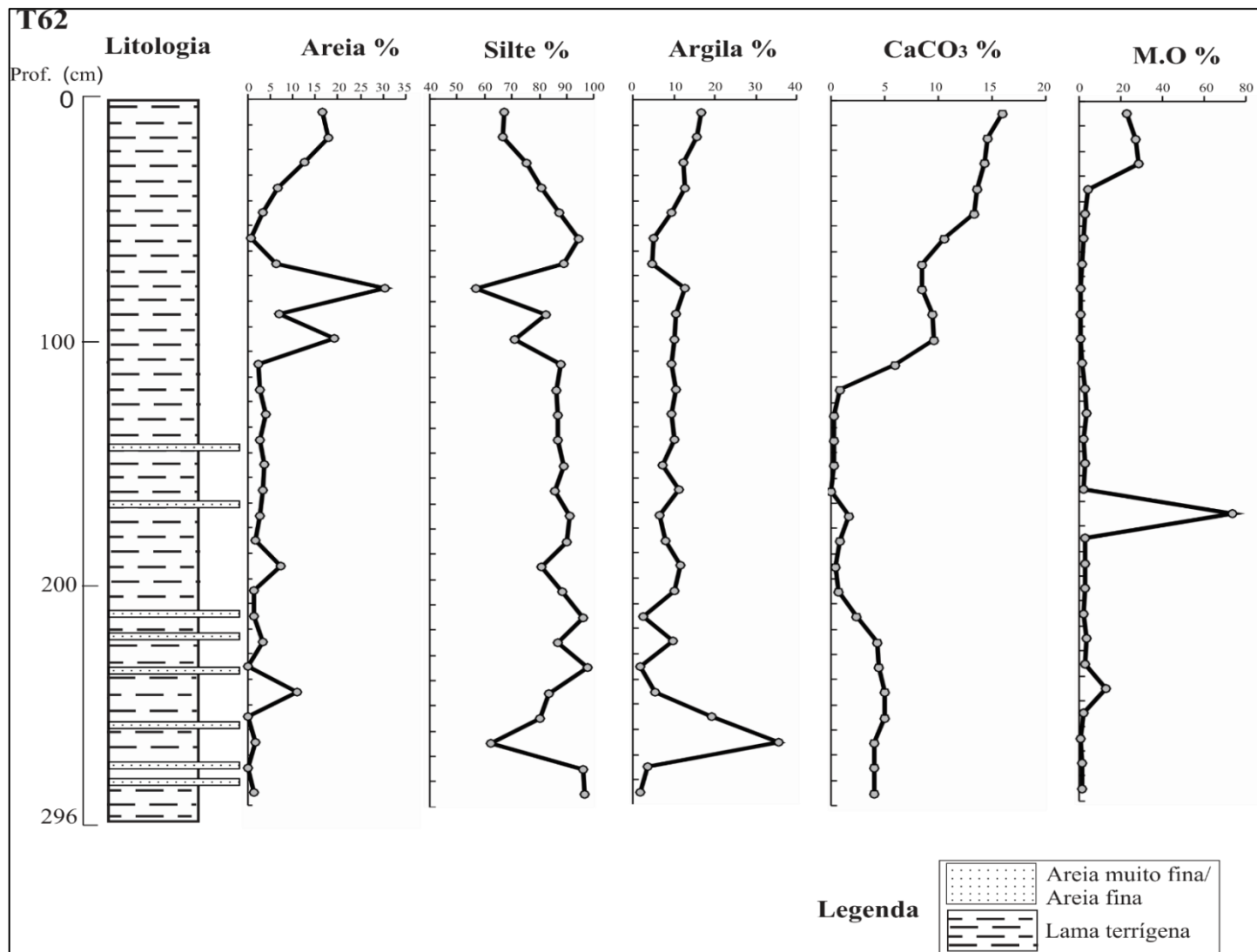


Figura 38 - Ficha técnica do Testemunho T61.
Fonte: A autora.

8 DISCUSSÃO

8.1 ASPECTOS GRANULOMÉTRICOS

A distribuição granulométrica de sedimentos é determinada pela textura original das unidades que os alimentam e pelos processos no qual o sedimento foi submetido (transporte e deposição). Uma análise de alta resolução da granulometria permite reconhecer uma assinatura textural que pode auxiliar na reconstrução de fontes e processos associados à gênese de sedimentos. Além disso, em interpretações de resultados composicionais em sedimentos deve-se levar em conta a sua composição química e mineralógica, porém, este depende da dimensão dos grãos constituintes tornando a granulometria uma importante ferramenta para obter informações diretas sobre a natureza das áreas de alimentação dos sedimentos (Dinnis & Castilho 2014).

Segundo Fredman (1967) e Gao & Collins (1994), os parâmetros estatísticos (diâmetro médio, grau de seleção e curtose) refletem os processos de transporte e deposição dos sedimentos como deposição seletiva, abrasão, remoção seletiva e mistura de sedimentos.

O diâmetro médio fornece o valor do centro da gravidade da curva de distribuição de frequência representando o tamanho médio das partículas. Ambos os testemunhos possuíram a fração silte como classe dominante ao longo de todo o testemunho.

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. O grau de seleção das amostras dos sedimentos superficiais de fundo do talude continental apresentou classificação diferente entre os dois testemunhos. O T61 apresentou grau de seleção predominante pobremente selecionada com apenas 4 amostras classificadas em moderadamente selecionadas. Já no T62 a classificação predominante foi moderadamente selecionada a muito bem selecionada.

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 a classificação dominante foi muito positiva com enriquecimento de partículas finas, demonstrando que predominam a deposição de sedimentos devido a sua sujeição ao selecionamento progressivo das correntes (Almeida 2006).

Em relação à curtose, ambos os testemunhos possuem a predominância de sedimentos com distribuições extremamente leptocúrtica e muito leptocúrtica, no qual relaciona-se a ambientes com

maior hidrodinâmica ou maior movimentação indicando remoção de uma fração dos sedimentos por correntes de fundo (Ponçano 1986). Em menor frequência observou-se distribuições platicúrticas na porção basal do T62 indicando ambientes menos energéticos (Ponçano 1986).

8.2 MATÉRIA ORGÂNICA E CARBONATO

O fluxo da matéria orgânica para o sedimento depende principalmente da produtividade na superfície do oceano e na profundidade da água. Os rios transportam cerca de 1% da produtividade terrestre para o oceano, sendo o principal condutor para a preservação de substâncias orgânicas terrígenas nos sedimentos marinhos. Contudo, evidências indicam que a maioria da matéria orgânica na água do mar e nos sedimentos marinhos são autóctones (Hedges 1995).

Berner (1982) calculou que 94% do total de matéria orgânica são preservados ao longo de margens continentais e apenas 6% além do sopé continental.

Gershanovich *et al.* (1974) encontraram pouca preservação em sedimentos no oceano aberto, porém calculou que quase 90% de todo o carbono orgânico é preservado nos sedimentos do Talude e sopé continentais. Cerca de 5% da matéria particulada fluvial que passa diretamente pelos sistemas deltaicos e 15-50% adicionais dos sedimentos inicialmente depositados em deltas são ressuspensos e redepositados ao longo das plataformas e taludes continentais.

A associação de dados de matéria orgânica com outras informações sedimentológicas, como granulometria, textura e estrutura de sedimentos permite a interpretação da hidrodinâmica dos fundos de áreas marinhas (Pettijohn 1975, Mahiques 1998).

Segundo Knoppers *et al.* (1999) a relação entre a sedimentação terrígena e carbonática controla a distribuição de sedimentos, onde quanto menor o teor de carbonatos nos sedimentos maior a influência continental. Porém, na área de estudo foram encontrados menores valores de carbonato no testemunho que se encontra mais distante da costa, isso se deve ao fato de que, na área há grande diversidade de tipos de sedimentos por se tratar de uma área em que os sedimentos deslizados se misturam com os sedimentos autóctones.

A maioria das amostras do T61 foi classificada como lama terrígena e estão inseridas nas profundidades intermediárias do testemunho. As amostras classificadas em marga calcárea (50-70% de CaCO_3) e marga arenosa (30-50% de CaCO_3) estão inseridas no topo e na base do testemunho, demonstrando um certo padrão na disposição das fácies

No topo do testemunho (nos primeiros 20 cm) tem-se a fácies marga calcárea (LB1) associada à silte grosso, e baixos teores de matéria orgânica indicando um ambiente de alta energia (maior movimentação) dos sedimentos provavelmente provocada por correntes de fundo (Almeida 2006). Os sedimentos entre 20 a 90 cm foram classificados como marga arenosa e com maior quantidade de matéria orgânica na profundidade de 20 a 40 cm relacionados à presença de manchas mais escuras. Os parâmetros estatísticos são semelhantes à camada superior.

Na porção intermediária ocorrem as amostras classificadas como lama terrígena associada à granulometria silte médio, indicando redução da energia hidrodinâmica durante sua deposição, porém sendo suficientemente forte para impedir a deposição da fração argila. Além disso, nessa porção tem-se os menores valores de CaCO_3 , (33 a 16%) e os maiores valores de matéria orgânica (90% e 85%) corroborando com a interpretação de uma condição hidrodinâmica menor em relação à condição ocorrida na deposição dos sedimentos na porção superior do testemunho.

Na porção basal do testemunho, entre as profundidades de 310-413 cm o padrão de fácies se repete, marga calcárea nos primeiros 20 cm e abaixo marga arenosa, com os parâmetros granulométricos bem semelhantes das fácies correspondentes no topo do testemunho.

No testemunho T62 foram observados valores baixos de CaCO_3 (entre 0% a 16 %) associados a sedimentos com granulometria silte grosso. Não foi possível a separação de fácies a partir do conteúdo de carbonato e quantidade de lama, pois 100% dos sedimentos foram classificados como lama terrígena, além de não apresentarem variabilidade significativa nos resultados dos parâmetros estatísticos.

Deste modo, é possível inferir que os sedimentos siliciclásticos foram carregados para o ambiente, dificultando a precipitação dos íons de carbonato de cálcio tornando o ambiente menos propício ao surgimento e preservação de sedimentos bioclásticos, corroborado pelos baixos teores de CaCO_3 , e pela presença de lentes de areia no testemunho.

8.3 FONTE DOS SEDIMENTOS DO TALUDE CONTINENTAL SUPERIOR DO PARÁ-MARANHÃO

Os sedimentos que chegam ao oceano são derivados de duas possíveis fontes:

a) fontes externas: rochas terrígenas desintegradas por intemperismo, ou desgaste químico e/ou mecânico, transportadas para o oceano pelos rios, ou pelo vento. Os rios são as principais

fontes de sedimentos para o oceano. Os sedimentos mais grossos como cascalhos e areias ficam retidos junto à região costeira. Contudo, transportes de massa como correntes de turbidez são capazes de transportar gigantescos volumes de clásticos por dezenas a centenas de quilômetros da costa. b) fontes internas: material produzido por organismos e em menor escala, precipitação geoquímica e bioquímica de sólidos, como nódulos de ferromanganês.

Desta maneira, a grande quantidade de lama terrígena, e valores relativamente baixos para carbonato (em média menor que 30%) indicam um ambiente com aporte de siliclásticos significativo, que podem ser oriundos tanto da Bacia do Amazonas quanto dos rios adjacentes aos estados do Pará-Maranhão.

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, fato observado por Belo (2003) nos sedimentos de fundo da Baía da Ilha Grande, Rio de Janeiro.

Kuehl *et al.* (1986) encontraram no estuário do rio Sucuriçu nas proximidades da foz do rio Amazonas estruturas laminares que consistiam em camadas intercaladas por fácies lamosas e arenosas. Mais tarde, Xavier (2015) identificou no mesmo estuário, camadas de lama maciça interdigitadas por camadas de areia fina maciça, e afirmou que a intensidade hidrodinâmica é um dos fatores responsáveis por essas diferenças entre as camadas sedimentares durante a sedimentação.

Além disso, Azevedo (2014) afirma que a região da Bacia do Pará-Maranhão se encontra sob um contexto extremamente dinâmico em termos de processos deposicionais, influenciados pelas correntes de fundo e as antigas estruturas vulcânicas. No caso do presente estudo, destaca-se a influência das correntes de fundo.

Os sedimentos do talude superior do Pará-Maranhão são característicos de deslizamentos (*slides*) corroborados por Araújo (2009) no qual afirma a existência de um grande depósito chamado de megadeslizamento Pará-Maranhão na mesma área. Além disso, Moraes (2006) afirma que os sedimentos do rio Amazonas são derivados da cadeia Andina, associados principalmente à Clorita. Gibbs (1977) admitiu que as variações nas concentrações de mineral de argila na desembocadura do rio Amazonas se devem a diferentes velocidades de sedimentação de argila.

9 CONCLUSÃO

Foram analisados dois testemunhos coletados no talude continental do Pará-Maranhão totalizando cerca de 7 m de material.

Com base na análise da textura e compilação dos dados obtidos, os sedimentos superficiais de fundo do talude continental do Pará e Maranhão são essencialmente lamosos, predominantemente siltosos com valores variando de 53% a 96%. Os parâmetros granulométricos mostraram-se aproximadamente homogêneos, com classificações verbais dominantes de curtose como muito leptocúrtica, assimetria muito positiva, grau de seleção pobremente selecionada e diâmetro médio classificando os sedimentos como silte grosso.

Os teores de matéria orgânica variaram de 0% a 90%, com os maiores valores no testemunho localizado mais próximo da costa (T61). Não foram observadas variações significativas relacionadas ao sentido topo-base em nenhum dos testemunhos. Os teores de carbonato variaram de 0 a 61%.

Por fim, os sedimentos apresentaram características de origem continental sujeita a condições energéticas altas a muito altas, possivelmente oriundas da bacia do rio Amazonas 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 do Pará-Maranhão. Além disso, características texturais dos sedimentos do testemunho T62 indicaram, mesmo que de forma simplória, que estes estiveram sujeitos à maiores variações nas intensidades dos agentes energéticos.

REFERÊNCIAS

- Alkmim A. R. 2014. *Investigação geoquímica e estratigráfica da Formação Ferrífera Cauê a porção centro oriental do Quadrilátero Ferrífero*. DS de Mestrado em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto Minas Gerais. 178p.
- Almeida B. T., Nunes J., Rocha P. 2006. Caracterização e distribuição de carga sedimentar do leito do ribeirão Palmito em Três Lagoas (MS). *In: 6º Simpósio Nacional de Geomorfologia e Regional Conference on Geomorphology*. 12 p. Disponível em: <<http://www.labogef.iesa.ufg.br/links/Sinageo/fscommand/web/articles/056.pdf>>. Acesso em: 11/10/2016.
- Almeida N. M. D. 2014. *Caracterização e análise do talude continental adjacente à bacia potiguar, NE Brasil*. DS Mestrado, Programa de Pós-graduação em geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 110 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.
- Asmus H. E. & Guazelli W. 1981. Descrição sumária das estruturas da margem Continental Brasileira e das áreas Oceânicas e Continentais adjacentes-hipóteses sobre o tectonismo causador e implicações para os prognósticos do potencial de recursos minerais. *Série Projeto REMAC*, **9**: 187-269.
- Azevedo R. L. de 2014. Morfoestrutura e dispersão sedimentar na bacia oceânica ao largo da bacia Pará-Maranhão, através da interpretação de perfis de sísmica multicanal. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, **15** (2): 273-289.
- 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.
- Belo W. C., Dias G., Dias M. S. 2002. O fundo marinho da baía da ilha Grande, RJ: o relevo submarino e a sedimentação no canal central. *Revista Brasileira de Geofísica*, **20** (1): 5-15.
- Berner R. A. 1982. Burial of organic carbon and pyrite sulfur in the modern ocean: its geochemical and environmental significance. *Am. J. Sci.:(United States)*, **282**: 451-473.
- Boylan A. L., Waltham D. A., Bosence D. W. J., Badenas B., Aurell M. (2002). Digital rocks: linking forward modelling to carbonate facies. *Basin Research*, **14**(3): 401-415
- Brandão J. A. S. L. & Feijó F. J. 1994. Bacia do Pará-Maranhão. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **8** (1): 101-102.

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, M. G. 2006. Sysgran: um sistema de código aberto para análises granulométricas de sedimentos. *Revista Brasileira de Geociências*, **36** (2): 371-378.

Coutinho P. N. 2005. *Levantamento do estado da arte da pesquisa dos recursos vivos marinhos do Brasil*. (Relatório do Programa REVIZEE (1995-2000), Oceanografia Geológica. Brasília, DF., FEMAR/SECIRM/MMA).

CPRM. 2002. Geologia e recursos minerais da Amazônia Brasileira, região Cratônica. Sistema de Informações Geográficas –SIG. Mapa na escala 1: 1.750.000. CD-ROM.

Curtin T.B. 1986. Physical observation of the plume region of the Amazon river during peak discharge - II. Water masses. *Continental Shelf Research*, **6**: 53-71.

Dale, A. W. & Prego, R. 2002. Physico-biogeochemical controls on benthic pelagic coupling of nutrient fluxes and recycling in a coastal upwelling system. *Marine Ecology Progress Series*, **235**: 15-28.

Damuth J. E. & Emebley R. W. 1981. Mass-transport processes on Amazon Cone: western equatorial Atlantic. *AAPG Bulletin*, **65** (4): 629-643.

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.

Diretoria de Hidrografia e Navegação - DHN. 1989. *CXXXV Comissão Oceanográfica Operação Pavassas I. NOc. "Almirante Saldanha" (28/06 a 19/09/87)*. Rio de Janeiro, Marinha do Brasil, 28p.

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*. **34** (4): 864-874.

Estado do Maranhão. 2011. Decreto nº 27.845, de 18 de novembro de 2011. Regulamenta a Lei nº 8.149, de 15 de junho de 2004, que institui a Política Estadual de Recursos Hídricos, o Sistema de Gerenciamento Integrado de Recursos Hídricos, com relação às águas superficiais, e dá outras providências. *Diário Oficial do Estado do Maranhão*, São Luís, 18 novembro, nº. 222, p. 5-18.

Fass R. W. 1986. Mass-physical and geotechnical properties of surficial sediments and dense nearbed sediment suspensions on the Amazon continental shelf. *Continental Shelf Research*, **6**(1/2): 189-208.

Ffield A. 2005. North Brazil Current rings viewed by TRMM Microwave Imager SST and the influence of the Amazon Plume. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, **52**(1): 137-160.

Flagg C.N., Gordon R.L., Mcdowell S. 1986. Hydrographic and current observations on the continental slope and shelf of the Western Equatorial Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, **16**: 1412-1429.

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). 24.

Freire, G.S.S., Cavalcanti, V. M. M., Maia, L. P., Lima, S. F. 1997. Classificação dos Sedimentos da Plataforma continental do Estado do Ceará. Anais do simpósio de Geologia do Nordeste, Fortaleza-CE, p. 209-211.

Martins, A.C.S, Luz, M.S. F.C. 2004. Cenário climatológico atuante no litoral Norte da Amazônia Brasileira. III Curso de Especialização em Oceanografia, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 64 p.

Friedman, G. M. 1967. Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. *Journal of Sedimentary Petrology*, **37**: 327-354.

Gallo M.N. 2004. A influência da vazão fluvial sobre a propagação da maré no estuário do rio Amazonas. DS de Mestrado, Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 99p.

Gallo M.N. & Vinzon S.B. 2005. Generation of overtides and compound tides in Amazon estuary. *Ocean Dynamics*, **55** (5-6): 441-448.

Gallo M.N.& Vinzon S.B. 2015. Estudo numérico do escoamento em planícies de marés do canal norte (estuário do rio Amazonas). *RIBAGUA - Revista Iberoamericana del Agua*, **2** (1): 38-50.

Gao, S. & Collins, M.B. 1994. Analysis of grain size trends, for defining sediment transport pathways in marine environments. *Journal of Coastal Research*, **10**(1): 70-78.

Gershanovich, D. E., Gorshkova, T. I., Koniukhov, A. I. 1974. Organic matter in recent sediments of continental margins. *Organic matter in recent and fossil sediments and methods of its investigation*. [S.n.], Nauka, Moskou, 63-80p.

Geyer W.R., Beardsley R.C., Lentz E.J., Candela J., Limeburner R., Jonhs W.E., Castro B.M., Soares I.D. 1996. Physical oceanography of the Amazon shelf. *Continental Shelf Research*, **16**: 575-616.

Gibbs R.J. 1970. Circulation in the Amazon river estuary and adjacent Atlantic Ocean. *Journal of Marine Research*, **28**: 113-123.

- Godoi, A. C. 2013. *Remineralização da matéria orgânica sedimentar em resposta à simulação de processos oceanográficos*. DS Mestrado, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, 160 p.
- Grodsky S.A. & Carton J.A. 2003. The intertropical convergence zone in the South Atlantic and the Equatorial Cold Tongue. *Journal of Climate*, **16**: 723-733.
- Gross, M.D. 1971. Carbon determination. In: Carver R.E. (ed.) *Procedures in sedimentary petrology*. [S.l.], Wiley-Interscience, p. 573-596.
- Hedges J.I., Keil R.G. 1995. Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis. *Marine chemistry*, **49** (2-3): 81-115.
- Henrichs S.M. 1992. Early diagenesis of organic matter in marine sediments: progress and perplexity. *Marine Chemistry*, **39** (1-3): 119-149.
- Igreja, H. L. S. 1992. Aspectos tectono-sedimentares do fanerozóico do Nordeste do estado do Pará e Noroeste do Maranhão. TS Doutorado, Universidade Federal do Pará, Belém. 192p.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). 1997. *Zoneamento geoambiental do estado do Maranhão*: subsídios gerais para a ordenação territorial. Salvador, IBGE. 1 CD-ROM.
- Jackson M.L. 1962. *Soil chemical analysis*. New Jersey, Prentice-Hall, INC, 498p.
- Johns, W. E., Lee T. N., Beardsley R. C., Candela, J., Limeburner R., Castro B.M., 1998. Annual cycle and variability of the North Brazil Current. *Journal of. Physic Oceanography* **28**: 103-128
- Klemme H. D. 1980. Petroleum Basins-Classifications and Characteristics. *Journal of Petroleum Geology*, **3**(2): 187-207.
- Knoppers B., Ekau W., Figueiredo A.G. 1999. The coast and shelf of east and northeast Brazil and material transport. *Geo-Marine Lett.* **19**: 171-178.
- Kralik M. 1999. A rapid procedure for environmental sampling and evaluation of polluted sediments. *Applied Geochemistry*, **14**: 807-816.
- Krelling A.P.M. 2010. *A estrutura vertical dos vórtices da corrente norte do Brasil*. DS Mestrado, Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 60p.
- Krumbein W. C. & Pettijohn F. J. 1938. *Manual of sedimentary petrology*. New York, Appleton-Century-Crofts. Inc., 549p.
- Kuehl S.A., Nittrouer C.A., Demaster D.J. 1986. Distribution of sedimentary structures in the Amazon subaqueous delta. *Cont. Shelf Res.* **6** (1/2): 311-336.
- Lentz S.J. & Limeburner R. 1995. The Amazon river plume during AMASSEDS: spatial characteristics and salinity variability. *Journal of Geophysical Research*, **100** (C2): 2355-2376.

Lumpkin, R. & Garzoli, S. L. 2005. Near-surface circulation in the tropical Atlantic Ocean. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, **52**(3): 495-518.

Mahiques, M. M. de 1998. Características da matéria orgânica sedimentar da plataforma continental interna e média entre a Baía da Guanabara (RJ) e São Francisco do Sul (SC). Doctoral Dissertation, Universidade de São Paulo. 109p.

Maia M. F. B., Barbosa J. A., Lima Filho M. M. H., Santana, F. R. 2012. Características petrográficas e geoquímicas das formações siliciclásticas (Aptiano-Albiano) da Bacia de Pernambuco, NE do Brasil. *Estudos Geológicos*, **22**(1), 55-75.

McManus J. 1988. Grain size determination and interpretation. In: Tucker, M. (ed.). *Techniques in sedimentology*. Oxford, Blackwell, 63-85.

Moraes S.O.C. de 2011. *Caracterização da corrente norte do Brasil na região da retroflexão*. TS Doutorado, Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 66p.

Neto J. A. B., Ponzi V. R. A., Sichel, S. E. 2004. *Introdução à geologia marinha*. Editora Interciência, 279p.

Neto, A. V. N. 2013. *Variabilidade da Corrente Norte do Brasil associada aos padrões termohalinos na borda da Plataforma Continental Norte do Brasil*. DS Mestrado, Pós-graduação de Oceanografia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife. 96p.

Ojeda Hao. 1981. Estrutura, estratigrafia e evolução das bacias marginais brasileiras. *Rev. Bras. Geocienc.* **11**(4): 257-273.

Ocean Instruments, 2016. Disponível em: <https://www.who.edu/page.do?pid=8415&tid=7342&cid=8087>. Acessado em: 08/09/2016.

Pejrup, M. 1988. *The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: a new approach. Tide-influenced sedimentary environments and facies*. Dordrecht, Reidel, 289-300.

Pettijohn F.J. 1975. *Sedimentary rocks*, 3rd ed. [S.l., s.n], 628p

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 RD, Piper DJW, Klaus A, and Peterson LC (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.

Rao V.B., Hada K. 1990. Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with the southern oscillation. *Theoretical and Applied Climatology*, **42**: 81-91.

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). 303p.

Santos R.A. 2000. Programa REVIZEE. Brasília,DF: Ministério do Meio Ambiente. **4**: 278-282.

Shepard, F. P. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journal of Sedimentary Research*, **24**(3): 151-158.

Schott F. A., Brandt P., Hamann M., Fischer J., Stramma L. 2002. On the boundary flow off Brazil at 5–10 S and its connection to the interior tropical Atlantic. *Geophysical Research Letters*, **29**(17): 21-1-21-4

Shanmugam, G. 2016. Slides, slumps, debris flows, turbidity currents, and bottom currents. *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*. 88p.

Silva A. C. 2006. *An analysis of the water properties in the western tropical Atlantic using observed data and numerical model results*. TS Doutorado, Pós-graduação em oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco, Recife. 135p.

Smith W. H. & Sandwell, D. T. 1997. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, **277**(5334): 1956-1962.

Soares Junior A. V., Costa J. B. S., Hasui Y. 2008. Evolução da margem atlântica equatorial do Brasil: três fases distensivas. *Geociências*, **7**(4): 427-437.

Soares, E. F. 2007. Bacia do Pará-Maranhão. *Boletim de geociências Petrobrás*, Rio de Janeiro, **15** (2): 321-329.

Stramma L., Schott F. 1999. The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. *Deep Sea Research II*, **46**: 279-303.

Suguio, K. 2003. *Geologia sedimentar*. [1ª ed. S.l.]. Edgard Blücher.

Szatmari P. & Porto R. 1982. Classification of onshore sedimentary basins in Brazil. Abstract. *AAPG Bulletin*, **66**(5): 618-619.

Uvo C. & Berndtsson R. 1996. Regionalization and spatial properties of Ceará state rainfall in northeast Brazil. *Journal of Geophysical Research*, **101** (D2): 4221-4233.

Vital H., Silveira I. M. D., Amaro V. E. 2005. Carta sedimentológica da plataforma continental brasileira: área Guamaré a Macau (NE Brasil), utilizando integração de dados geológicos e sensoriamento remoto. *Revista Brasileira de Geofísica*, **23**(3): 233-241.

Wentworth, C. K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, **30**(5): 377-392.

Xavier D. A., Barcellos R. L., Berrêdo J. F., Silveira O. M. 2016. Caracterização sedimentar subsuperficial recente da planície costeira amazônica: O exemplo da região do Cabo Norte-AP. *Brazilian Journal of Aquatic Science and Technology*, **19**(2): 38-46.

Zalán P. V. 2001. Growth folding in gravitational fold-and-thrust belts in the deep waters of the Equatorial Atlantic, Northeastern Brazil: *AAPG Annual Convention Official Program Book* and CD-ROM, Denver, June, 223p.

Zembruscki S. G., Gorini M. A., Palma J. J. C., Costa M. P. A. 1971. Fisiografia e distribuição dos sedimentos superficiais na Plataforma Continental Norte Brasileira. *Bol. Téc. Petrobras*, **14**: 127-155.