

AUGUSTO DE RUBIM COSTA GURGEL

**Ressonância da Onda de Maré na Plataforma Continental
Amazônica**

RECIFE-PE - JAN/2015



UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DE PERNAMBUCO
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA APLICADA

Ressonância da Onda de Maré na Plataforma Continental Amazônica

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Física Aplicada como exigência parcial à obtenção do título de Mestre.

Área de Concentração: Física Aplicada

Orientando: Augusto de Rubim Costa Gurgel

Orientador: Prof. Dr. Héctor Raúl Montagne Dugrós

Co-orientador: Prof. Dr. Alex Costa da Silva

RECIFE-PE - JAN/2015.

UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DE PERNAMBUCO
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA APLICADA

Ressonância da Onda de Maré na Plataforma Continental Amazônica

Augusto de Rubim Costa Gurgel

Dissertação julgada adequada para obtenção do título de mestre em Física Aplicada, defendida e aprovada por unanimidade em 20/01/2015 pela Comissão Examinadora.

Orientador:

Prof. Dr. Héctor Raúl Montagne Dugrós
Universidade Federal Rural de Pernambuco

Co-orientador:

Prof.Dr. Alex Costa da Silva
Universidade Federal de Pernambuco

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Héctor Raúl Montagne Dugrós
Universidade Federal Rural de Pernambuco
DF-UFRPE

Prof. Dr. Moacyr Cunha Araújo Filho
Universidade Federal de Pernambuco
DOCEAN-UFPE

Prof. Dr. Ramón E. Ramayo González
Universidade Federal Rural de Pernambuco
DF-UFRPE

Agradecimentos

Gostaria de agradecer primeiramente a Deus, que me deu esta grande oportunidade e força para superar as dificuldades encontradas para realizar este trabalho.

Aos meu pais, Salu e Nina pelo incentivo dado do início ao fim, não só do Mestrado mas em toda minha vida. A minha irmã Camila pelo enorme carinho que tem por mim. A minha namorada Edivânia pela compreensão da distância nesses últimos tempos. E todos os meu familiares pelo carinho recebido, especialmente as minhas avós Ephigênia e Ilcione.

Aos Professores Dr. Héctor Raúl e Dr. Alex Silva pela oportunidade de trabalharmos juntos neste projeto e que muito aprendi no campo da pesquisa.

Aos examinadores Dr. Moacyr Araújo e Dr. Ramón González que aceitaram estar participando desta banca, representando assim um apoio da comunidade científica no trabalho proposto.

Aos meus amigos de mestrado que dividiram as dificuldades comigo e amigos que fiz no mestrado : Adson, Augusto, Daniel, Danilo, Izabelly, Maelyson, Magda, Chico, Cosmo e Raphael.

Por último gostaria de deixar um agradecimento mais que especial ao pessoal do pensionato que me aturaram por quase dois anos e meio que tornaram-se meus grandes amigos(as): Bárbara Camboim, Joelma Carvalho, Tássio Martins, Regina Melo, Heitor Fernandes, Patricia Roberta, Mayara Martins, César Oliveira e Marcius Vinicius.

Resumo

Este trabalho objetiva localizar áreas de ressonância na Plataforma Continental Amazônica (P. C. A.). A Plataforma Continental Amazônica é uma região de grande interesse devido a sua dinâmica complexa. As áreas de ressonância resultam da interação ressonante da onda de maré com o talude continental. A razão (C_{res}) entre a inclinação da onda de maré e do talude continental caracteriza o tipo de reflexão que ocorre em determinada região. O coeficiente C_{res} foi obtido a partir de dados hidrográficos de 23 perfiladores verticais Conductivity-Temperature-Depth (CTD) do programa REVIZEE-NO, coletados durante os meses de maio e junho de 1999, período de vazão máxima do rio Amazonas, 24 perfiladores verticais do mesmo programa coletados entre os meses de outubro e novembro de 1997, período de vazão mínima do rio Amazonas e da batimetria da região a partir do banco de dados do ETOPO2. Quando as inclinações são iguais, ou seja, $C_{res} = 1$, ocorre o fenômeno da ressonância. Levando em consideração uma margem de 10% para estudo da região ressonante, valores acima de 1,1 resultam numa interação supercrítica e valores abaixo de 0,9 subcríticas. Apesar dos fenômenos supercríticos e subcríticos terem sido bem estudados, pouco se sabe das regiões ressonantes no fenômeno de interação onda-talude. Em nosso estudo foi observado que a inclinação com que a onda de maré chega ao talude se mantém inalterado em toda região, sendo a suavidade da inclinação do talude o fator determinante do coeficiente de ressonância C_{res} , entretanto a variação da densidade ocasionada pela vazão do rio Amazonas também interfere na variação do coeficiente de ressonância. Quanto mais suaves forem as inclinações, mais energéticas serão as ondas. As áreas supercríticas e ressonantes são responsáveis pela re-sedimentação na plataforma continental, já as áreas subcríticas não atuam nesse processo. Nossa análise mostra que apenas 11% das regiões na P. C. A. são ressonantes quando a vazão é máxima e apenas 10,7% quando a vazão é mínima. Este trabalho revela que as áreas ressonantes e supercríticas são encontradas próximas a foz do rio Amazonas, atuando como uma força contrária ao movimento dos sedimentos do rio. Este fenômeno é um fator importante que deve ser considerado para explicar e quantificar a dinâmica dos sedimentos em suspensão. O estudo da ressonância faz-se ainda necessário pois quando a frequência da onda aumenta em um pequeno comprimento, tornando-se maior que a frequência de Brunt-Väisälä, verifica-se a quebra da onda, que pode resultar em processo de inversão de

densidade e em intensificação dos processos de mistura, gerando regiões mais propícias para a biodiversidade marinha.

Palavras-chave: Plataforma Continental Amazônica, ondas internas ressonantes, quebra da plataforma.

Abstract

This study aims to locate areas of resonance in the Amazon Continental Shelf (A. C. S.). The Amazon Continental Shelf is a region of great interest due to its complex dynamics. The areas of resonance result from resonant interaction of tidal wave with the continental slope. The ratio (C_{res}) between the slope of the tidal wave and the continental slope characterizes the type of reflection that occurs in a given region. The coefficient C_{res} is obtained from hydrographic data of 23 profilers Conductivity-Temperature-Depth (CTD) of REVIZEE-NO program collected during the months of May and June 1999, i.e. the maximum flow period of the Amazon, 24 vertical profiles of the same program collected during the months of October and November of 1997, i.e. minimum flow period of the Amazon river and the bathymetry of the region from ETOPO2 database. When the slopes are the same, or $C_{res} = 1$, the resonance phenomenon occurs. Taking into account a margin of 10%, whatever figure above 1,1 values results in supercritical interaction and values below 0,9 are subcritical. Although Supercritical and subcritical phenomena have been well studied, little is known about resonant regions. In our study it was observed that the slope with which the tidal wave reaches the slope maintains itself unchanged throughout the region, where the embankment slope gently determines the coefficient C_{res} . However the change in density caused by the flow of the Amazon River also interferes in the variation of the resonance coefficient. The more gentle slopes are, the more energy waves will be. The supercritical and resonant areas are responsible for re-sedimentation on the continental shelf, whereas subcritical areas do not take part in this process. Our analysis shows that only 11% of the regions in the A. C. S. are resonant at the maximum flow of the Amazon River and only 10,7% at minimum flow of Amazon River. This study shows that the resonant and supercritical areas are found near the mouth of the Amazon River, thus acting as a counter force against the movement of the river sediments. This phenomenon is an important factor which must be considered so as to explain and quantify the suspended sediment. The study of resonance is necessary because the frequency of the wave increases at a short length, which becomes greater than the Brunt-Vaisälä frequency thus generating wave breaking which is associated with the density inversion process as well as the mixing process, which eventually creates more favorable regions for marine biodiversity.

Key words: Amazon Continental Shelf, resonant internal waves, shelf break.

Sumário

Lista de Figuras	ix
Lista de Tabelas	xii
1 Introdução	1
2 Estado do Conhecimento	4
2.1 Morfologia Oceânica	4
2.1.1 Plataforma Continental	5
2.1.2 O Talude Continental	6
2.1.3 Sopé Continental	7
2.2 Área de Estudo	8
2.2.1 Localização	8
2.2.2 Plataforma Continental Amazônica	9
2.2.3 Rio Amazonas	10
2.2.4 Foz do Rio Amazonas, Maré e Energia	11
2.3 Ondas	12
2.3.1 Ondas de Maré	12
2.4 Propriedades da Água do Mar	17
2.5 Estabilidade vertical da Água do Mar	22
2.5.1 Dinâmica em um Fluido Continuamente Estratificado	22
3 Dados e Metodologia	27
3.1 Dados Hidrográficos	27

3.1.1	CTD	29
3.1.2	Frequência de Brunt-Väisälä	31
3.2	Dados Batimétricos	34
3.2.1	ETOPO2	34
3.3	Cálculo do Coeficiente de Ressonância	36
4	Resultados e Discussão	39
4.1	Frequência de Brunt-Väisälä	39
4.2	Perfis Verticais da água da PCNB	44
4.3	Coeficientes de Ressonância	50
4.3.1	Região Subcrítica	59
4.3.2	Região Supercrítica	61
4.3.3	Região Ressonante	64
5	Conclusões	68
	Anexo A – Estabilidade vertical da água do mar	70
	Referências Bibliográficas	79

Lista de Figuras

2.1	Divisão da Margem Continental em : plataforma continental, talude continental e sopé continental. Fonte:www.mma.gov.br	5
2.2	Plataforma Continental Jurídica Brasileira. A região em azul claro corresponde a ZEE já a região azul escuro é uma extensão da plataforma continental pleiteada a Comissão de Limites da Plataforma Continental da ONU. Fonte: http://www.mar.mil.br/secirm	6
2.3	Divisão completa do oceano : plataforma continental, talude continental, fossa oceânica, planície abissal e rifte. Fonte: http://cna7.wordpress.com	8
2.4	Plataforma Continental Norte do Brasil.	9
2.5	Uma massa m próxima da superfície da terra.	15
2.6	A força de maré é para fora nos pontos P e R e para dentro nos pontos S e Q.	16
2.7	Temperatura em função da profundidade, característica da região Amazônica, a aproximadamente 100 m de profundidade é observado a termoclina.	18
2.8	Salinidade em função da profundidade característica da região Amazônica.	20
2.9	Densidade em função da profundidade, característica da região amazônica.	21
2.10	Sistema de Coordenadas no espaço do número de ondas. Fonte: Kundu(1990)	25
3.1	Localizações das estações de CTD coletados durante o Programa REVIZEE-NO para o período de máxima e mínima vazão.	29
3.2	Aparelho de CTD Sea Bird Electronics SBE911plus usado na coleta de dados do projeto REVIZEE. Fonte:www.seabird.com/sbe911plus-ctd	30
3.3	Frequência de Brunt-Väisälä, calculado a partir dos dados coletados pelo CTDs, durante o período de máxima descarga do rio Amazonas.	32
3.4	Frequência de Brunt-Väisälä, calculado a partir dos dados coletados pelo CTDs, durante o período de mínima descarga do rio Amazonas.	33

3.5	Exemplos de perfis batimétricos em diferentes seções da região de estudo. Cada área pode apresentar mais de um tipo de região de reflexão.	35
3.6	Exemplo representativo de batimetria da região de estudo da área 1.	35
3.7	Exemplo representativo de batimetria da região de estudo da área 2.	36
3.8	Exemplo representativo de batimetria da região de estudo da área 3.	36
4.1	Mapa com as diferentes localizações da Frequência de Brunt-Väisälä. Fonte: King (2012)	39
4.2	As diferentes figuras mostram a variação espacial e dentro delas as diferentes cores correspondem a variação temporal. Fonte: King(2012)	40
4.3	Localização dos CTD usados, dentro da região de estudo, para calcular a frequência de Brunt-Väisälä.	41
4.4	Comparativo temporal da Frequência de Brunt-Väisälä do CTD 1.	42
4.5	Comparativo temporal da Frequência de Brunt-Väisälä do CTD 2.	42
4.6	Comparativo temporal da Frequência de Brunt-Väisälä do CTD 3.	42
4.7	Comparativo temporal da Frequência de Brunt-Väisälä do CTD 4.	43
4.8	Comparativo temporal da Frequência de Brunt-Väisälä do CTD 5.	43
4.9	Comparativo temporal da Frequência de Brunt-Väisälä do CTD 6.	43
4.10	Comparativo temporal da Frequência de Brunt-Väisälä do CTD 7.	44
4.11	Comparativo das densidades obtidos pelos CTDs na máxima vazão.	45
4.12	Comparativo das densidades obtidos pelos CTDs na mínima vazão.	45
4.13	Comparativo das densidades obtidos pelos CTDs na máxima e na mínima vazão. A vazão máxima esta representada pela cor vermelha, enquanto que a vazão mínima esta representada pela cor azul.	46
4.14	Comparativo das salinidades no período de máxima vazão do rio Amazonas.	47
4.15	Comparativo das salinidades no período de mínima vazão do rio Amazonas.	48
4.16	Diagrama TS para o período de máxima vazão do rio Amazonas.	49
4.17	Diagrama TS para o período de mínima vazão do rio Amazonas	50
4.18	Coeficientes de ressonância da região Amazônica para vazão máxima do rio.	51

4.19	Coeficientes de ressonância da região Amazônica para vazão máxima do rio na região norte.	52
4.20	Coeficientes de ressonância da região Amazônica para vazão máxima do rio na região central.	53
4.21	Coeficientes de ressonância da região Amazônica para vazão máxima do rio na região sul.	54
4.22	Coeficientes de ressonância da região Amazônica para vazão mínima do rio.	55
4.23	Coeficientes de ressonância da região Amazônica para vazão mínima do rio na região norte.	56
4.24	Coeficientes de ressonância da região Amazônica para vazão mínima do rio na região central.	57
4.25	Coeficientes de ressonância da região Amazônica para vazão mínima do rio na região sul.	58
4.26	Tipo de Região subcrítica. Fonte: Cacchione et al.(2002)	59
4.27	Localização das áreas subcríticas.	60
4.28	Região Subcrítica representativa à área 1.	60
4.29	Região Subcrítica representativa à área 2.	61
4.30	Tipo de Região supercrítica. Fonte: Cacchione et al.(2002)	62
4.31	Localização de uma região supercrítica.	62
4.32	Batimetria representativa da região Supercrítica.	63
4.33	Batimetria representativa da região Supercrítica.	63
4.34	Fenômeno da Ressonância. Fonte: Cacchione et al.(2002)	65
4.35	Localização das regiões ressonantes.	66
4.36	Região ressonante.	66
4.37	Região ressonante.	67
A.1	Sistema de Coordenadas no espaço do número de ondas. Fonte: Kundu(1990)	77

Lista de Tabelas

2.1	Características de algumas das principais constituintes da maré astronômica	13
2.2	Classificação das Marés de acordo com o fator F	13

1 Introdução

O aporte de material de origem continental nos oceanos tem como principal agente os rios. A região Amazônica é considerada a segunda do mundo em suprimento de sólidos, esse suprimento de sólidos que chegam à plataforma continental estão avaliados entre $1,1$ e $1,3 \times 10^9 \text{ ton.ano}^{-1}$ (MEADE et al., 1985), correspondendo de 7% a 9% da descarga sedimentar lançada nos oceanos. Ou seja, aproximadamente 18 trilhões de toneladas de suprimentos sólidos são lançados nos oceanos, mas apenas uma pequena parte chega a plataforma continental.

Antes de chegar à plataforma continental, os sedimentos encontram diferentes regiões deposicionais. Planícies costeiras e algumas elevações no mar são alguns dos exemplos. O estudo do transporte sedimentar do talude para a plataforma continental pelas ondas internas de maré é um tema bastante recorrente, com teorias que explicam bem duas situações de reflexão de ondas que chegam ao talude: reflexões subcríticas e supercríticas (ZHANG et al., 2008). As reflexões ressonantes ainda necessitam de serem bem estudadas na interação onda-talude.

Zhang et al. (2008) mostraram uma nova explicação para intensos fluxos na borda da plataforma continental devido a existência do fenômeno de ressonância entre as ondas de maré e a inclinação do talude continental. Esses intensos fluxos afetam o transporte de sedimentos nos sistemas costeiros.

As ondas de maré são ondas de gravidade interna. As ondas de gravidade internas são movimentos ondulatórios que ocorrem no interior da coluna de água, associadas à estratificação vertical de densidade, isto é, as ondas internas possuem também movimento vertical (GARRETT; KUNZE, 2007). As ondas de maré são geradas pela força de maré astronômica, que causam correntes de maré. A interação delas com irregularidades na batimetria geram as ondas de gravidade interna com frequência iguais as do seu forçante natural, neste caso são chamadas de ondas de maré. Esse tipo de onda é observada principalmente em taludes e quebra de plataformas continentais, (HUTHNANCE, 1989) apud (WATANABE, 2014).

A interação da onda com o talude produz um tipo de reflexão que é caracterizada pelo coeficiente de ressonância:

$$C_{res} = \frac{S_w}{S_t}, \quad (1.1)$$

Onde, S_w corresponde a inclinação da onda de maré, e S_t corresponde a inclinação do talude continental.

O tipo de reflexão gerada pela interação da onda com o talude será classificada pelo valor do C_{res} . A ressonância ocorre quando as inclinações são iguais, isto é, $C_{res} = 1$. Dessa forma, considerando uma margem de 10% para delimitação do campo da ressonância, os valores acima de 1,1 vão caracterizar regiões chamadas de supercríticas e regiões com valores abaixo de 0,9 serão chamados de regiões subcríticas.

Os tipos de marés internas refletidas a partir da inclinação da plataforma continental são os responsáveis pela deposição ou erosão de uma região. Quando a ressonância ocorrer, a velocidade da maré aumenta muito num comprimento pequeno podendo gerar inversão de densidade e na maioria das vezes Kelvin-Helmholtz billows. As velocidades de cisalhamento podem ser elevadas o suficiente para inibir sedimentos no talude.

No fenômeno da ressonância as tensões de cisalhamento podem ser um fator de controle costeiro morfodinâmico (CACCHIONE et al., 2002). Além disso, quando ocorre ressonância a frequência da onda aumenta muito em um pequeno comprimento, tornando-se maior que a frequência de estabilidade local (Brunt-Väisälä), com isso as ondas quebram e fenômenos como a inversão de densidade ocorrem, essa inversão de densidade gera o processo de mistura, importante pois nessas regiões em que existe uma quantidade maior de sedimentos são mais propícios para a biodiversidade marinha.

Próximo da quebra da plataforma o transporte de sedimentos que são influenciados pela Corrente Norte do Brasil, e se locomovem em direção da Guiana onde formam as camadas de lama. O transporte de sedimentos é importante para a morfologia do ambiente, bem como a re-sedimentação ou não.

A área escolhida para estudo foi a região Amazônica compreendida em uma região entre $52^\circ W$ e $45^\circ W$ de longitude. Esta região é influenciada por diversos forçantes naturais, entre eles o grande aporte de água doce oriunda do rio Amazonas. Este influi sobre a distribuição de salinidade nas águas tropicais, e de forma indireta, na variabilidade da temperatura superficial dos oceanos através da formação de Camadas de Barreira, (LUKAS; LINDSTROM, 1991; SPRINTALL; TOMCZAK, 1992), apud (SILVA, 2006).

Para o estudo das regiões de ressonância na Plataforma Continental Amazônica, foram utilizados dados hidrográficos coletados do Conductivity-Temperature-Depth (CTD) oriundos da campanha oceanográfica realizada entre os meses de maio e junho de 1999 e os meses de novembro e dezembro de 1997 no contexto do Programa de Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos na Zona Econômica Exclusiva - Programa REVIZEE-Norte, já para o estudo batimétrico da região foi utilizado a base de dados do ETOPO2 do grupo National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA).

Considerando a onda de maré como o principal forçante na Plataforma Continental Amazônica, e os recentes estudos de (ZHANG et al., 2008) o objetivo deste trabalho é localizar áreas que apresentem o fenômeno da ressonância a partir das ondas de maré, e a partir da localização dessas áreas desenvolver estudos *in situ* para em um futuro analisar a dinâmica local e compreender bem o mecanismo da ressonância na Plataforma Continental ampliando o conhecimento a respeito da interação onda-talude continental.

2 Estado do Conhecimento

2.1 Morfologia Oceânica

A morfologia do fundo oceânico é dividido em duas partes : margem continental e bacia oceânica. A margem continental está subdividida em : plataforma continental, talude continental e sopé continental, enquanto a bacia oceânica é formada por : planícies abissais, montes marinhos, fossas submarinas, entre outras. Como o foco deste trabalho é estudar as ondas ressonantes na plataforma continental, não entraremos em detalhes sobre a bacia oceânica.

A margem continental é a região mais próxima às terras emersas e formada por um acúmulo de sedimentos de origem continental levados principalmente por rios e, em menor escala, pela erosão causada pelo próprio mar no ambiente costeiro (SCHMIEGELOW, 2004). As margens continentais representam a zona de transição entre os continentes e as bacias oceânicas e, do ponto de vista geológico, fazem parte do continente, muito embora situem-se abaixo do nível do mar (NETO et al., 2004). Estas representam 20% da área ocupada pelos oceanos. A margem continental é constituída pela plataforma continental, pelo talude continental e pelo sopé continental e a principal característica para diferenciá-los é o ângulo médio em que eles se inclinam em relação à Planície/fossa abissal (região mais profunda dos oceanos).

A margem continental em estudo é do tipo atlântica. As margens do tipo atlântica são mais largas, típicas de regiões sismicamente menos ativas. Dessa forma o continente e a bacia oceânica adjacente fazem parte da mesma placa tectônica. Outros fatores que podem influenciar na largura da margem continental são : A proximidade de fontes geradoras de sedimentos (desembocaduras de rios) ocasionando margens mais largas e, se houverem, ação de fortes correntes, que podem tornar a margem estreita, já que limitam o estabelecimento dos sedimentos (SCHMIEGELOW, 2004).

A subdivisão da margem continental está mostrada na Figura 2.1, seu comprimento é algo em torno de 1000 *km* de distância



Figura 2.1: Divisão da Margem Continental em : plataforma continental, talude continental e sopé continental. Fonte:www.mma.gov.br

A seguir serão descritas separadamente as constituintes da Morfologia Oceânica.

2.1.1 Plataforma Continental

A plataforma continental estende-se da costa em direção à bacia oceânica, com a declividade média de 1 : 1000 (a cada 1000 metros horizontais, a profundidade aumenta em 1 metro) (SCHMIEGELOW, 2004). No Brasil, em sua maior largura, na foz do rio Amazonas (AM), a plataforma atinge cerca de 330 km, e apenas 8 km na altura de Salvador (BA). Seu limite mais externo, denominado borda da plataforma, encontra-se em média a cerca de 130 m de profundidade, podendo variar, sendo o bordo à 40 m em Natal (RN) e 180 m em Santos (SP). Sua área representa menos do que 8% da área total dos oceanos (NETO et al., 2004). Sua topografia atual é resultante do efeito cumulativo de erosão e sedimentação relacionados a numerosas oscilações de larga escala do nível do mar no último milhão de anos (KENNETT, 1982) apud (NETO et al., 2004).

A plataforma continental faz parte da Zona Econômica Exclusiva brasileira (ZEE) presente na constituição federal de 1988, caracterizando a ZEE como uma faixa que se estende das 12 às 200 milhas marítimas (1 milha náutica = 1852 metros), contadas a partir das linhas de base que servem para medir a largura do mar territorial.

Além disso, a Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar (CNUDM) define que: "A plataforma continental de um Estado costeiro compreende o leito e o subsolo

das áreas submarinas que se estendem além do seu mar territorial, em toda extensão do prolongamento natural do seu território terrestre, até o bordo exterior da margem continental, ou até uma distância de 200 milhas marítimas das linhas de base a partir das quais se mede a largura do mar territorial, nos casos em que o bordo exterior da margem continental não atinja essa distância"(SOUZA, 1999).

A plataforma continental é em geral, uma região de grande riqueza marinha e sedimentar, às quais o país tem o direito de explorar. Mas, ao mesmo tempo vem-se observando a ação humana cada vez mais intensa nesse espaço, ocasionando erosão e problemas de poluição costeiras para as regiões. A figura 2.2 representa a Plataforma Continental Jurídica Brasileira, aquela na qual o Brasil tem direito de exploração.



Figura 2.2: Plataforma Continental Jurídica Brasileira. A região em azul claro corresponde a ZEE já a região azul escuro é uma extensão da plataforma continental pleiteada a Comissão de Limites da Plataforma Continental da ONU. Fonte: <http://www.mar.mil.br/secirm>

2.1.2 O Talude Continental

O talude continental é a região externa da plataforma continental e é marcado pela mudança abrupta na inclinação. Nessa região, a inclinação passa de 1 : 1000 para 1 : 40

(SCHMIEGELOW, 2004). Os valores médios de inclinação possuem médias de 1 : 15 podendo ser superiores a 1 : 4, as profundidades passam rapidamente de 130 *m* para 1500 *m* a 3500 *m* de profundidade (NETO et al., 2004). As médias dos taludes são cerca de 4000 *m* verticalmente da plataforma para o fundo do mar, e em algumas regiões chegando a 9000 *m* verticais, numa distância horizontal muito curta. O material encontrado no talude é predominantemente a lama (PICKARD; EMERY, 1990).

Os taludes continentais possuem larguras de pouco mais de 10 *km* até cerca de 200 *km* e cobrem uma área de aproximadamente 28,7 milhões de *km*², representando cerca de 5,6% da superfície da terra (DRAKE; BURK, 1974).

As descontinuidades presentes nos taludes mais impressionantes são os cânions submarinos, vales profundos e relativamente estreitos em forma de U ou V, cujas paredes são muito inclinadas. Estas depressões profundas na margem continental têm um papel importante no transporte do sedimento de regiões costeiras para o oceano profundo. Esses sedimentos acumulam-se na base dos cânions, originando um leque aluvial. Na região norte do Brasil existe um grande cânion, denominado de Amazonas, formando um gigantesco leque aluvial conhecido por cone do Amazonas (SCHMIEGELOW, 2004).

O talude continental é uma região muito importante de ser estudada, pois esta região afeta diretamente a dinâmica da plataforma continental. A interação da onda de maré com o talude é um exemplo que pode afetar a plataforma continental a partir do processo de re-sedimentação que pode ocorrer ou não. Re-sedimentação é o fenômeno no qual os sedimentos são levados novamente para a região da plataforma continental.

Devido a essa importância, recentemente pesquisadores Zhang et al. (2008) estudaram o fenômeno da geração de ondas de ressonância nessa região e suas consequências.

2.1.3 Sopé Continental

O último setor que compõe a margem continental é o sopé continental. Os sedimentos depositados na base do talude formam o sopé ou elevação continental (SCHMIEGELOW, 2004). Parte desta feição é formada por sedimentos em suspensão que fluem continuamente e lentamente pela plataforma, caindo pelo talude em direção ao sopé. No Brasil, o sopé continental atinge 850 quilômetros em sua maior largura na altura do banco de Abrolhos, no estado do Espírito Santo (SCHMIEGELOW, 2004). A figura 2.3 caracteriza toda a morfologia oceânica.

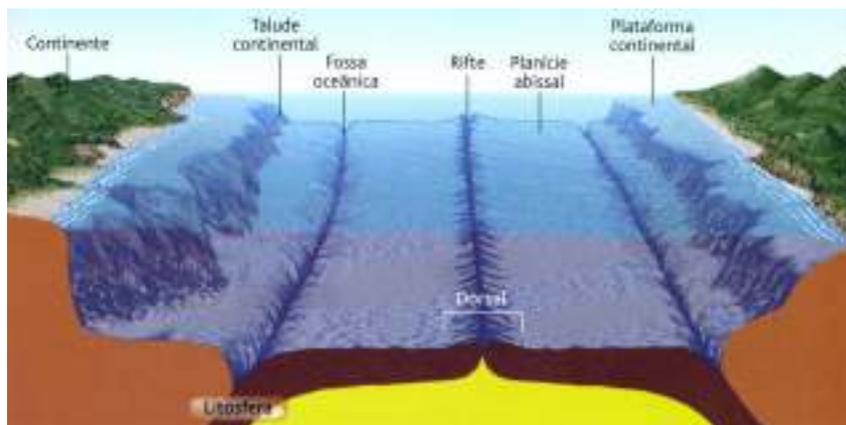


Figura 2.3: Divisão completa do oceano : plataforma continental, talude continental, fossa oceânica, planície abissal e rifte. Fonte: <http://cna7.wordpress.com>

2.2 Área de Estudo

2.2.1 Localização

A área escolhida para desenvolver os estudos, foi a região da Plataforma Continental Norte do Brasil (P. C. N. B.), que fica localizada entre os paralelos $2^{\circ}S$, $6^{\circ}N$ e meridianos $44^{\circ}W$, $52^{\circ}W$. Geograficamente estende-se desde o cabo Orange do Amapá, até a Bahia do Turiacú, no Maranhão. A figura 2.4 refere-se à localização geográfica escolhida para estudo.

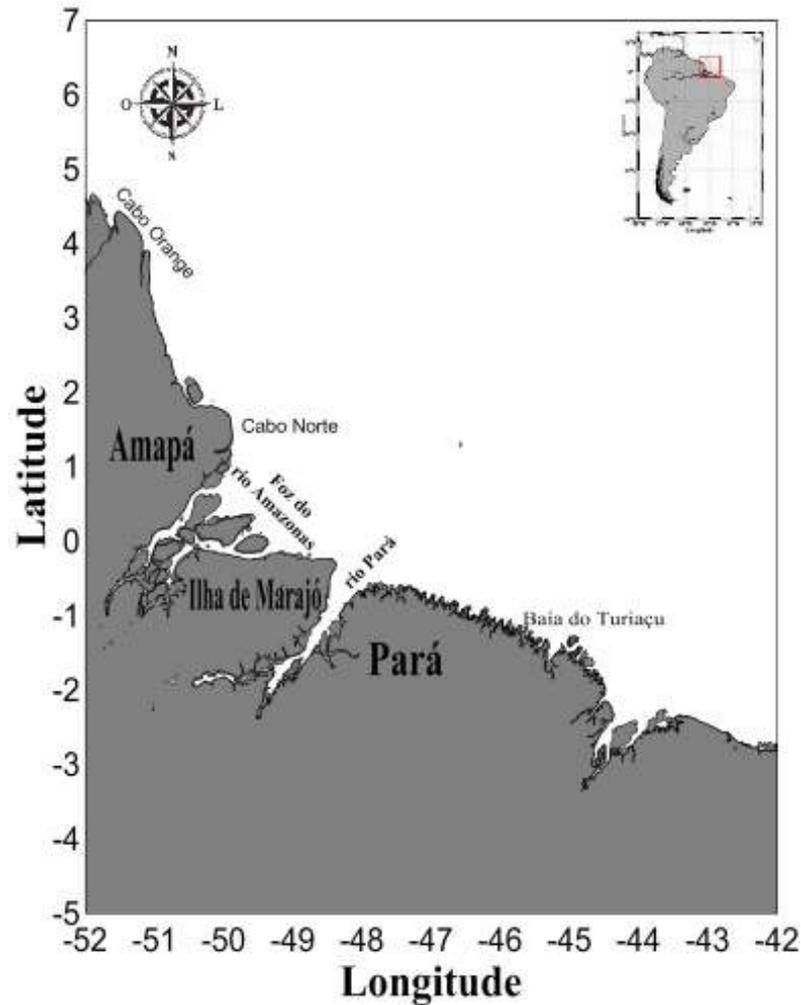


Figura 2.4: Plataforma Continental Norte do Brasil.

A região de estudo apresenta uma variação de margem muito grande. Na frente da foz do rio Amazonas a plataforma atinge uma largura de 330 *km*, destacando-se nesta área o cone do Amazonas, com comprimento de 700 *km*. Mais para o norte em frente ao cabo norte sua extensão é cerca de 210 *km*, enquanto que no cabo Orange sua extensão é de 125 *km* (FLOOD; DAMUTH, 1987) apud (SILVA, 2006).

2.2.2 Plataforma Continental Amazônica

O talude continental amazônico é relativamente simples e alinhado aproximadamente noroeste-sudeste, exceto sobre o cone amazônico. A quebra da plataforma ocorre a uma profundidade de cerca de 100 *m*, e a largura da plataforma varia de um mínimo de cerca de 100 *km* ao noroeste perto 4°N, até um máximo de cerca de 250 *km* perto da boca dos rios Amazonas e Pará, a cerca de 150 *km* ao sudeste, perto de 45°W. Desde a última glaciação, grande parte da descarga de sedimentos em suspensão do rio Amazonas foi

depositado para fora e para o noroeste da foz do rio Amazonas, gerando um grande delta subaquático de sedimentos finos (NITTROUER et al., 1983, 1991) apud (BEARDSLEY et al., 1995).

A plataforma amazônica é um ambiente oceanográfico incomum. Além da grande quantidade de água doce proveniente do rio Amazonas, as correntes de maré atuantes, ventos alísios e uma dinâmica de corrente costeira contribuem para um dos ambientes da plataforma continental mais energéticos do mundo. As grandes quantidades de água doce e de sedimentos fornecem fontes de flutuação importantes para a estratificação que reduzem a intensidade da mistura vertical induzida pela maré durante a maior parte da plataforma (GEYER; BEARDSLEY, 1995).

A Plataforma Amazônica também se destaca por suas grandes marés semidiurnas e fortes correntes de maré com grande variabilidade quinzenal, e amplitudes de maré na foz do rio de mais de 3 m (GIBBS, 1982). Esses recursos, além da localização da foz do rio Amazonas no equador, fazem a foz do Rio Amazonas e plataforma adjacente uma região fascinante e um laboratório natural único para um estudo de uma série de processos importantes na dinâmica das marés, como os mecanismos dinâmicos responsáveis, pela dissipação das marés e da sua variabilidade no tempo, a influência de grandes variações de vazão do rio na propagação da maré, e os efeitos da interação das correntes de maré e vazão do rio em sedimentos e transporte de nutrientes (BEARDSLEY et al., 1995).

2.2.3 Rio Amazonas

O Rio Amazonas é o maior rio do mundo em termos de descarga de água doce, fornecendo cerca de 15% da entrada fluvial total da água doce nos oceanos do mundo (BAUMGARTER, 1975). Este se estende desde os Andes, cruzando a floresta Amazônica até o Atlântico, e cobre uma área de aproximadamente $7 \times 10^6 \text{ km}^2$, sendo considerada a maior bacia hidrográfica do mundo (NITTROUER; DEMASTER, 1986). O rio descarrega cerca de $180,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ de água doce no oceano Atlântico (OLTMAN, 1968). Essa vazão é máxima no mês de maio sendo aproximadamente $220,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, e mínima no mês de novembro com vazão de $100,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Essa vazão cria uma enorme pluma (Camada de água menos densa que se propaga sob a camada de água mais densa devido à água doce do rio, que ao longo de sua trajetória vai diluindo a salinidade) superficial sobre a plataforma Amazônica (RICHEY et al., 1986), e esta água pode ser rastreada a milhares de quilômetros no oceano adjacente (LENTZ, 1995). A descarga de sedimentos da Amazônia também é muito grande; em média, cerca

de três milhões de toneladas de sedimentos são transportados por dia através da foz do rio, (NITTROUER; DEMASTER, 1986) apud (BEARDSLEY et al., 1995).

A pluma influencia a salinidade da água, por exemplo, entre a foz do Rio Amazonas e a latitude $5^{\circ}N$ onde a pluma do Rio Amazonas muitas vezes deixa a plataforma (ver figura 2.4), a salinidade varia próximo de 0 para cerca de 30 (LENTZ; LIMEBURNER, 1995).

A quebra da plataforma está localizada ao longo da isóbata ¹ de 100 m, em oceanos com grandes dimensões. Da quebra da plataforma, em direção ao mar, tem-se o cone do Amazonas (DAMUTH; KUMAR, 1975).

Na foz do rio Amazonas se encontra a Ilha do Marajó, com uma área de cerca de $80,000 \text{ km}^2$. Ao norte da Ilha do Marajó encontram-se os dois principais canais de descarga do rio Amazonas: Canal Norte e Canal Sul. Estes canais desembocam na Plataforma Continental do Amazonas (GEYER et al., 1996).

2.2.4 Foz do Rio Amazonas, Maré e Energia

A constituinte de maré semi-diurna dominante é a M2 (período de 12,42 horas), na foz do Rio Amazonas e na região da plataforma adjacente. Esta componente, combinada às outras principais componentes semi-diurnas, a S2 (período de 12,00 horas) e N2 (período de 12,66 horas), são responsáveis por cerca de 85% da variância da elevação do nível do mar na região (BEARDSLEY et al., 1995).

A propagação das ondas de maré M2 perto da foz do rio Amazonas através da plataforma continental são ondas progressivas amortecidas, com a sua amplitude diminuindo e aumentando sua fase rio acima. Sobre a plataforma adjacente ao norte do Cabo Norte, a maré M2 se aproxima de uma onda estacionária amortecida, com grandes amplitudes (maior que 1,5 m), perto da costa, devido à ressonância, próximo na enseada costeira formada por Cabo Norte para o sul e Cabo Cassiporé para o norte (BEARDSLEY et al., 1995).

O fluxo energético da componente M2 da maré no rio Amazonas e Pará é muito alto, o total do fluxo de energia M2 para esses rios em suas fozes são $0,47 \times 10^{10} W$ e $0,19 \times 10^{10} W$, respectivamente. O fluxo líquido de energia M2 é de $3,3 \times 10^{10} W$ na plataforma entre o canal norte do rio Amazonas e cabo Cassiporé. Este trecho da plataforma Amazonica responde por cerca de 1,3% da dissipação global da componente da maré M2 (BEARDSLEY et al., 1995).

¹que representa os locais de mesma profundidade

Um dos aspectos marcantes das novas observações é a identificação de concentração muito elevada de sedimentos suspensos na zona frontal a foz do rio. As concentrações são tão altas que o sedimento torna-se um dos principais contribuintes para a estratificação de densidade e gradiente de pressão baroclínico (GEYER; BEARDSLEY, 1995).

A grande estratificação causada pelos sedimentos em suspensão que ocorrem na camada de lama fluida, aparentemente tendem a inibir o fluxo vertical turbulento de maré impulsionado no interior da camada (BEARDSLEY et al., 1995).

Análises coletadas *in situ* indicaram que a maré semidiurna é a principal forçante astronômica na área da P. C. N. B. , possuindo amplitudes de onda de cerca de 0,8 m nas proximidades do talude continental, e alcançando valores de 1,5 m a 3,5 m ao longo da costa. A amplitude da principal componente da maré (M2) registrada na região alcança valores de até 3,5 m (na costa, nas proximidades da Ilha de Maracá, estado do Amapá), e amplitudes de 1,5 m na embocadura dos rios Amazonas e Pará Beardsley et al. (1995) apud (SILVA, 2006)

2.3 Ondas

2.3.1 Ondas de Maré

As marés são alternâncias de deslocamentos verticais da superfície do mar, juntamente com os movimentos horizontais das águas que são chamadas correntes de maré, possuindo um período dominante em torno de 12,4 h ou (24,8 h em alguns lugares) (BUTIKOV, 2002). É bem conhecido que as marés são causadas pela variação da força gravitacional que o Sol e a Lua exercem tanto na Terra como em seu oceano. Mais exatamente, a origem dos fenômenos das marés é relacionada com a falta de homogeneidade (não uniformidade) dos campos gravitacionais lunares e solares em todo o globo. Os outros planetas do sistema solar também exercem forças de maré sobre a Terra, mas seus valores são tão pequenos comparados com os da Lua e do Sol, que são deixados de lado (PICKARD; EMERY, 1990). A tabela 2.1, mostra algumas das características principais das constituintes da maré astronômica. Essas constituintes são componentes periódicas da maré cujas amplitudes e fases de oscilação podem ser postas em correspondência aos movimentos periódicos do Sol e da Lua em relação à Terra (FRANCO; ROCK, 1971).

Tabela 2.1: Características de algumas das principais constituintes da maré astronômica

Espécies e Nomes	Símbolo	Período(horas solares)	Tamanho Relativo
Semi-diurna:			
Principal Lunar	M_2	12,42	100
Principal Solar	S_2	12,00	47
Maior elíptica lunar	N_2	12,66	19
Luni-solar semi-diurna	K_2	11,97	13
Diurna:			
Luni-solar diurna	K_1	23,93	58
Principal Lunar diurna	O_1	25,82	42
Principal Solar diurna	P_1	24,07	19
Maior elíptica lunar	Q_1	26,87	8
Período Longo:			
Lunar quinzenal	M_f	327,9	17
Lunar mensal	M_m	661,3	9
Solar semi-anual	S_{sa}	4383	8

A onda Lunar semi-diurna M_2 representa a maré que seria produzida por uma Lua fictícia que descrevesse em movimento uniforme uma órbita circular situada no plano do Equador (Lua média). A onda solar semi-diurna S_2 representa a maré que seria produzida por um Sol fictício que descrevesse em movimento uniforme uma órbita circular situada no plano do Equador (Sol médio). A onda elíptica lunar maior N_2 resulta da elipsidade da órbita lunar, já a onda semi-diurna luni-solar K_2 representa as variações em declinação do Sol e da Lua (ALMEIDA et al., 2012).

As marés, são classificadas por um fator F , dado por (PICKARD; EMERY, 1990) :

$$F = \frac{K_1 + O_1}{M_2 + S_2} \quad (2.1)$$

K_1 , O_1 , M_2 e S_2 representam as amplitudes das respectivas constituintes da maré. Segundo o valor de F , podemos estabelecer quatro categorias de marés (tabela 2.2):

Tabela 2.2: Classificação das Marés de acordo com o fator F

Valor de F	Categoria
0 - 0,25	Semi-diurna
0,25 - 1,5	Mista, predominância semi-diurna
1,5 - 3,0	Mista, predominância diurna
> 3	Diurna

Algumas características das ondas de maré, são definidas abaixo :

- Maré semidiurna: Possui período aproximadamente de 12 *h* apresentando duas preamares e duas baixa-mares ao longo de um dia lunar;
- Maré diurna: Possui período aproximadamente de 24 *h* apresentando uma preamar e uma baixamar ao longo do dia lunar;
- Marés com desigualdade : Apresentam o mesmo período das anteriores com diferentes alturas (ao longo de um ciclo de maré) entre as baixas marés e preamares.

A força gravitacional que a Lua exerce sobre qualquer corpo na superfície da Terra, é muito menor que a da força da gravidade do Sol. No entanto, pelo fato da Lua ser mais próxima da terra do que o Sol, a falta de homogeneidade do campo gravitacional lunar em torno da terra é consideravelmente maior do que a do campo solar. As forças de marés induzidas pela lua são cerca de 2 vezes maiores do que as marés induzidas pelo Sol (BUTIKOV, 2002).

Para efeitos de cálculo será ignorada a contribuição do Sol, bem como será assumido que os oceanos cobrem toda a superfície global.

O efeito dominante da Lua é o de gerar na Terra, incluindo os oceanos, uma aceleração A em direção à Lua. Esta aceleração é a aceleração centrípeta da Terra em virtude da Lua e da Terra estarem girando em torno do centro de massa e é (quase exatamente) o mesmo que se toda a massa que compõe a Terra, estivesse concentrada em seu centro (TAYLOR, 2013).

Essa aceleração centrípeta de qualquer objeto sobre a Terra, à medida que ele orbita com ela, corresponde ao puxão da Lua que o objeto sentiria no centro da Terra. Agora, qualquer objeto na Terra exposto para o lado da Lua é puxado pela Lua com uma força que é ligeiramente maior do que seria se estivesse no centro. Portanto, conforme visto na Terra, objetos do lado mais próximo da Lua se comportam como se eles sentissem uma atração adicional em direção à lua. Em particular, a superfície dos oceanos se eleva na direção da lua. Por outro lado, objetos do lado mais distante da lua são puxados por ela com uma força que é ligeiramente menor do que se estivesse no centro, o que significa que eles se movem (em relação à Terra) como se estivessem sendo levemente repelidos pela Lua. Essa leve repulsão faz com que os oceanos se elevem no lado que está afastado da lua é responsável pela segunda maré de cada dia. A figura 2.5 mostra uma massa m próxima da superfície da terra tem posição r relativa ao centro da Terra e d relativa a Lua. O vetor d_0 é a posição do centro da Terra relativo ao centro da Lua (TAYLOR, 2013).

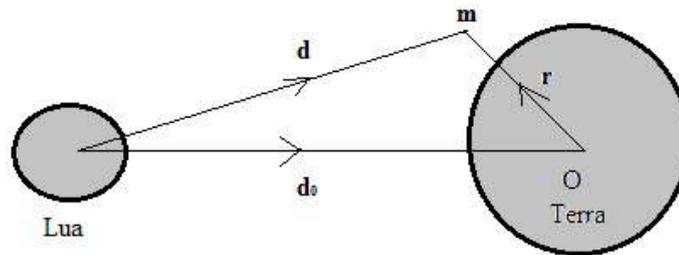


Figura 2.5: Uma massa m próxima da superfície da terra.

Nesse argumento de forças sobre uma massa qualquer m que esteja próxima a superfície terrestre, temos :

- A atração gravitacional da terra : mg
- A atração gravitacional da Lua : $-GM_m m \hat{d}/d^2$, onde M_m é a massa da Lua e \hat{d} é a posição do objeto relativo à Lua.
- A força não gravitacional resultante F_{ng} , por exemplo a força de empuxo sobre uma gota de água do oceano.

A força da maré é caracterizada por :

$$\mathbf{F}_{mare} = -GM_m m \left(\frac{\hat{\mathbf{d}}}{d^2} - \frac{\hat{\mathbf{d}}_0}{d_0^2} \right) \quad (2.2)$$

Portanto, a força de maré é resultado da diferença entre a força real que a Lua exerce sobre o corpo de massa m e a força correspondente se o corpo de massa m estivesse no centro da Terra. Em particular, o efeito da força da maré é distorcer o oceano dando a forma da figura 2.6, com as elevações centradas sobre os pontos P e R, gerando as duas marés altas observadas diariamente (TAYLOR, 2013).

Altura das Marés

Para calcular a altura da maré, vamos calcular a diferença de duas superfícies equipotenciais. Considerando uma gota de água sobre a superfície do oceano, ela fica em equilíbrio devido a 3 tipos de forças (TAYLOR, 2013) :

- A atração gravitacional da Terra : mg

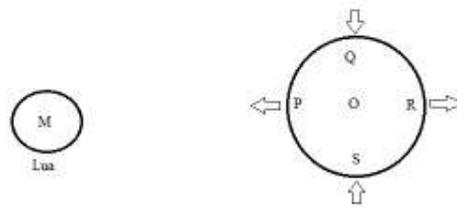


Figura 2.6: A força de maré é para fora nos pontos P e R e para dentro nos pontos S e Q.

- A força da maré : F_{mare}
- Força de Pressão : F_p

A partir dessas forças podem ser construídas os potenciais e com eles chega-se a seguinte igualdade :

$$mgh = \frac{GM_m m}{d_0} \frac{3R_t^2}{2d_0^2} \quad (2.3)$$

De onde encontra-se a altura da maré h :

$$h = \frac{3M_m R_t^4}{2M_e d_0^3} \quad (2.4)$$

Quando substituímos para os valores da Lua ($M_m = 7,35 \times 10^{22} \text{ Kg}$, $M_t = 5,98 \times 10^{24} \text{ Kg}$, $R_t = 6,37 \times 10^6 \text{ m}$ e $d_0 = 3,84 \times 10^8 \text{ m}$), obtemos para a altura das marés, devido apenas à Lua, $h = 54 \text{ cm}$. Já quando se coloca os valores somente para o Sol, resulta em $h = 25 \text{ cm}$ (TAYLOR, 2013).

As marés bem altas conhecidas como marés de sizígia ocorre quando a Lua, Terra e Sol se alinham. Isso ocorre quando a Terra fica no centro durante a Lua cheia ou com a Lua no centro como na Lua nova. Nesses casos, as forças das marés devido à Lua e o Sol se reforçam uma a outra, isto é, as duas elevações ocasionadas pela Lua coincidem com as duas causadas pelo Sol, logo a altura das marés é $h = 54 + 25 = 79 \text{ cm}$, entretanto, quando a Lua, Terra e Sol formam um triângulo, as duas forças de maré se cancelam, gerando marés bem baixas conhecidas como marés de quadratura ou marés mortas com altura de $h = 54 - 25 = 29 \text{ cm}$ (TAYLOR, 2013).

Para efeito de cálculo, foram desprezadas algumas situações reais. Uma delas é o efeito das massas continentais da terra, pois até o momento foi-se considerado que os

oceanos cobriam todo o planeta, permitindo as forças da Lua e do Sol se combinarem perfeitamente. A presença dos continentes pode afetar essas conclusões, levando algumas vezes a marés maiores e outras menores. Um mar pequeno, como o Mar Negro, tende a exibir marés menores. Já marés se movendo ao longo de grandes oceanos e bloqueados pelas bordas dos continentes podem criar marés com alturas muito maiores. Marés que penetram em estuários muito estreitos podem causar "pororocas" bem drásticas (TAYLOR, 2013).

2.4 Propriedades da Água do Mar

As principais propriedades da água do Mar são : Pressão, Temperatura, Salinidade e Densidade. A densidade da água do mar pode ser calculada pelas três primeiras propriedades da água.

Temperatura:

Uma importante característica física da água do mar é a temperatura. Facilmente medida por termômetros é um dos principais parâmetros estudados. Ainda hoje continua a ser a propriedade mais fácil de ter seu perfil vertical observado. Em médias e baixas latitudes é o principal fator para a determinação da densidade, e o estudo do perfil de temperatura contribui para o estudo da circulação oceânica (PICKARD; EMERY, 1990).

A temperatura é também importante para a determinação indireta de outros parâmetros oceanográficos como a salinidade, densidade e a velocidade de propagação do som dentro da água. Também importante na concentração ou dispersão de nutrientes e poluentes (FERRAZ, 1994). A figura 2.7 mostra o comportamento da temperatura em função da profundidade, foi usado uma curva típica da área de interesse deste trabalho. Na região oceânica próximo da plataforma do Amazonas, a aproximadamente 100 *m* de profundidade é observado a termoclina. Termoclina é a variação brusca de temperatura em uma determinada profundidade do mar.

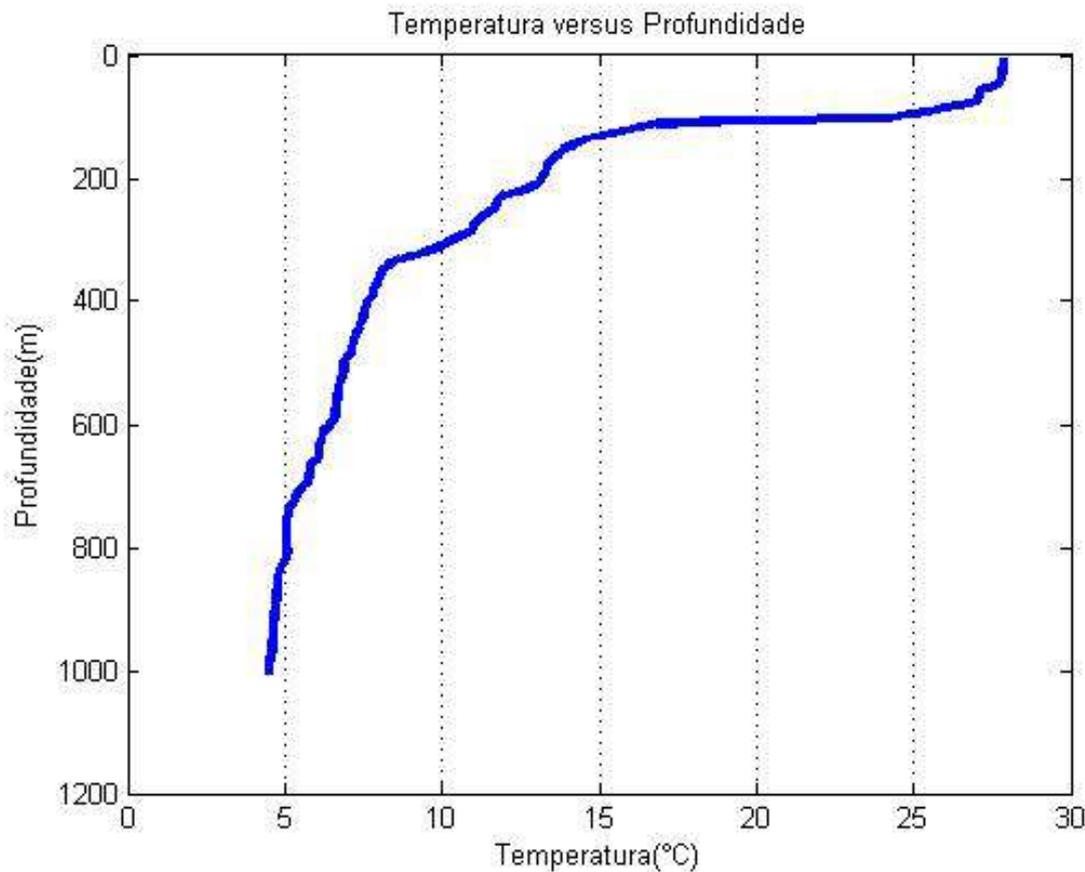


Figura 2.7: Temperatura em função da profundidade, característica da região Amazônica, a aproximadamente 100 m de profundidade é observado a termoclina.

Salinidade:

A água do mar é uma solução complicada e contém a maior parte dos elementos conhecidos. Alguns dos componentes mais abundantes são os íons de cloro com 55% do total de material dissolvido, íons de sulfato com 7,7%, 30,6% de íons de sódio, íons de magnésio 3,7% e íons de potássio, 1,1%. Um recurso importante da água do mar, é que, embora a concentração total de sais dissolvidos varie de local para local, as proporções dos componentes mais abundantes permanecem quase constante. Ao mesmo tempo, há diferenças significativas na concentração total de sais dissolvidos de um lugar para outro e em diferentes profundidades. Isso indica que os processos devem estar continuamente em ação para se concentrar ou diluir a água do mar em locais específicos; estes processos são características do mar que os oceanógrafos querem entender (PICKARD; EMERY, 1990).

A quantidade total de material dissolvido na água do mar é denominado de salinidade. A determinação direta de salinidade por análise química ou por evaporação de água do mar é muito difícil de realizar, de forma rotineira. O método que foi utilizado desde o

início do século até recentemente era para determinar a quantidade de íons de cloro (além do equivalente de cloro de bromo e iodo), chamado clorinidade, por titulação com nitrato de prata. Mais tarde, a atual definição de salinidade foi estabelecida como "a massa de prata necessário para precipitar completamente os halogênios em 0,3285234 kg da amostra de água do mar"(PICKARD; EMERY, 1990). A relação entre salinidade e clorinidade foi determinado novamente no início de 1960 e desde então tem sido tomado como:

$$\text{salinidade} = 1,80655 \times \text{clorinidade} \quad (2.5)$$

isto agora é referido como a salinidade absoluta, símbolo S_a .

Atualmente esta metodologia vem sendo substituída por outra baseada na condutividade elétrica da água do mar, medindo a condutividade de uma amostra de água, em comparação com um padrão, considera-se que a salinidade não tem unidades. A precisão do método por condutividade elétrica é cerca de $\pm 0,003$ da salinidade (PICKARD; EMERY, 1990). A figura 2.8 mostra o comportamento da salinidade em função da profundidade característica da região Amazônica. Próximo da profundidade de 150 metros é observado um máximo valor de salinidade, associado a influência de massa de água do giro subtropical do Atlântico Sul transportada pela Corrente Norte do Brasil (SILVA, 2006)

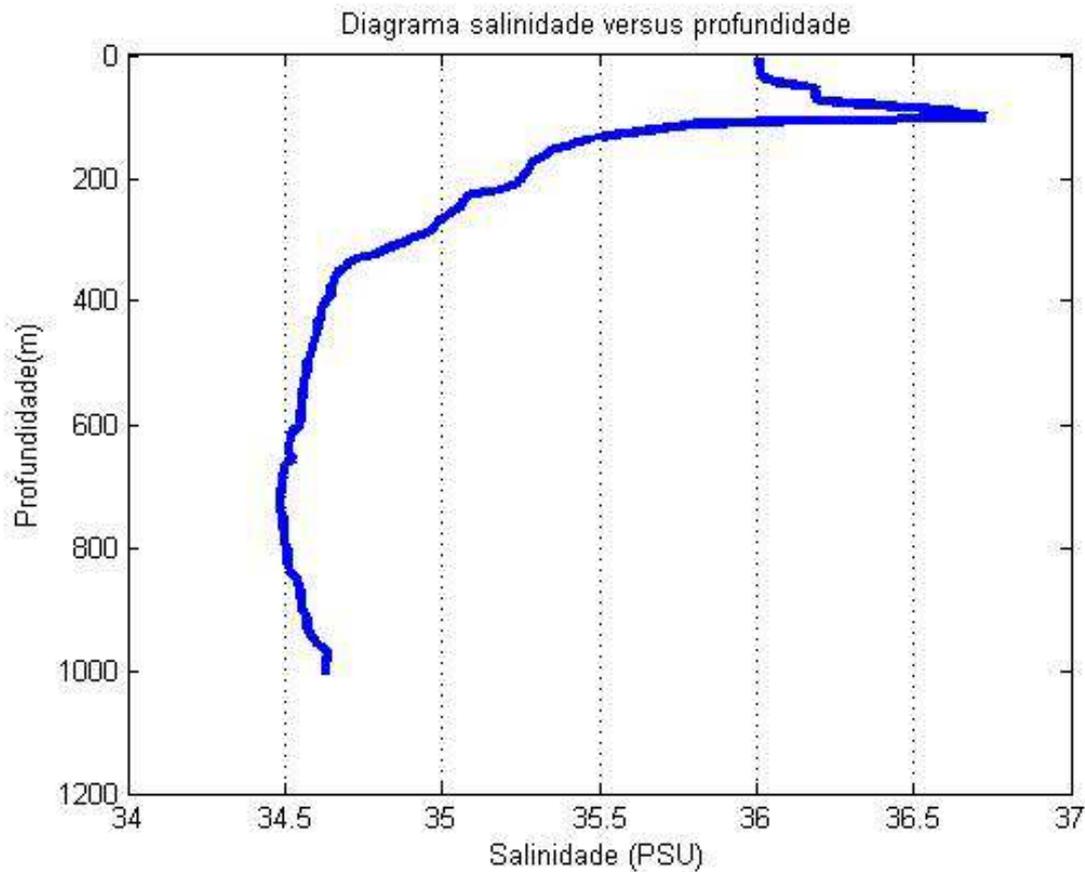


Figura 2.8: Salinidade em função da profundidade característica da região Amazônica.

Pressão:

A Pressão na água do mar aumenta com a profundidade do mar. Seu aumento é dado de forma linear perante o da profundidade. A unidade utilizada em oceanografia é a *dbar* (decibar)

Densidade:

O oceanógrafo físico está particularmente interessado na salinidade e temperatura da água do mar porque são características que ajudam a identificar uma determinada massa de água e também por que, juntamente com a pressão, eles determinam a densidade da água do mar. Esta última é importante uma vez que determina a profundidade em que uma massa de água irá entrar em equilíbrio - o menos denso no topo e o mais denso no fundo. A distribuição de densidade também pode estar relacionada com a circulação de grande escala dos oceanos através da relação geostrofica (PICKARD; EMERY, 1990).

A densidade neste trabalho foi calculada usando a expressão :

$$\begin{aligned}
 \rho = & (0,999841594 + 6,793952 \times 10^{-5}t - 9,095290 \times 10^{-6}t^2 + 1,001685 \times 10^{-7}t^3 \\
 & - 1,120083 \times 10^{-9}t^4 + 6,536332 \times 10^{-12}t^5) + (8,25917 \times 10^{-4} - 4,4490 \times 10^{-6}t \\
 & + 1,0485 \times 10^{-7}t^2 - 1,2580 \times 10^{-9}t^3 + 3,315 \times 10^{-12}t^4)S + (-6,33761 \times 10^{-6} + 2,8441 \times 10^{-7}t \\
 & - 1,6871 \times 10^{-8}t^2 + 2,83258 \times 10^{-1}t^3)S^{\frac{3}{2}} \\
 & + (5,4705 \times 10^{-7} - 1,97975 \times 10^{-8}t + 1,6641 \times 10^{-9}t^2 - 3,1203 \times 10^{-11}t^3)S^2.
 \end{aligned}
 \tag{2.6}$$

A figura 2.9 mostra o gráfico da densidade em função da profundidade, característica da região amazônica.

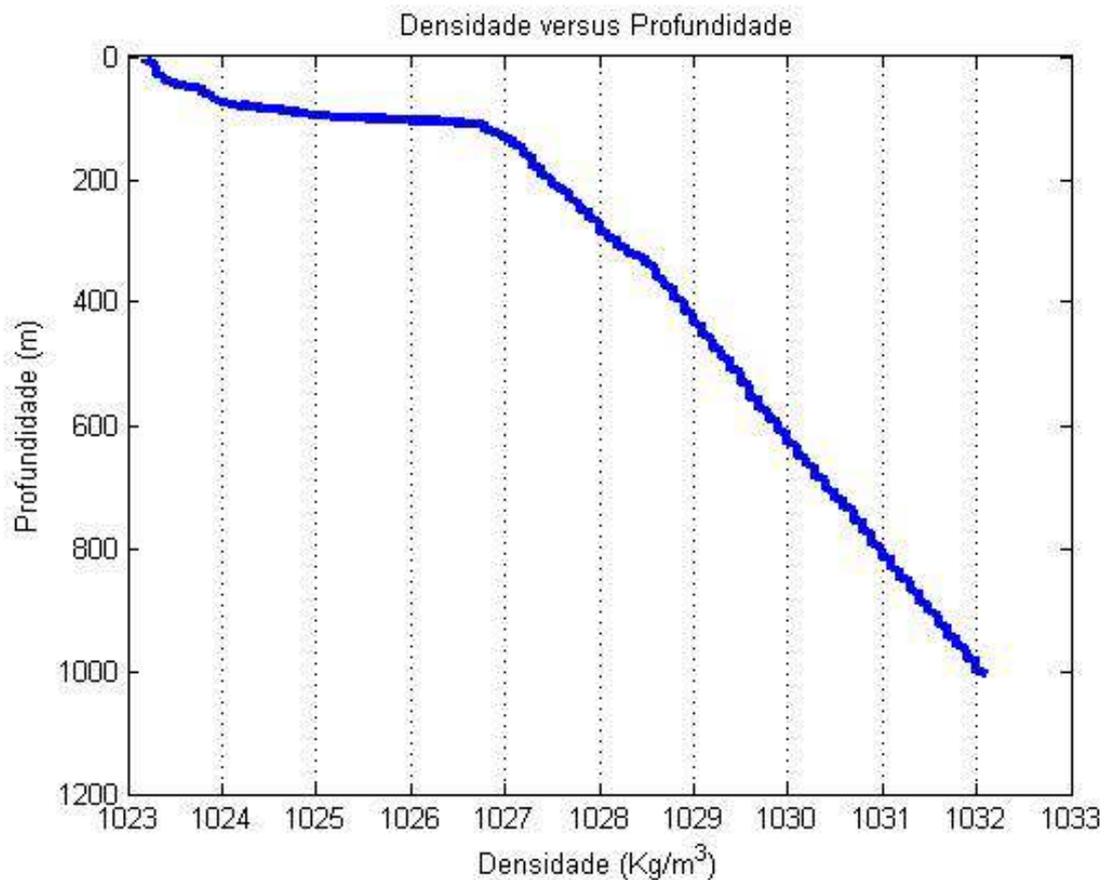


Figura 2.9: Densidade em função da profundidade, característica da região amazônica.

2.5 Estabilidade vertical da Água do Mar

Para determinar a estabilidade da água do mar frente a perturbação de densidade, analisamos o gradiente vertical de densidade, no qual pode determinar se o fluido é estável, isto é, resiste ao movimento vertical, ou se o fluido é instável, ou seja, se tende a se mover verticalmente. Caso $\frac{\partial \rho}{\partial z} < 0$, a densidade tende a crescer com a profundidade, tornando o fluido estável. Se, $\frac{\partial \rho}{\partial z} > 0$, o fluido tende a ser instável (POND; PICKARD, 1983).

A equação de estado para a água do mar é:

$$\rho = \rho(p, T, S) \quad (2.7)$$

A densidade depende da pressão (p), temperatura (T) e salinidade (S). Sendo a pressão em Bars (bar), a Temperatura em graus Celsius ($^{\circ}C$), e a Salinidade em Practical Salinity Unity (PSU).

A equação de estado, para água de mar, na forma diferencial é:

$$\frac{1}{\rho} d\rho = \gamma_t dp - \alpha_t dT + \beta dS \quad (2.8)$$

Onde, $\alpha_t = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial T}$ é o coeficiente térmico de expansão, $\gamma_t = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial p} \right)$ é o coeficiente isotérmico de compressibilidade, $\beta = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial S}$, é o coeficiente de contração de salinidade e $\alpha = \frac{1}{\rho}$ é o volume específico, p é a pressão, T é a temperatura e S é a salinidade.

A partir da equação 2.8, pode se obter (ver Anexo A) uma expressão para a frequência máxima com que uma onda pode ser propagar em um fluido:

$$N^2 = -g \left[\alpha_t \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial Z} - \beta \frac{\partial \bar{S}}{\partial Z} + \frac{g}{c_1^2} \right] \quad (2.9)$$

Esta frequência é a frequência de Brunt-Väisälä que representa a frequência máxima com que uma onda pode se propagar em um fluido.

2.5.1 Dinâmica em um Fluido Continuamente Estratificado

Longe das regiões rasas da superfície bem misturados, a densidade da água do mar aumenta com a profundidade, devido à variação da salinidade e da temperatura. Sob a

influência de gravidade, esta estratificação densidade proporciona a força de restauração para uma classe de ondas dentro do oceano interior chamada ondas internas. Em um fluido estratificado não-rotativo (parâmetro de Coriolis $f = 0$), onde $f = 2\Omega \sin\phi$ e para baixas latitudes $\sin\phi$ tende a baixos valores, as ondas internas com frequência ω propagam com uma inclinação (tangente do ângulo entre direção velocidade de grupo e a horizontal) determinada pela relação de dispersão (ZHANG et al., 2008):

$$S_w = \sqrt{\frac{\Omega^2 - f^2}{N^2 - \Omega^2}} \quad (2.10)$$

Onde $N = \sqrt{\frac{-g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}}$ chamado de frequência local sendo uma definição alternativa para a Frequência de Brunt-Väisälä.

Em nosso estudo, tratamos de águas estratificadas, ou seja, um fluido cuja densidade varia continuamente com a profundidade. Em um fluido continuamente estratificado a partícula de um fluido precisa satisfazer a equação da continuidade e as equações do momentum, que são apresentadas abaixo, considerando z medida verticalmente em sentido ascendente, e u , v e w , respectivamente, as velocidades dos eixos x , y e z (KUNDU; COHEN, 1990):

$$\frac{1}{\rho} \frac{D\rho}{Dt} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.11)$$

$$\rho \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} = -\frac{\partial p}{\partial x} \quad (2.12)$$

$$\rho \frac{\partial v}{\partial t} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{\partial p}{\partial y} \quad (2.13)$$

$$\rho \frac{\partial w}{\partial t} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{\partial p}{\partial z} - g\rho \quad (2.14)$$

Aonde ρ é a densidade do fluido ($\frac{kg}{m^3}$) e p é a pressão (bar).

Usando a aproximação de Boussinesq pode-se mostrar que a densidade é função exclusiva da entropia e de sua composição. O movimento do fluido será considerado isentrópico e sem mudança de fase esse fluido é incompressível, a densidade ρ satisfaz a equação da continuidade :

$$\frac{1}{\rho} \frac{D\rho}{Dt} = 0 \quad (2.15)$$

A densidade só não é considerada constante na componente vertical do movimento, e o sistema é considerado sem efeito de rotação.

O fluido foi considerado invíscido e com pequenas oscilações na vertical. Seu estado básico é hidrostático

Considerando que apenas a velocidade vertical w é útil na derivação dos movimentos em um fluido continuamente estratificado. toma-se sua derivada temporal e a partir de contas algébricas (Anexo A), chegamos a expressão final:

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2} \nabla^2 w + N^2 \nabla_h^2 w = 0 \quad (2.16)$$

Que é a equação principal que rege os fluidos continuamente estratificados. Onde $\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} = \nabla_H^2 + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$ é o operador Lapaciano em 3D.

Para fluidos continuamente estratificados, as ondas internas podem se propagar em qualquer direção, ou seja, em qualquer ângulo em relação à vertical. Nesse caso, a direção do vetor número de onda é importante. Considerando a Frequência de Brunt-Väisälä constante em todo o fluido, a velocidade vertical que satisfaz a equação que rege os fluidos verticais, pode ser escrita na forma:

$$w = w_0 \exp^{i(kx+ly+mz-\Omega t)}$$

Onde w_0 é a amplitude de flutuação, e $\vec{K} = (k, l, m)$ é o vetor do número de onda com as componentes k, l, m nas três direções cartesianas e Ω é a frequência.

Que resulta na relação de dispersão:

$$\Omega^2 = \frac{k^2 + l^2}{k^2 + l^2 + m^2} N^2 \quad (2.17)$$

Desta forma, as ondas internas podem ter qualquer frequência entre um número zero e uma frequência máxima N (Brunt-Väisälä). A frequência das ondas internas independem da magnitude do número de ondas, e depende somente do ângulo ϕ que o vetor do número de ondas faz com a horizontal. Na figura 2.10 é mostrado o sistema de coordenadas no espaço do número de ondas.

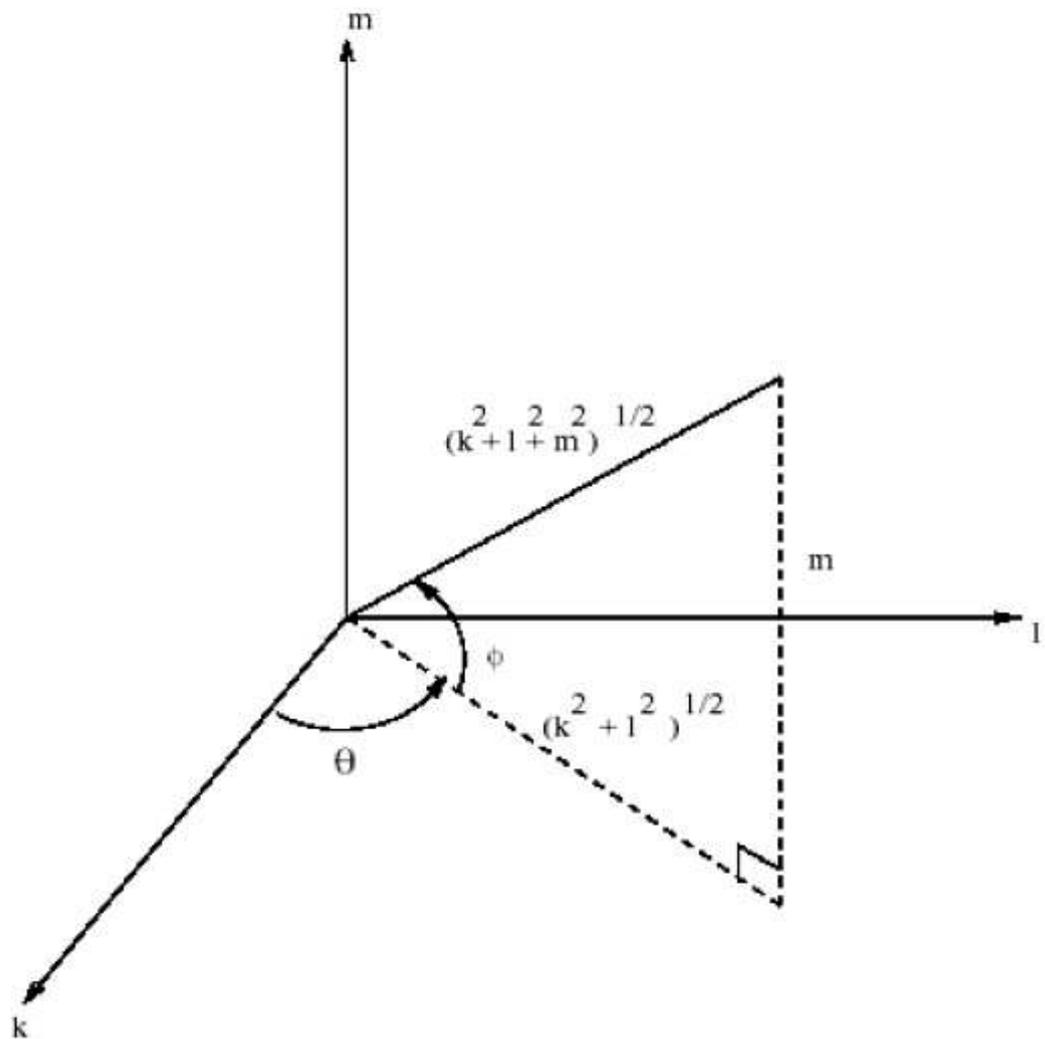


Figura 2.10: Sistema de Coordenadas no espaço do número de ondas. Fonte: Kundu(1990)

O meio é horizontalmente isótropo, por tanto podemos considerar que a onda de propaga num plano xz :

$$\Omega = \frac{k}{\sqrt{k^2 + m^2}} N \quad (2.18)$$

A partir da figura 2.11, podemos escrever, $\frac{k}{\sqrt{k^2 + m^2}} = \cos\phi$. Assim, a relação de dispersão para ondas de gravidade interna, também pode ser escrita por:

$$\Omega = N \cos\phi \quad (2.19)$$

A partir do que foi visto neste capítulo, iremos agora introduzir os dados e metodologia

utilizados para encontrar a inclinação do talude continental bem como, a inclinação da onda de maré na região da Plataforma Continental Amazônica e obter como resultado os coeficientes de ressonância advindos da razão entre o valor da inclinação da onda de maré com o valor da inclinação da topografia.

3 Dados e Metodologia

3.1 Dados Hidrográficos

As propriedades físicas da água do mar (Temperatura, Salinidade) foram coletados durante as campanhas oceanográficas do Programa de Levantamento de Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva (REVIZEE-NO), na região norte do Brasil a bordo do Navio Oceanográfico Antares, da Marinha do Brasil.

O programa REVIZEE-NO originou-se devido a duas premissas básicas : a primeira foi a ratificação do compromisso assumido pelo Brasil junto com a Convenção das Nações Unidas. Dentre tais compromissos destacam-se os relacionados à exploração, aproveitamento, conservação e gestão dos recursos vivos na ZEE. Já a segunda premissa teve motivação na própria dinâmica interna e na evolução da atividade pesqueira nacional.

Foram realizados levantamentos oceanográficos e meteorológicos sistemáticos ao longo da ZEE, cobrindo as áreas da oceanografia biológica, física, geológica e química, além da meteorologia, pesca e sensoriamento remoto. A oceanografia física procurou caracterizar as massas d'água presentes na ZEE, envolvendo o mapeamento da temperatura e salinidade, assim como da densidade da água do mar. As observações da área física permitiram a identificação de fenômenos oceanográficos, tais como ressurgências e vórtices, essenciais para a compreensão da dinâmica dos recursos vivos.

As campanhas foram realizadas em diferentes épocas do ano, sempre associando a diferentes períodos de descarga do rio Amazonas.

- Final do inverno e primavera boreal - alta descarga (Maio-Junho de 1999);
- Verão boreal - período de transição de alta para baixa descarga (Julho-Agosto de 2001);
- Outono boreal - período de baixa descarga (Outubro-Novembro de 1997).

Para o desenvolvimento deste trabalho comparamos dados do período de baixa descarga do rio Amazonas (Outubro-Novembro de 1997) e o período de alta descarga do rio Amazonas (Maio-Junho de 1999), para isso foram utilizados 165 perfis verticais contínuos de temperatura e salinidade para o período de alta descarga e 139 perfis verticais contínuos de temperatura e salinidade para o período de baixa descarga, esses perfis foram obtidos com equipamento CTD Sea Bird Electronics SBE911plus. Os CTDs estavam equipados com bomba centrífuga e sensores de alta resolução para medições de condutividade (resolução = $0,00004 \text{ Sm}^{-1}$), temperatura (resolução = $0,0003 \text{ }^\circ\text{C}$) e pressão (resolução = $0,068 \text{ db}$). A salinidade foi calculada com os algoritmos de escala prática (PSS-178) adotada pela UNESCO, em função dos valores de condutividade elétrica, temperatura e pressão (UNESCO, 1981).

Durante os cruzeiros o CTD foi operado até cerca de 1000 m de profundidade, com velocidade descendente de 1 ms^{-1} , e uma frequência de amostragem de 24 Hz . Nas perfilagens o equipamento foi mantido conectado a uma plataforma de bordo SBE911plus, o que permitiu um acompanhamento em tempo real da aquisição dos dados, e uma primeira verificação de sua qualidade.

Dentre os perfis verticais contínuos de temperatura e salinidade coletados pelos CTDs, foram utilizados no trabalho 23 para o período de vazão máxima e 24 para o período de vazão mínima, a exclusão dos demais perfis ocorre pois não atendem o objetivo do trabalho, que trabalha entre a quebra da plataforma norte do Brasil e os 400 m de profundidade. Ou seja, foram utilizados somente dados próximos da quebra da Plataforma Continental Norte do Brasil.

As imagens na figura 3.1 mostram as localizações das estações de CTD coletados durante o Programa REVIZEE-NO utilizados para o desenvolvimento do trabalho para o período de vazão máxima e para o período de vazão mínima.

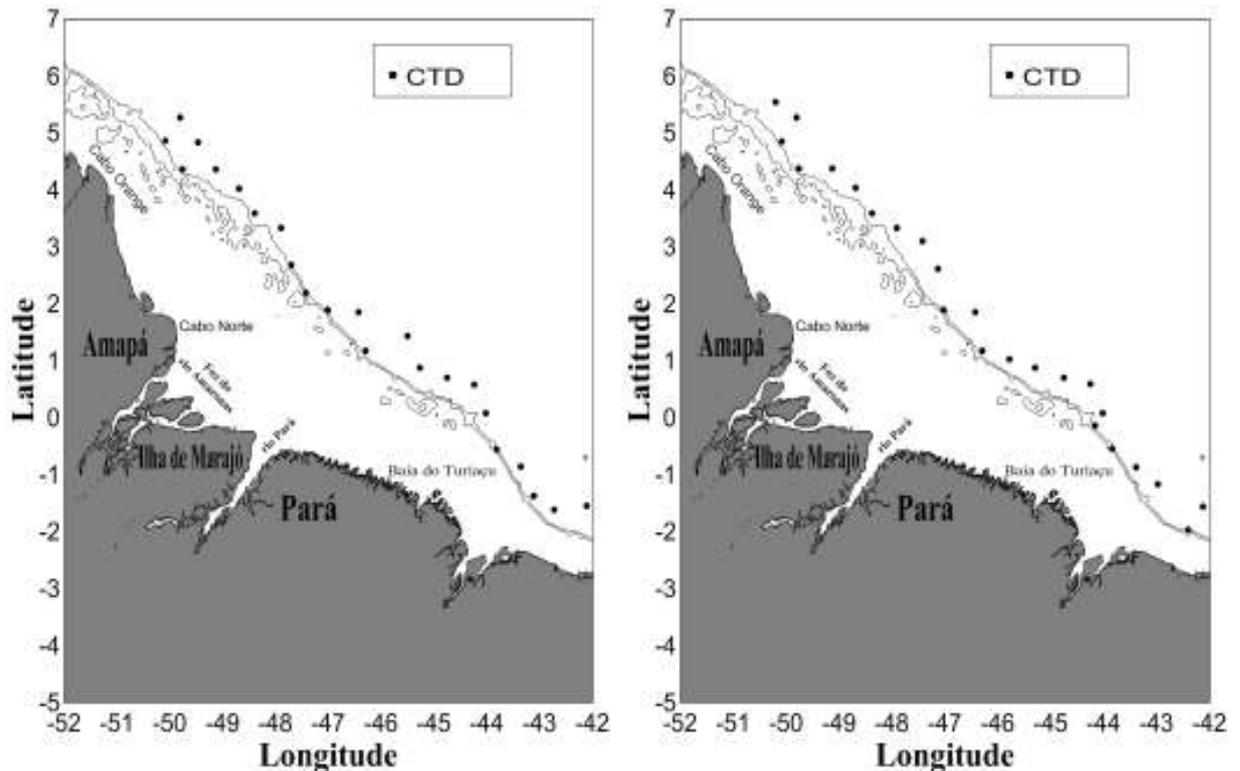


Figura 3.1: Localizações das estações de CTD coletados durante o Programa REVIZEE-NO para o período de máxima e mínima vazão.

3.1.1 CTD

O CTD - condutividade, temperatura e profundidade - é a principal ferramenta para determinação de propriedades físicas essenciais de água do mar. Ele dá aos cientistas um mapeamento preciso e abrangente da distribuição e variação de temperatura da água, salinidade e densidade que ajuda a entender como os oceanos afetam a vida. Ao ser colocado no mar, os cientistas observam as propriedades da água em tempo real através de um cabo condutor que liga o CTD a um computador a bordo do navio. Um CTD padrão, dependendo da profundidade da água, requer duas a cinco horas para recolher um conjunto completo de amostragem de dados (STEELE et al., 2001)..

A principal função do CTD portanto é coletar dados da condutividade e temperatura e pressão ao longo da coluna d'água em relação à profundidade. A condutividade está diretamente relacionanda a salinidade, que é a concentração de sal e outros compostos inorgânicos em água do mar. Combinando dados de Temperatura e Salinidade pode-se determinar a densidade de água, força motriz para caracterização das massas de água.

Podem haver uma série de outros acessórios e instrumentos ligados ao pacote CTD. Estes incluem garrafas Niskin que coletam amostras de água em profundidades diferen-

tes para medir as propriedades químicas, acústicos Doppler Profilers atuais (ADCP) que medem a velocidade horizontal, e sensores de oxigênio que medem o teor de oxigênio dissolvido da água (STEELE et al., 2001).

Sendo assim, medindo propriedades físicas e químicas da água, os cientistas podem estudar as propriedades físicas da água do mar na região, mudanças repetidas nas propriedades na região colhida podem mostrar aos cientistas ocorrências incomuns naquela região. A figura 3.2 mostra o aparelho de CTD Sea Bird Electronics SBE911plus.



Figura 3.2: Aparelho de CTD Sea Bird Electronics SBE911plus usado na coleta de dados do projeto REVIZEE. Fonte: www.seabird.com/sbe911plus-ctd

3.1.2 Frequência de Brunt-Väisälä

Os valores da inclinação com que a onda de maré chega a plataforma são calculados a partir da equação (2.10), e para isso calculamos a frequência de Brunt-Väisälä a partir dos dados dos parâmetros físicos obtidos pelo CTD.

O primeiro passo foi calcular a densidade da água do mar, para as diversas profundidades. Para isso com os valores de Temperatura e Salinidade obtidos do CTD, juntamente com a equação (2.6), obteve-se a densidade para qualquer profundidade requerida. Computacionalmente, para calcular as variações de densidade tem-se o seguinte algoritmo:

$$\frac{\Delta\rho}{\Delta z} = \frac{[\rho(S_k, T_k, Z_k) - \rho(S_{k+1}, T_{k+1}, Z_{k+1})]}{Z_k - Z_{k+1}} \quad (3.1)$$

Com as variações de densidade, foram calculadas as frequências de Brunt-Väisälä como sendo o potencial das densidades, entre a quebra da plataforma e os 400 m de profundidade. Essa escolha ocorreu pois a quebra da plataforma delimita o fim da plataforma continental e o início do talude continental, e os 400 m de profundidade foi escolhido por ser uma região ainda significativa de atuação das ondas internas de maré. Aplicamos os dados na fórmula:

$$N^2(Z) = -\frac{g}{\rho} \frac{d\rho}{dZ} \quad (3.2)$$

Além dessa fórmula, pode-se calcular a Frequência de Brunt-Väisälä por outros dois métodos (KING et al., 2012).

$$N^2 = g^2 \left(\frac{d\rho}{dp} - \frac{1}{c_s^2} \right) \quad (3.3)$$

Onde : g = gravidade (ms^{-2}), ρ é a densidade (kg/m^3), p é a pressão (Pa) e c_s é a velocidade adiabática do som.

$$N^2 = \rho g^2 \left(\alpha \left[\frac{\alpha T}{\rho c_p} - \frac{dT}{dp} \right] + \beta \frac{dS_A}{dp} \right) \quad (3.4)$$

Com : g = gravidade (ms^{-2}), ρ é a densidade (kg/m^3), p é a pressão (Pa), T é a temperatura ($^{\circ}K$), S_A é salinidade absoluta, α é o coeficiente de expansão térmico, β é o coeficiente de contração salina, e c_p é uma constante de pressão específica do calor.

Embora esses dois últimos métodos venham ganhando espaço no desenvolvimento de

novos trabalhos, o método pelo gradiente de densidade ainda é bastante utilizado, e é ele que utilizaremos no desenvolvimento da dissertação.

Portanto, com os valores da Frequência de Brunt-Väisälä e o valor da frequência da onda de maré, neste caso a frequência da onda de maré semi-diurna M2, que possui valor $w = 1,4052 \times 10^{-4} \text{ rad/s}$, conseguimos determinar o valor da inclinação da onda a partir da equação (2.10).

A frequência de Brunt-Väisälä foi calculada para todos os perfis de CTD, tanto para o período de máxima descarga como para o período de mínima descarga. Para cada perfil, o valor foi calculado a cada 10 m, iniciando-se a partir dos 100 m de profundidade onde geralmente a quebra da plataforma ocorre até os 400 m definido como região de estudo. Foi observado uma convergência dos valores, principalmente a partir dos 150 m de profundidade. A figura 3.3, mostra a sobreposição dos perfis de Brunt-Väisälä para todos os dados coletados no período de mínima descarga, enquanto que a figura 3.4 mostra a sobreposição dos perfis de Brunt-Väisälä para todos os dados coletados no período de máxima descarga.

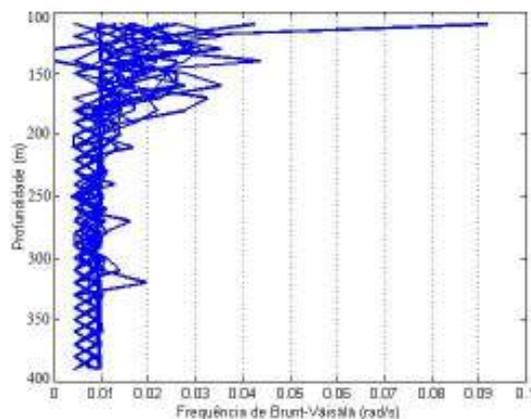


Figura 3.3: Frequência de Brunt-Väisälä, calculado a partir dos dados coletados pelo CTDs, durante o período de máxima descarga do rio Amazonas.

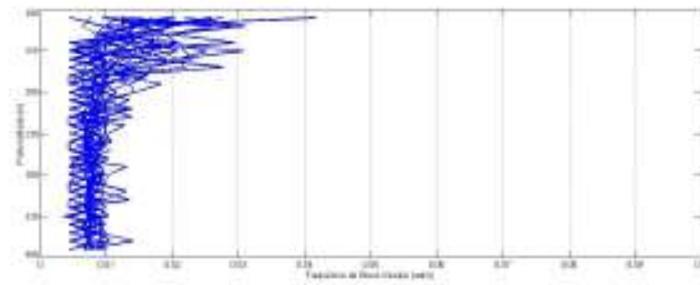


Figura 3.4: Frequência de Brunt-Väisälä, calculado a partir dos dados coletados pelo CTDs, durante o período de mínima descarga do rio Amazonas.

3.2 Dados Batimétricos

3.2.1 ETOPO2

O valor da inclinação do talude continental foi calculado a partir dos dados da batimetria local. A batimetria foi obtida a partir de ETOPO2, que é um banco de dados gerado pela National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Essa base de dados corresponde a um grid, disposto de $2'$ em $2'$, possuindo informações de todo o globo terrestre. Contendo informações desde -180° a $+180^\circ$ de longitude e -90° a $+90^\circ$ de latitude. Para cada longitude e latitude associadas, tem-se uma determinada profundidade associada.

A partir da resolução do ETOPO2, $2'$ (dois minutos), e considerando a região de interesse, calculamos a inclinação de 281 sub-regiões.

A inclinação da topografia é dada por:

$$S_t = \frac{\Delta h}{\Delta x} \quad (3.5)$$

Onde, Δh é a diferença de profundidade, entre a quebra da plataforma e 400 m . Já o Δx é a diferença do comprimento que liga a quebra da plataforma aos 400 m . Esse valor de 400 m foi o valor delimitado para estudo.

A figura 3.5 mostra a localização de algumas áreas escolhidas para mostrar a batimetria. As figuras 3.6 até a 3.8 são alguns exemplos de batimetria da região de estudo. As áreas escolhidas aqui para representarem as batimetrias, mostram regiões de diferentes classificações no nosso estudo.

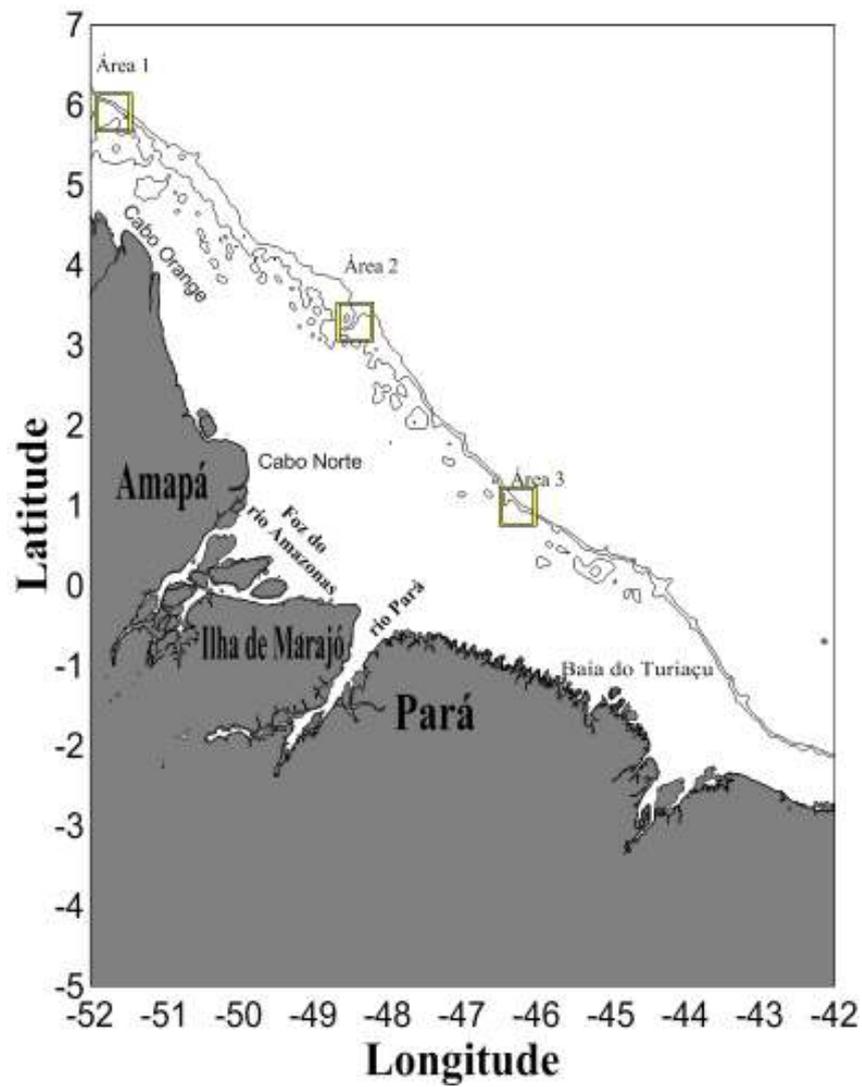


Figura 3.5: Exemplos de perfis batimétricos em diferentes seções da região de estudo. Cada área pode apresentar mais de um tipo de região de reflexão.

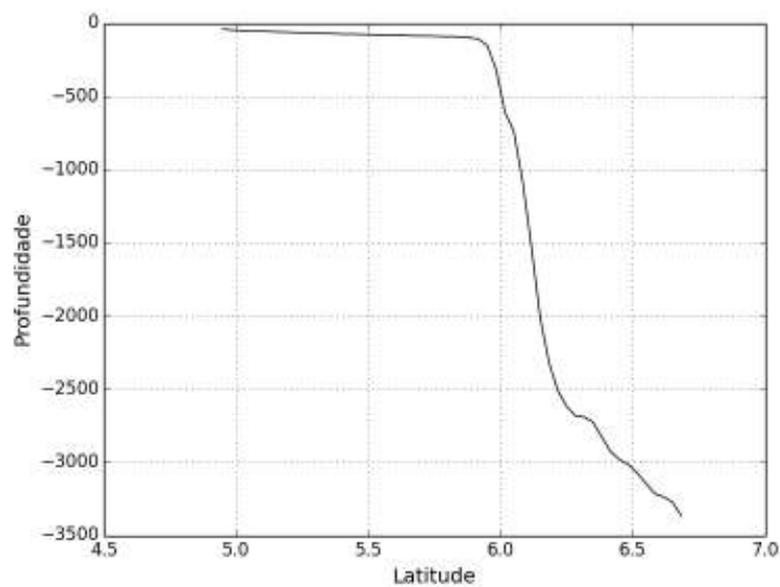


Figura 3.6: Exemplo representativo de batimetria da região de estudo da área 1.

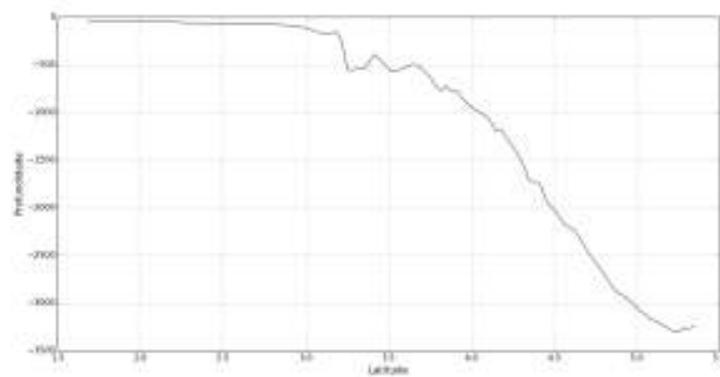


Figura 3.7: Exemplo representativo de batimetria da região de estudo da área 2.

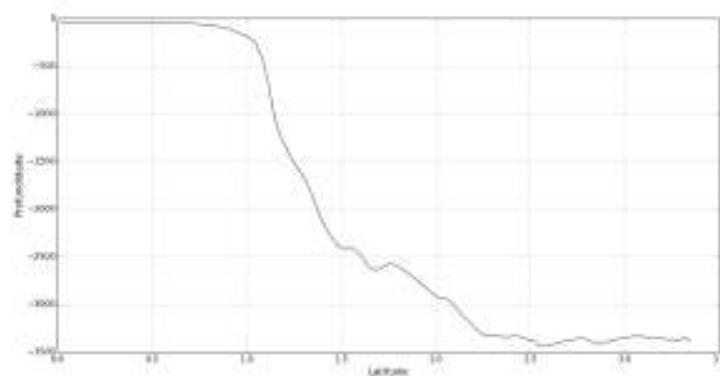


Figura 3.8: Exemplo representativo de batimetria da região de estudo da área 3.

3.3 Cálculo do Coeficiente de Ressonância

Para uma melhor compreensão dos fenômenos que ocorrem próximo as margens continentais, necessita-se estudar a dinâmica próxima a elas. Zhang et al. (2008) estudaram a existência de fenômenos de ressonância de ondas, quando a inclinação das ondas de maré que incidem sobre o talude continental são próximos uns dos outros. A geração de ondas ressonantes em ondas internas causam um forte cisalhamento sobre a topografia porque gera uma grande velocidade de onda para uma pequena escala e geralmente pode ser procedido da formação de ondas de Kelvin-Helmholtz. Esse forte cisalhamento é também responsável pela inversão no gradiente de densidade. Além disso, as intensas correntes afetam fortemente o transporte de material, sustentando correntes de turbidez e gerando camadas ricas em partículas na plataforma oceânica.

Para isso, um importante parâmetro de dinâmica dos fluidos no problema é a razão $\frac{S_W}{S_T}$

(Inclinação da onda de maré pela inclinação da topografia), recentes observações oceânicas tem revelado muitos locais onde o ângulo do talude continental é próximo ao ângulo de ondas internas semi-diurnas (ZHANG et al., 2008).

Trabalharemos, portanto, com a equação :

$$C_{res} = \frac{S_w}{S_t} \quad (3.6)$$

Obtendo os valores a partir do C_{res} , classificaremos a região e o significado físico que cada uma delas apresenta. Os valores aqui obtidos podem variar entre valores próximos a zero e valores altos, será observado que para a região da P. C. A. o máximo valor obtido encontra-se próximo de 2,5. Definimos a região próxima à ressonância entre 0,9 e 1,1. Acima disso as regiões são supercríticas e abaixo são subcríticas.

O fenômeno da ressonância ocorrerá dentro de $|1 - C_{res}| < 0,1$. Esta zona é conhecida como região próxima da criticalidade. Somente quando está condição ocorrer é que haverá o fenômeno da ressonância, ou seja quando as inclinações diferirem menos de 10% do seu valor.

Para cálculo dos coeficientes C_{res} de ressonância necessitamos de S_w e S_t , que são dados por:

$$S_w = \sqrt{\frac{w^2 - f^2}{N^2 - w^2}} \quad (3.7)$$

$$S_t = \frac{\Delta h}{\Delta x} \quad (3.8)$$

Onde :

- w : Frequência da onda de maré (rad/s);
- f : Parâmetro de Coriolis (rad/s);
- N : Frequência de Brunt-Vaisala (rad/s);
- Δh : Variação da profundidade da topografia (m);
- Δx : Variação da largura da topografia (m);

O parâmetro de Coriolis (f) foi descartada neste trabalho tendo em vista que os valores encontrados para o mesmo foram muito baixo não influenciando no desenvolvimento do

trabalho. O parâmetro de Coriolis depende da latitude da região ($f = 2\Omega \sin\phi$, com ϕ sendo o valor da latitude), e como a região Amazonica fica próxima do equador, o valor desta força é quase nula.

4 Resultados e Discussão

4.1 Frequência de Brunt-Väisälä

A Frequência de Brunt-Väisälä é um fator muito importante, pois é ela que indica a estabilidade de um fluido. King et al. (2012) estudaram esta frequência em vários locais em águas muito profundas (a partir de 1 km de profundidade) e observaram que não mudam temporalmente, apenas espacialmente. A Figura 4.1 apresenta um mapa com a localização dos locais onde King et al. (2012) realizaram seus estudos. Já a Figura 4.2, apresenta os resultados da frequência de Brunt-Väisälä obtidas espacialmente e temporalmente.

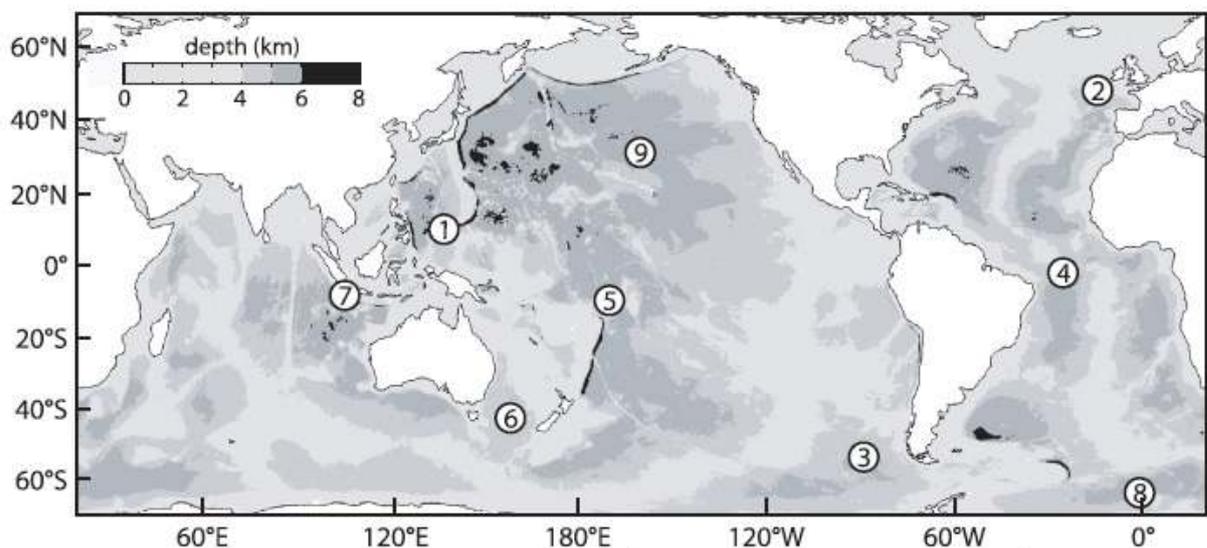


Figura 4.1: Mapa com as diferentes localizações da Frequência de Brunt-Väisälä. Fonte: King (2012)

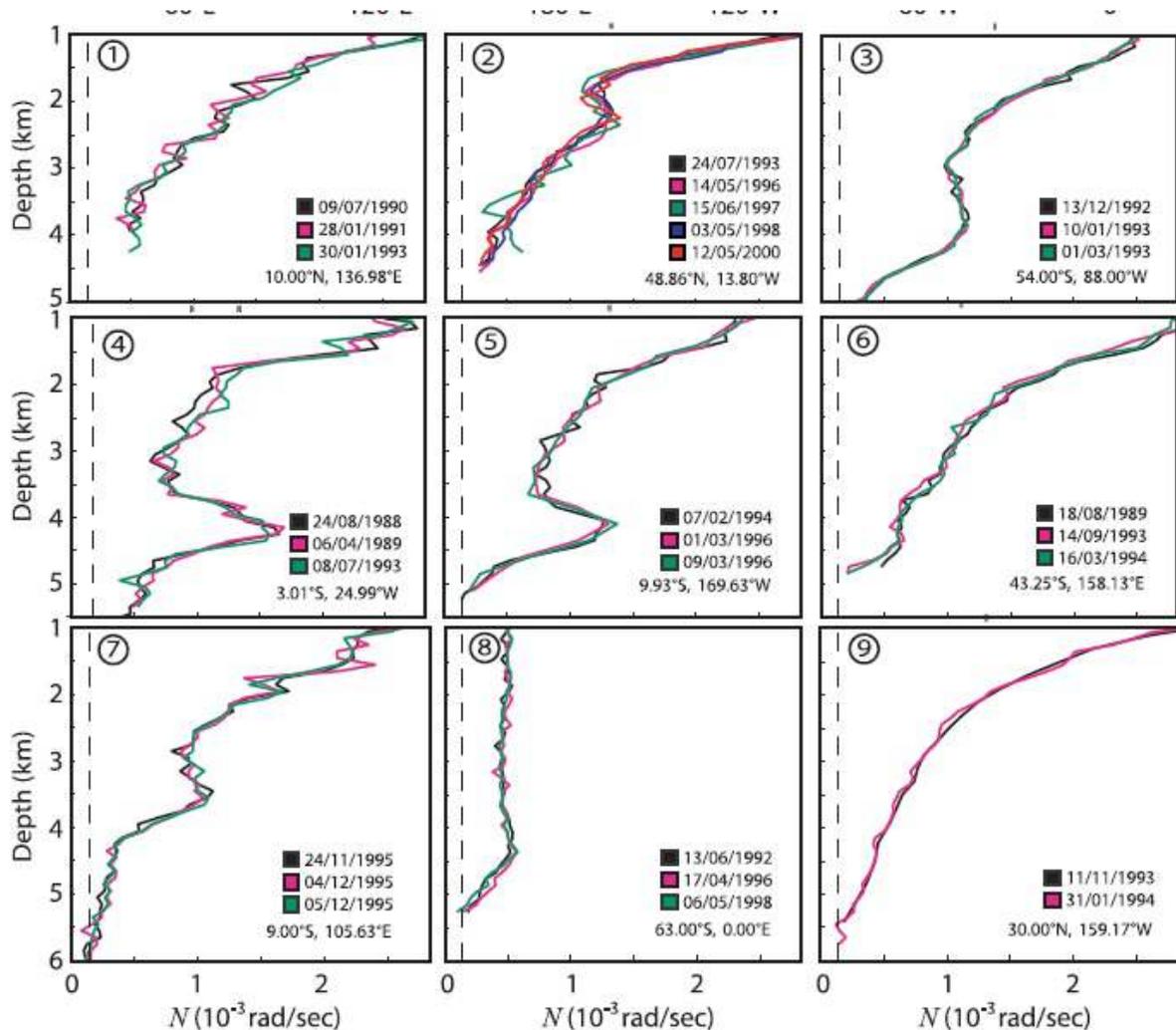


Figura 4.2: As diferentes figuras mostram a variação espacial e dentro delas as diferentes cores correspondem a variação temporal. Fonte: King(2012)

Em nosso estudo, a frequência de Brunt-Vaisälä varia espacialmente e temporalmente para águas rasas até cerca dos 150 m de profundidade, a partir desta profundidade o que observa-se é uma convergência dos valores. As figuras 3.3 e 3.4 mostram esses nossos resultados. A descarga do rio Amazonas, a influência da Corrente Norte do Brasil e os ventos fortes são fatores que podem influenciar no valor da Frequência de Brunt-Väisälä para águas próximas à superfície da região.

O transporte de propriedades físicas da água do mar é dado por correntes oceânicas. Foi observado entre julho e agosto de 2001 que o núcleo de velocidade máxima da Corrente Norte do Brasil (CNB) foi de $1,2 \text{ ms}^{-1}$ até uma profundidade de 150 m perto da quebra da plataforma continental norte brasileira. Essa Corrente Norte do Brasil faz com que os perfis verticais de temperatura e salinidade sofram mudanças até a profundidade de sua atuação, sendo este o motivo para que os valores das frequências de Brunt-Väisälä sejam

maiores entre 100 m e 150 m (NETO; SILVA, 2014).

A figura 4.3, localiza os locais de amostragem/perfilagem CTD utilizados para fazer a comparação dos perfis da Frequência de Brunt-Väisälä, essas localidades foram escolhidas devido ao posicionamento dos CTDs serem os mesmos para os períodos de alta e baixa vazão do rio Amazonas.

Já da figura 4.4 até a figura 4.10 mostra o comparativo da frequência de Brunt-Väisälä entre o período de alta descarga do rio Amazonas e o período de baixa descarga.

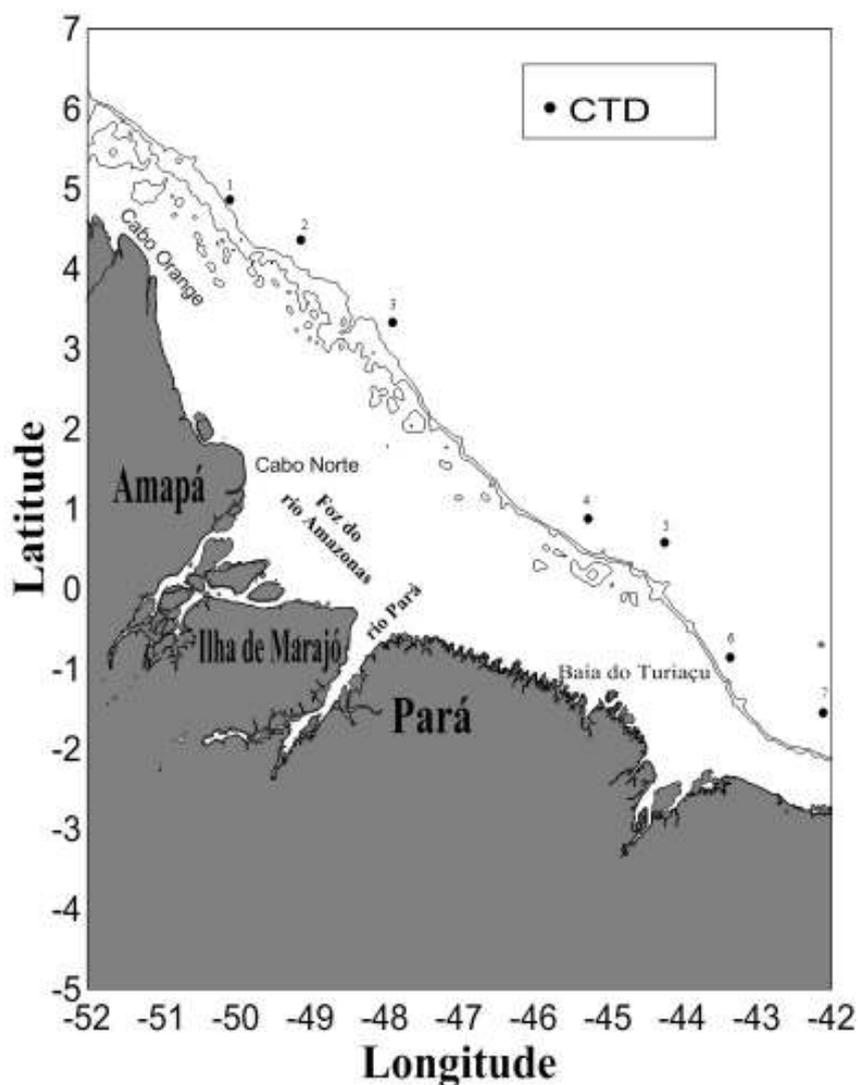


Figura 4.3: Localização dos CTD usados, dentro da região de estudo, para calcular a frequência de Brunt-Väisälä.

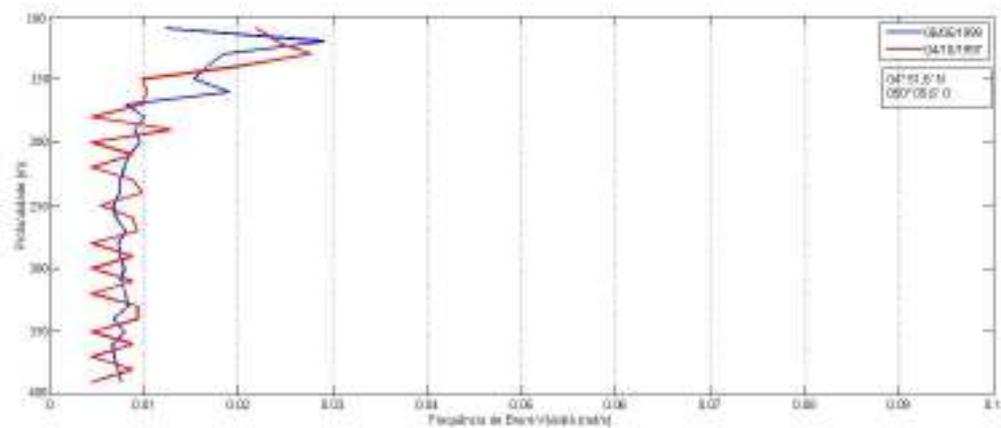


Figura 4.4: Comparativo temporal da Frequência de Brunt-Väisälä do CTD 1.

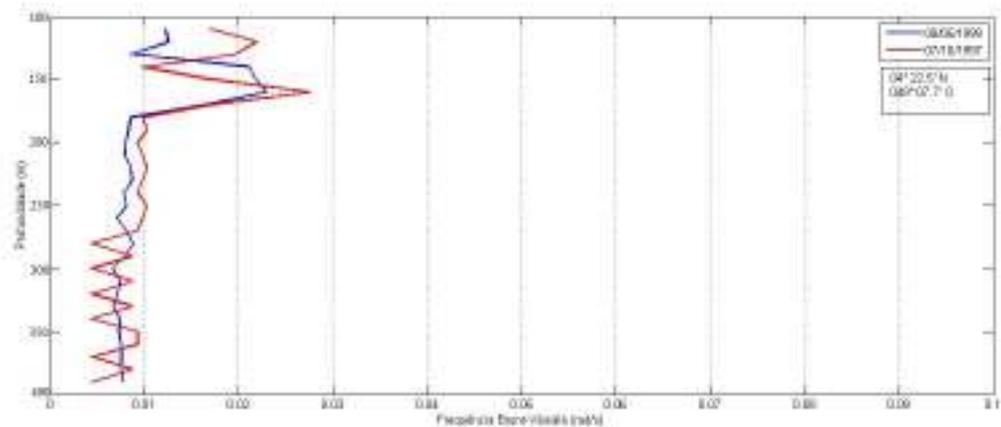


Figura 4.5: Comparativo temporal da Frequência de Brunt-Väisälä do CTD 2.

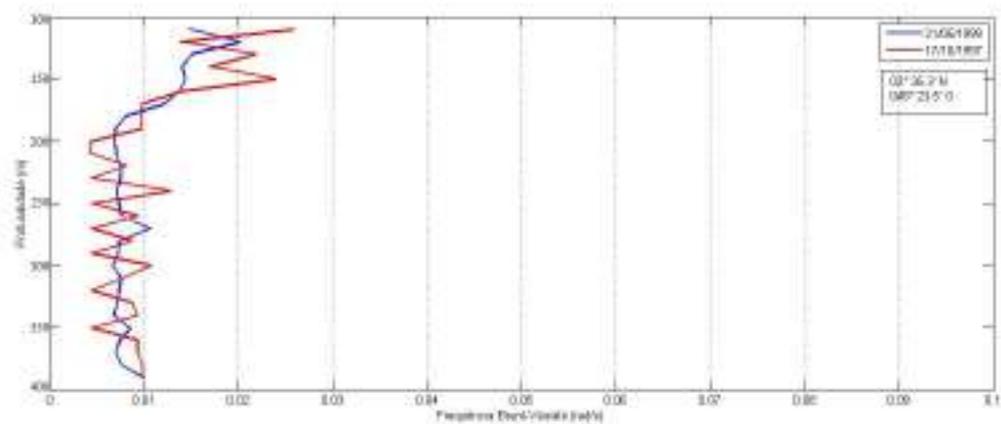


Figura 4.6: Comparativo temporal da Frequência de Brunt-Väisälä do CTD 3.

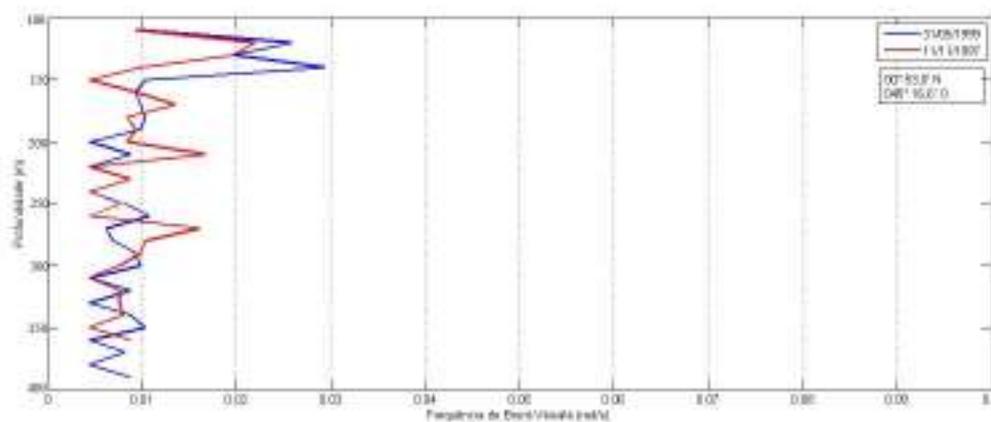


Figura 4.7: Comparativo temporal da Frequência de Brunt-Väisälä do CTD 4.

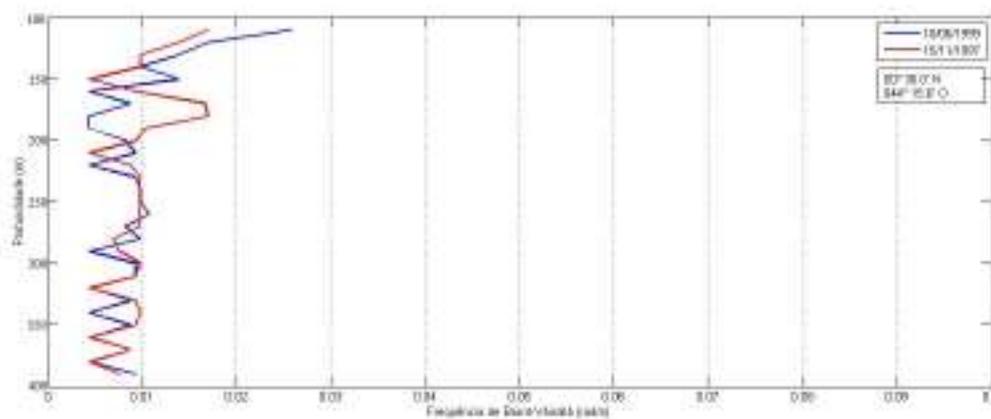


Figura 4.8: Comparativo temporal da Frequência de Brunt-Väisälä do CTD 5.

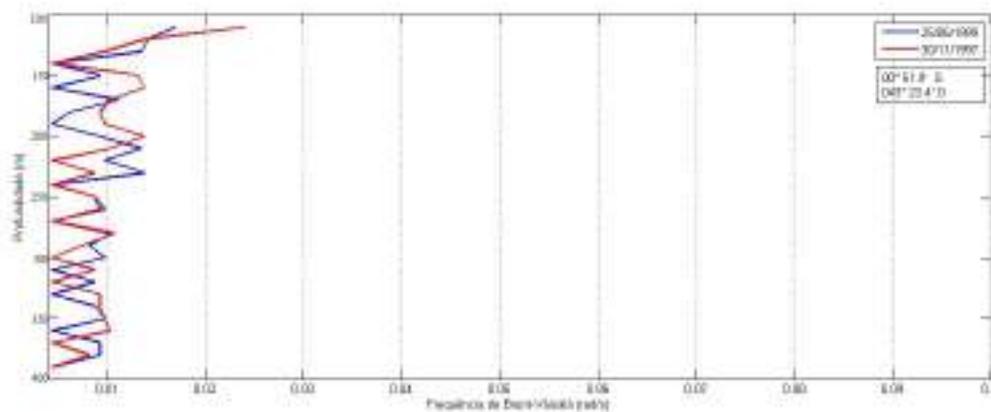


Figura 4.9: Comparativo temporal da Frequência de Brunt-Väisälä do CTD 6.

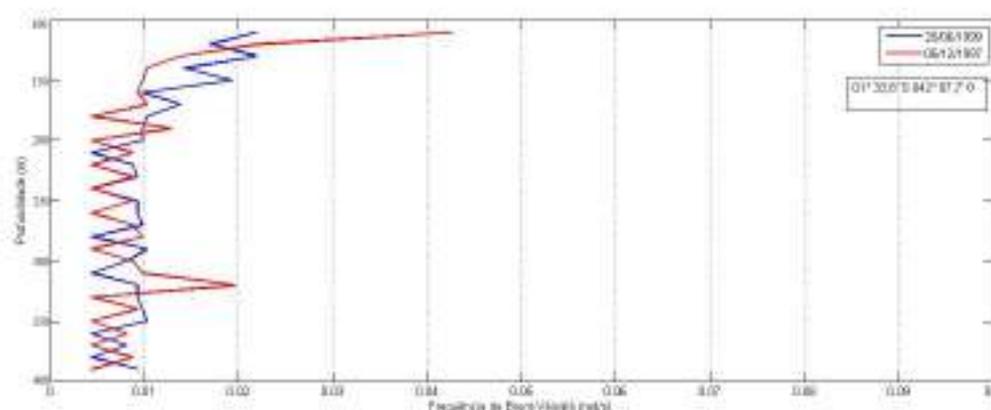


Figura 4.10: Comparativo temporal da Frequência de Brunt-Väisälä do CTD 7.

4.2 Perfis Verticais da água da PCNB

As massas de água podem ser caracterizadas a partir de perfis Temperatura-Salinidade (TS). Fazendo comparativos TS em diferentes regiões podemos saber se as massas de água são as mesmas ou diferem uma da outra.

O potencial de densidade é o fator principal que caracteriza a Frequência de Brunt-Väisälä, portanto conhecer o perfil densidade-profundidade torna-se importante para caracterizar esta frequência na área de estudo.

Todos os valores dos perfis verticais foram obtidos a partir dos CTDs da figura 4.3. O gráfico 4.11 e o gráfico 4.12 trazem um comparativo entre os CTDs no período de máxima vazão e no período de mínima vazão, o gráfico 4.13 mostra um comparativo entre a máxima e a mínima vazão.

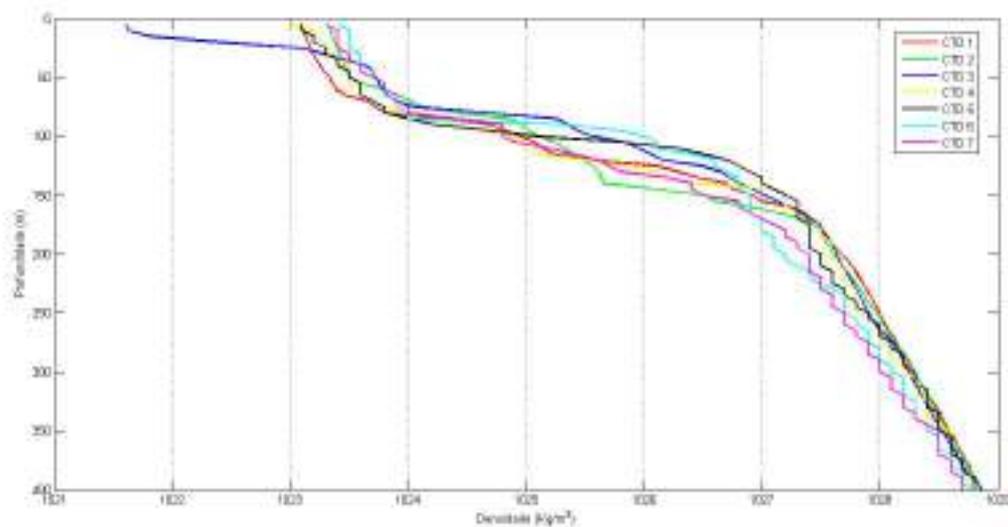


Figura 4.11: Comparativo das densidades obtidos pelos CTDs na máxima vazão.

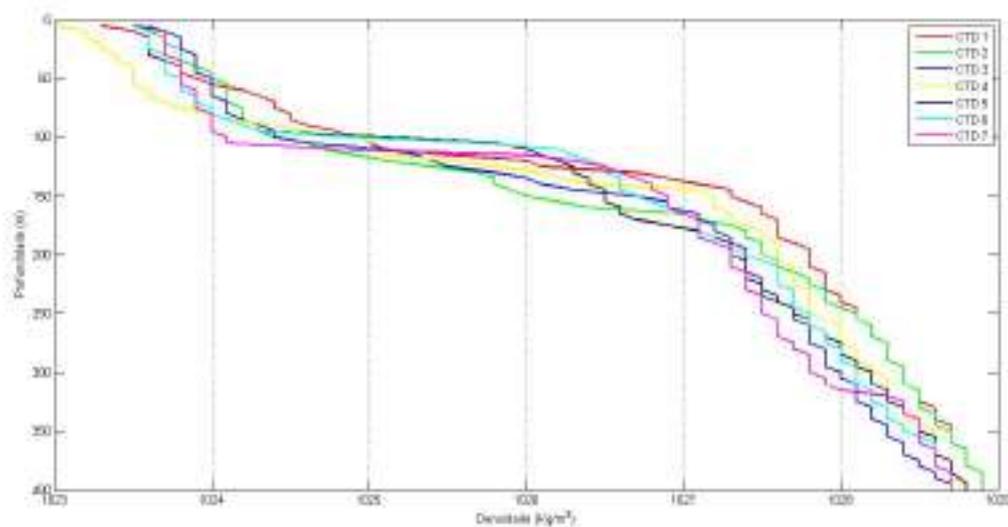


Figura 4.12: Comparativo das densidades obtidos pelos CTDs na mínima vazão.

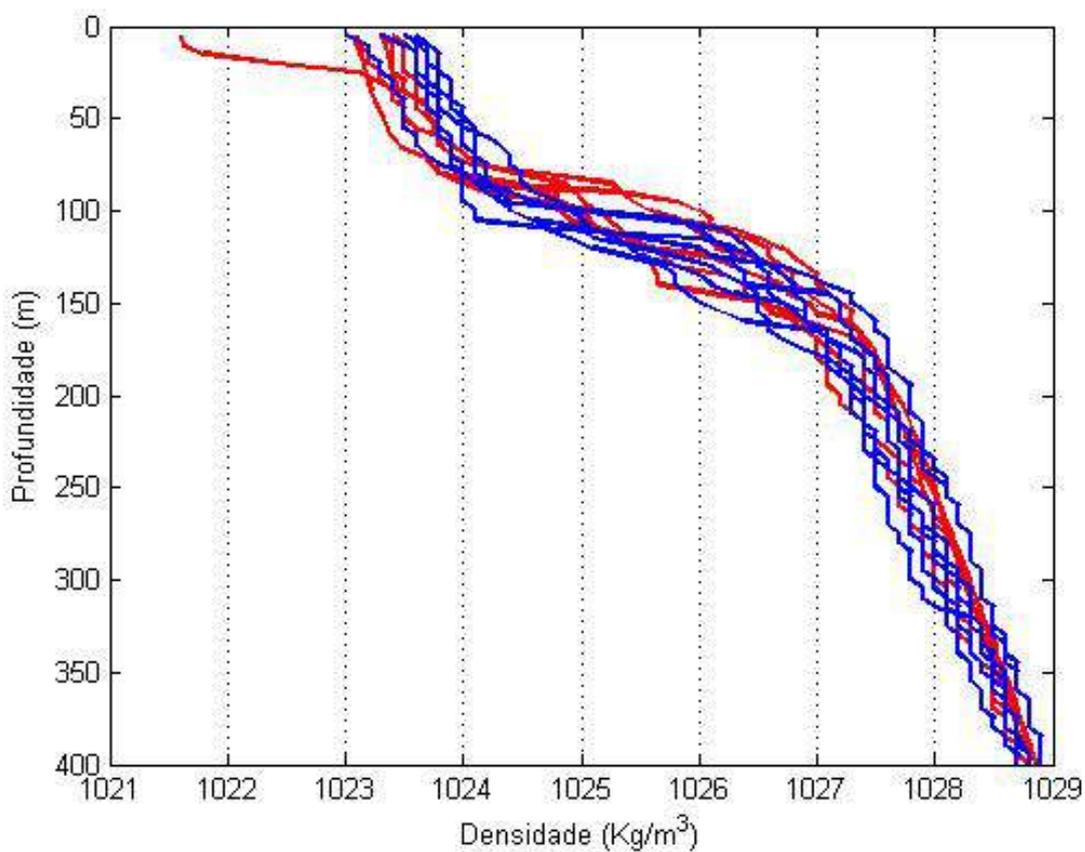


Figura 4.13: Comparativo das densidades obtidos pelos CTDs na máxima e na mínima vazão. A vazão máxima esta representada pela cor vermelha, enquanto que a vazão mínima esta representada pela cor azul.

O mínimo valor na estação 03 para o período de máxima descarga na profundidade entre 0 – 20 m, está relacionado a massa d'água com baixo valor de salinidade, associado a influência de águas oriundas da descarga do rio Amazonas. Além disso, como observado existe variação de densidade para águas rasas até os 100 m – 150 m de profundidade, sendo constatados tanto no período de alta como no de baixa vazão. Para águas profundas a tendência é a convergência dos valores, a variação da frequência de Brunt-Väisälä também segue este perfil. Como a frequência da onda de maré é constante, a variação da inclinação da onda de maré para diferentes áreas na região da P. C. N. B. é muito pequena. O fator principal para determinação do coeficiente será dada pela morfologia do talude continental.

A salinidade em função da profundidade, mostra uma característica importante da região. Devido a receber uma grande quantidade de água doce do rio Amazonas, a salinidade em águas rasas tende a ser menor que em águas mais profundas, logo em seguida

o gráfico apresenta uma característica conhecida como haloclina, região quando ocorre uma grande variedade de salinidade. O gráfico 4.14 mostra o comportamento obtido pelos CTDs no período de vazão máxima do rio Amazonas, a diferenciação nas cores foi feita devido a proximidade entre os CTDs, a cor vermelha corresponde aos CTDs 1, 2 e 3, a cor verde aos CTDs 4 e 5, e a cor azul aos CTDs 6 e 7. Comparando-se com o gráfico 4.15, que mostra dados colhidos na vazão mínima do rio Amazonas, percebe-se que a salinidade das águas superficiais do período de vazão mínima são mais elevadas que a salinidade das águas superficiais do período de vazão máxima, isso porque o aporte de água doce no oceano é menor nesse período. A diferenciação nas cores das linhas também foram feitas devido a proximidade entre os CTDs, a cor vermelha corresponde aos CTDs 1, 2 e 3, a cor verde aos CTDs 4 e 5, e a cor azul aos CTDs 6 e 7.

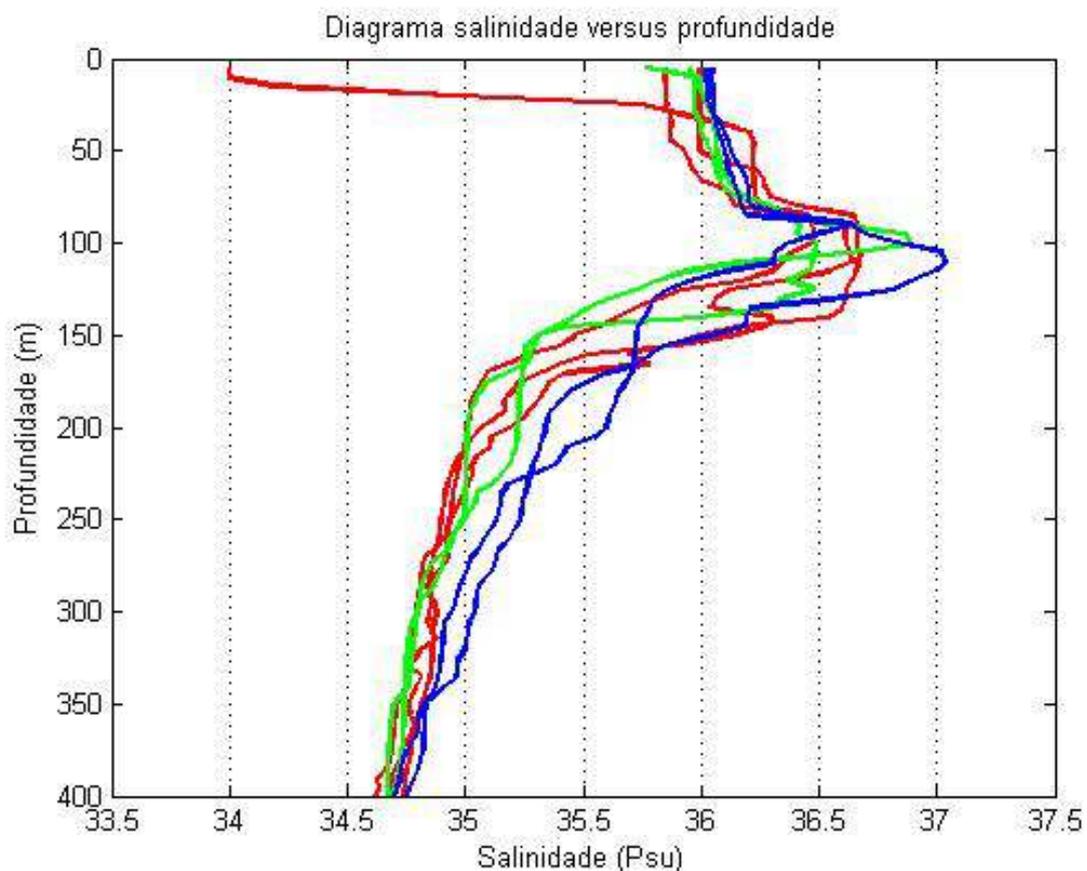


Figura 4.14: Comparativo das salinidades no período de máxima vazão do rio Amazonas.

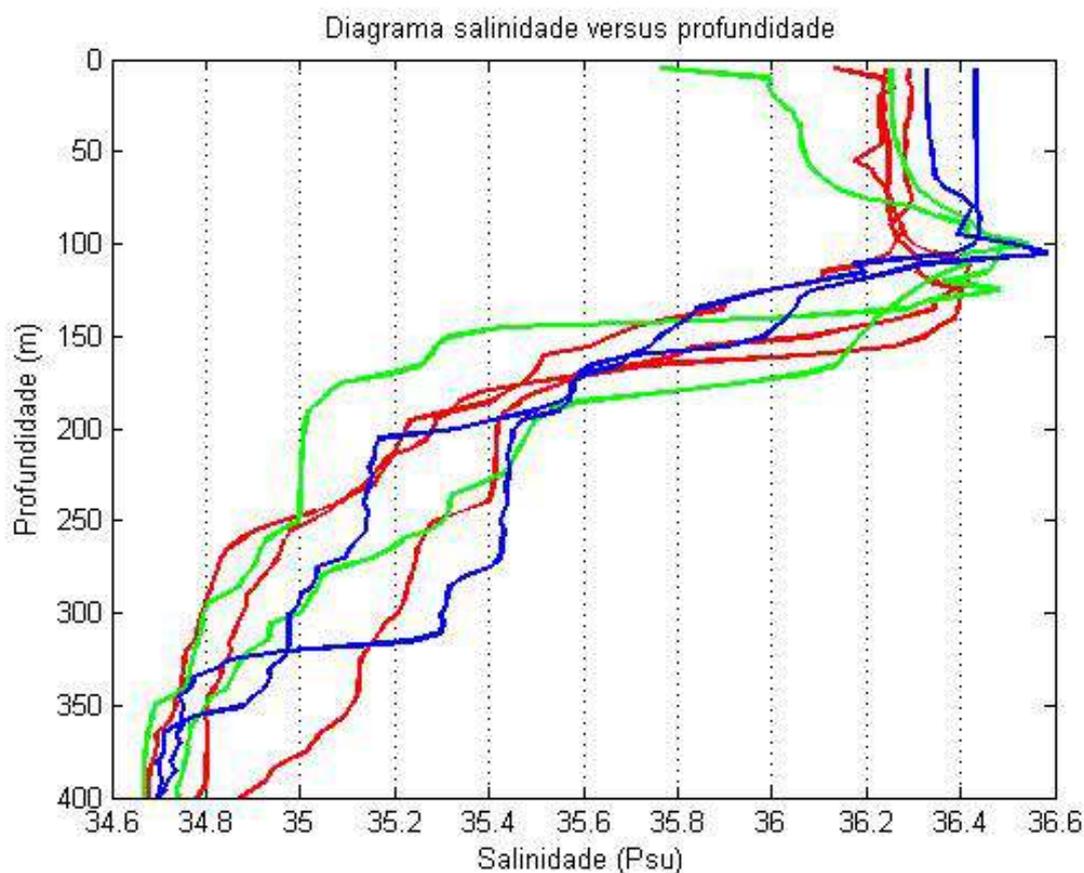


Figura 4.15: Comparativo das salinidades no período de mínima vazão do rio Amazonas.

O pico ocorrido na profundidade próximo a 100 metros deve-se a influência da Corrente Norte do Brasil (NETO; SILVA, 2014).

As massas de água conseguem conservar suas características de temperatura e salinidade porque elas deixam a zona de mistura superficial onde as trocas e interações oceano-atmosfera são mais afetivas, e ao fluírem para maiores profundidades, conseguem conservar suas características oceanográficas. Dessa forma é possível identificar uma massa de água através do seu perfil vertical. Para isso o diagrama Temperatura-Salinidade do gráfico 4.16 mostra o perfil na vazão máxima, e o gráfico 4.17 mostra seu perfil na vazão mínima. As cores vermelhas referem-se aos CTDs 1, 2 e 3, as cores verdes aos CTDs 4 e 5, e as cores azuis aos CTDs 6 e 7.

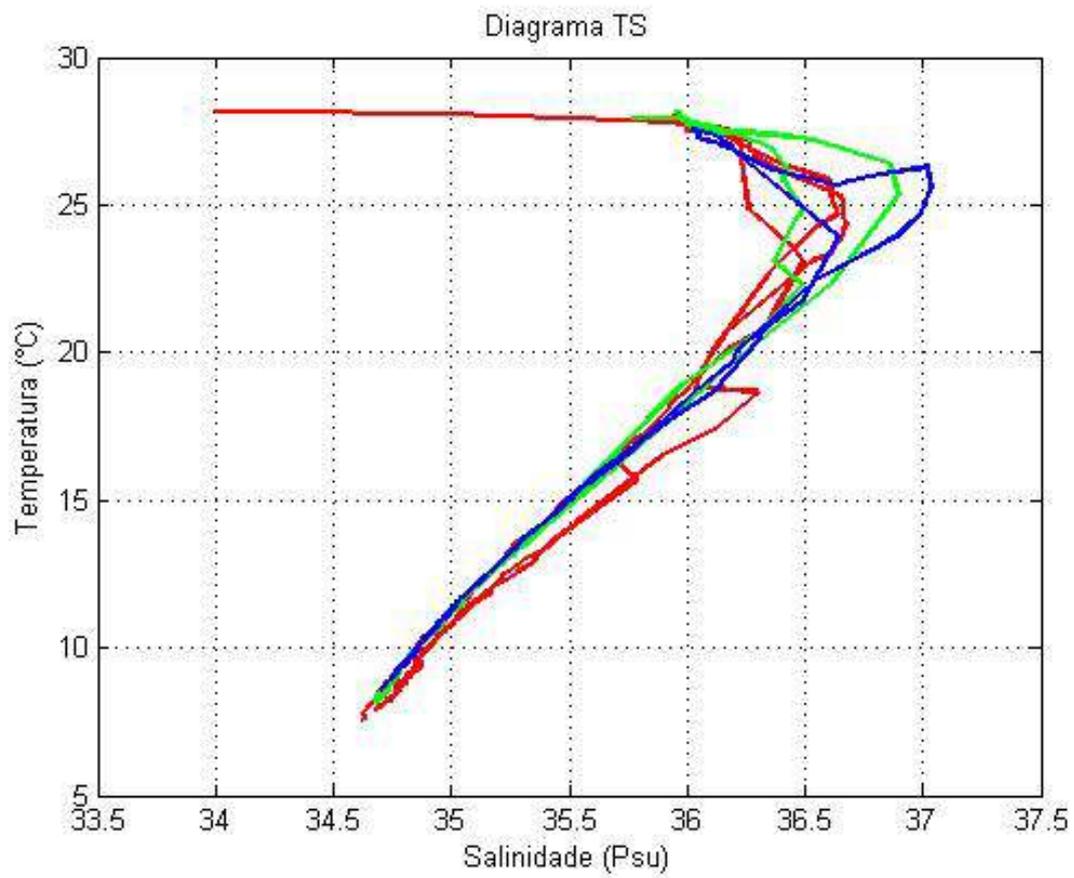


Figura 4.16: Diagrama TS para o período de máxima vazão do rio Amazonas.

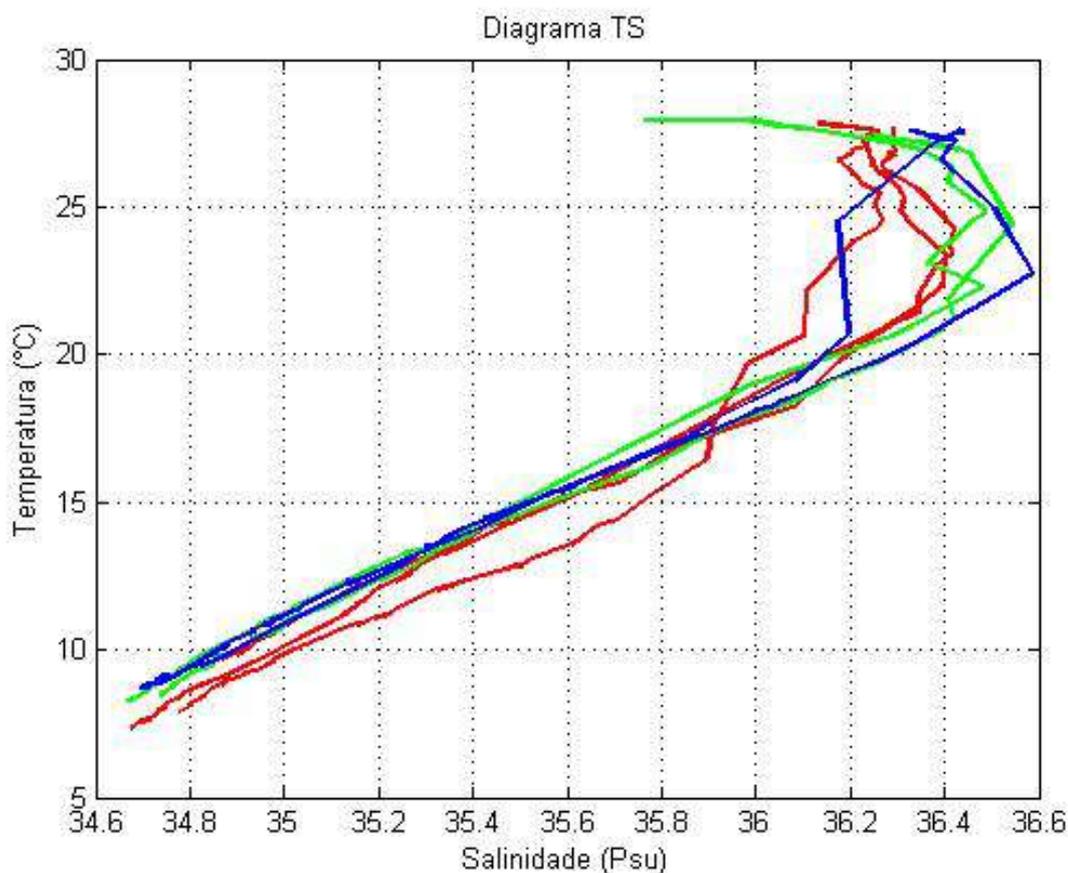


Figura 4.17: Diagrama TS para o período de mínima vazão do rio Amazonas

4.3 Coeficientes de Ressonância

Os 281 coeficientes aqui encontrados neste trabalho, obtidos pelo razão entre o tamanho da área de estudo e a precisão da batimetria do ETOPO2, permitem analisar a dinâmica na P. C. N. B. . Lembrando que o coeficiente calculado é a razão das inclinações entre as ondas de maré e o talude continental, os valores obtidos foram entre 0 e 2,5.

$$C_{res} = \frac{S_w}{S_t} \quad (4.1)$$

As regiões com valores superiores a 1,1 correspondem a regiões supercríticas. As regiões entre 0,9 e 1,1 são as regiões ressonantes, já as regiões com valores inferiores a 0,9 correspondem a regiões subcríticas. Como já visto anteriormente a inclinação da onda de maré que chega a P. C. N. B. pouco difere. Portanto o fator que mais influencia o cálculo do coeficiente é a pela inclinação do talude continental.

Considerando a inclinação da onda de maré constante, quanto menor for o valor da inclinação da topografia, por ser uma grandeza inversamente proporcional, maior será o valor do coeficiente de ressonância. Portanto, fazendo um estudo batimétrico para a região toda podemos ter uma ideia da disposição dos coeficientes. Assim sendo, quando a diferença da quebra da plataforma à 100 m de profundidade até os 400 m de profundidade for estreita a variação do talude continental é pequena, o talude caracteriza-se por ser muito íngreme, o valor do coeficiente tende a ser baixo e a região caracterizada como subcrítica. Para as regiões próximas a foz do rio Amazonas, onde encontra-se o cone do Amazonas, a tendência da variação do talude é de ser mais suave, estando presente regiões ressonantes ou supercríticas.

Os coeficientes de ressonância obtidos neste trabalho, são mostrados na figura 4.18 máxima vazão do rio Amazonas e na figura 4.22 mínima vazão do rio Amazonas. Para uma melhor visualização da configuração dos valores dos coeficientes da região, a região de estudo foi dividida em três partes e em cada uma foi dada um zoom sobre a região da quebra da plataforma e os 400 m de profundidade.

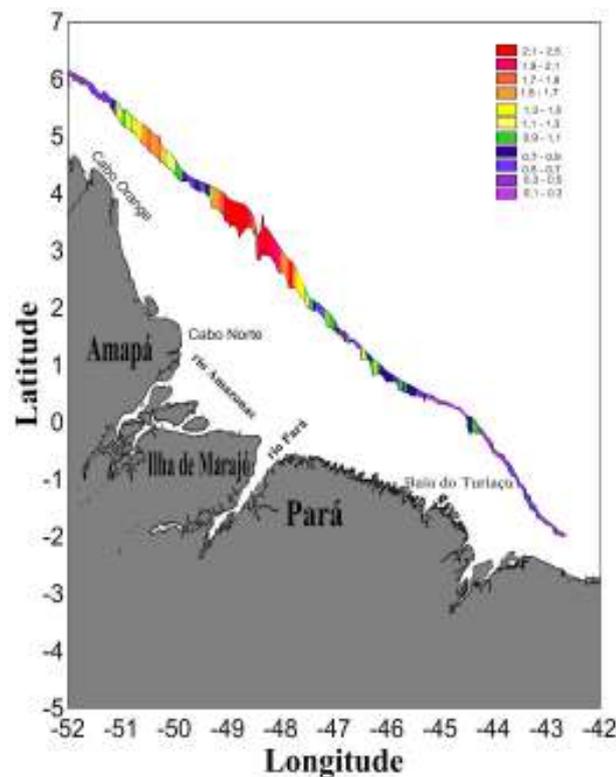


Figura 4.18: Coeficientes de ressonância da região Amazônica para vazão máxima do rio.

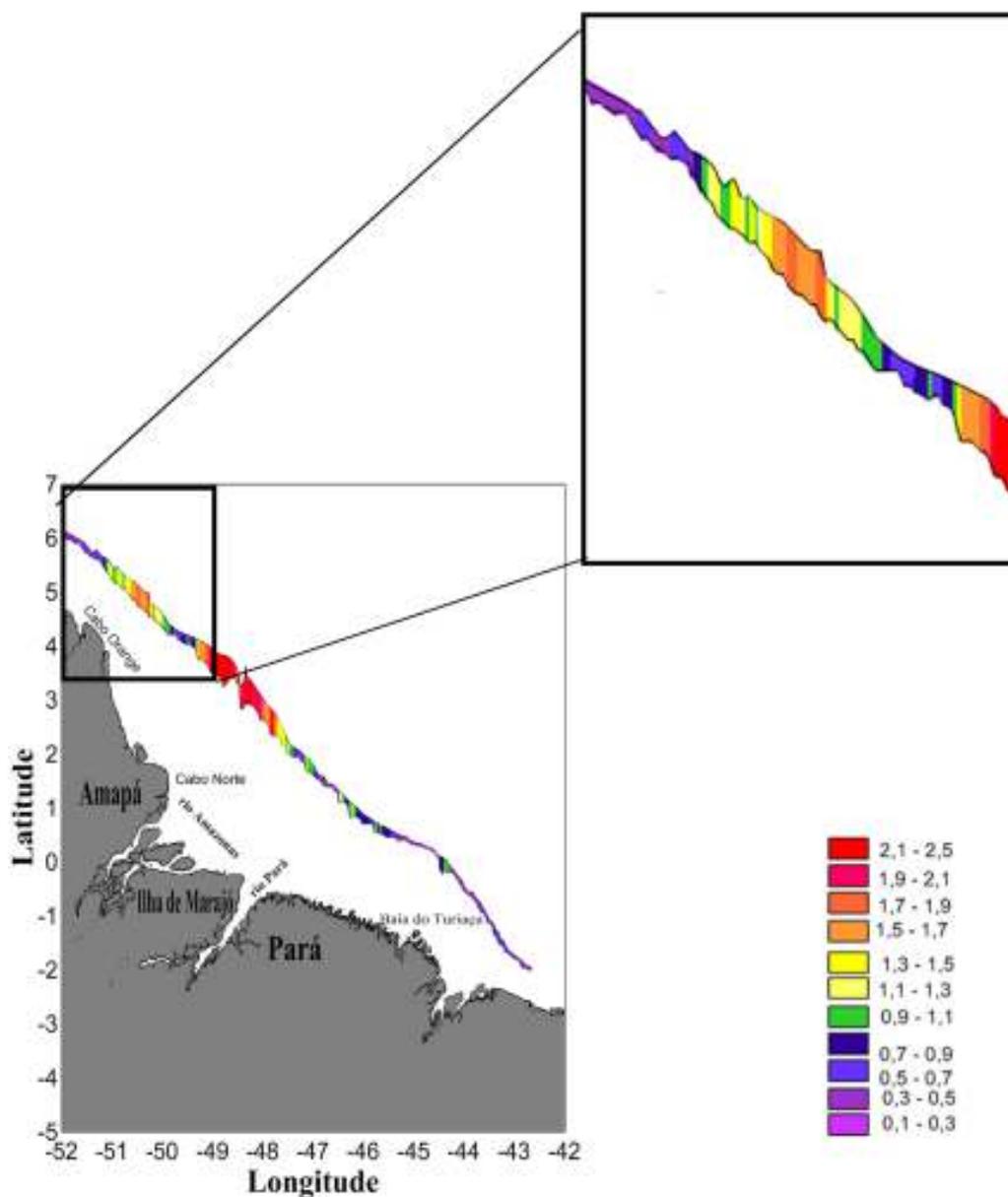


Figura 4.19: Coeficientes de ressonância da região Amazônica para vazão máxima do rio na região norte.

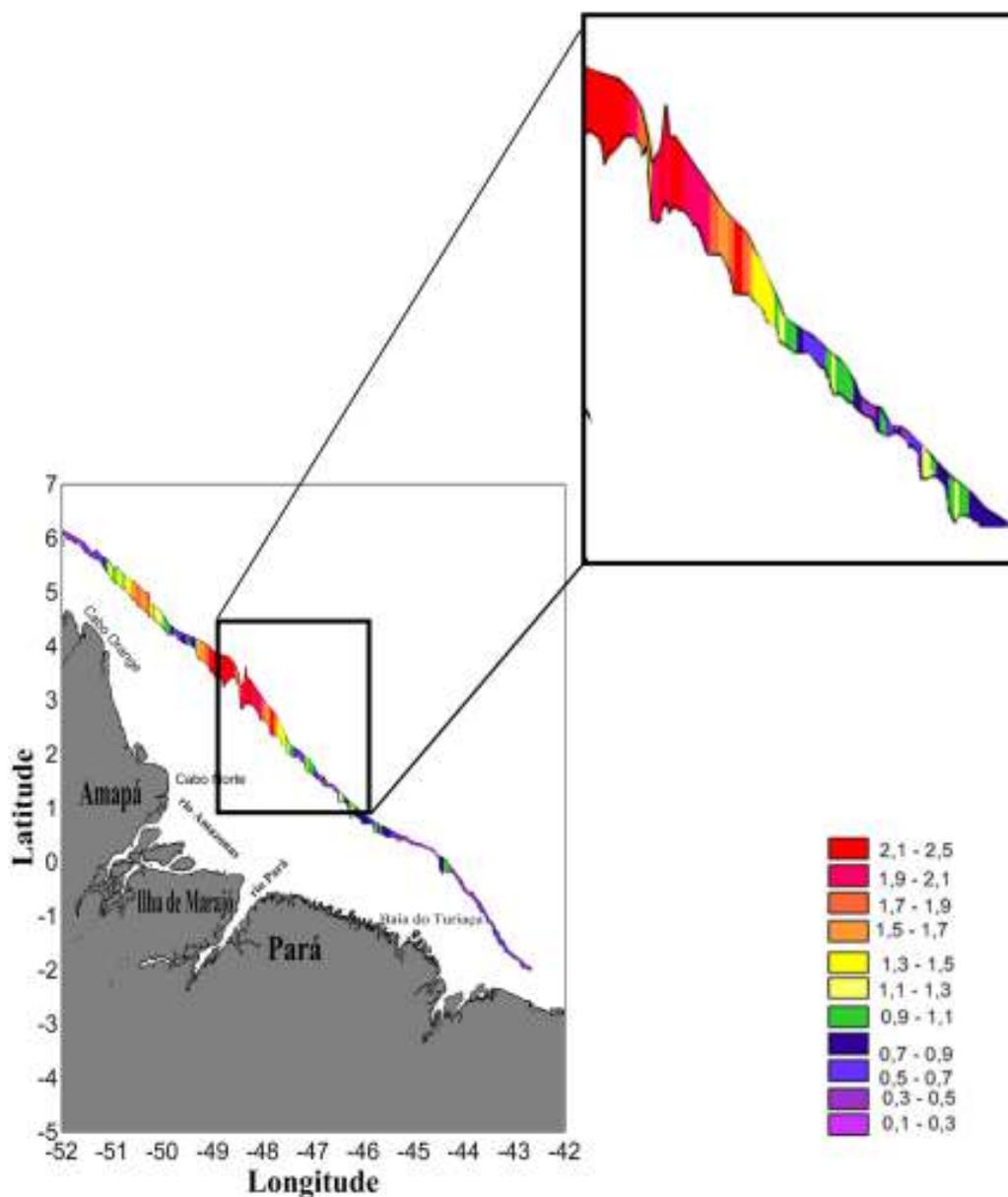


Figura 4.20: Coeficientes de ressonância da região Amazônica para vazão máxima do rio na região central.

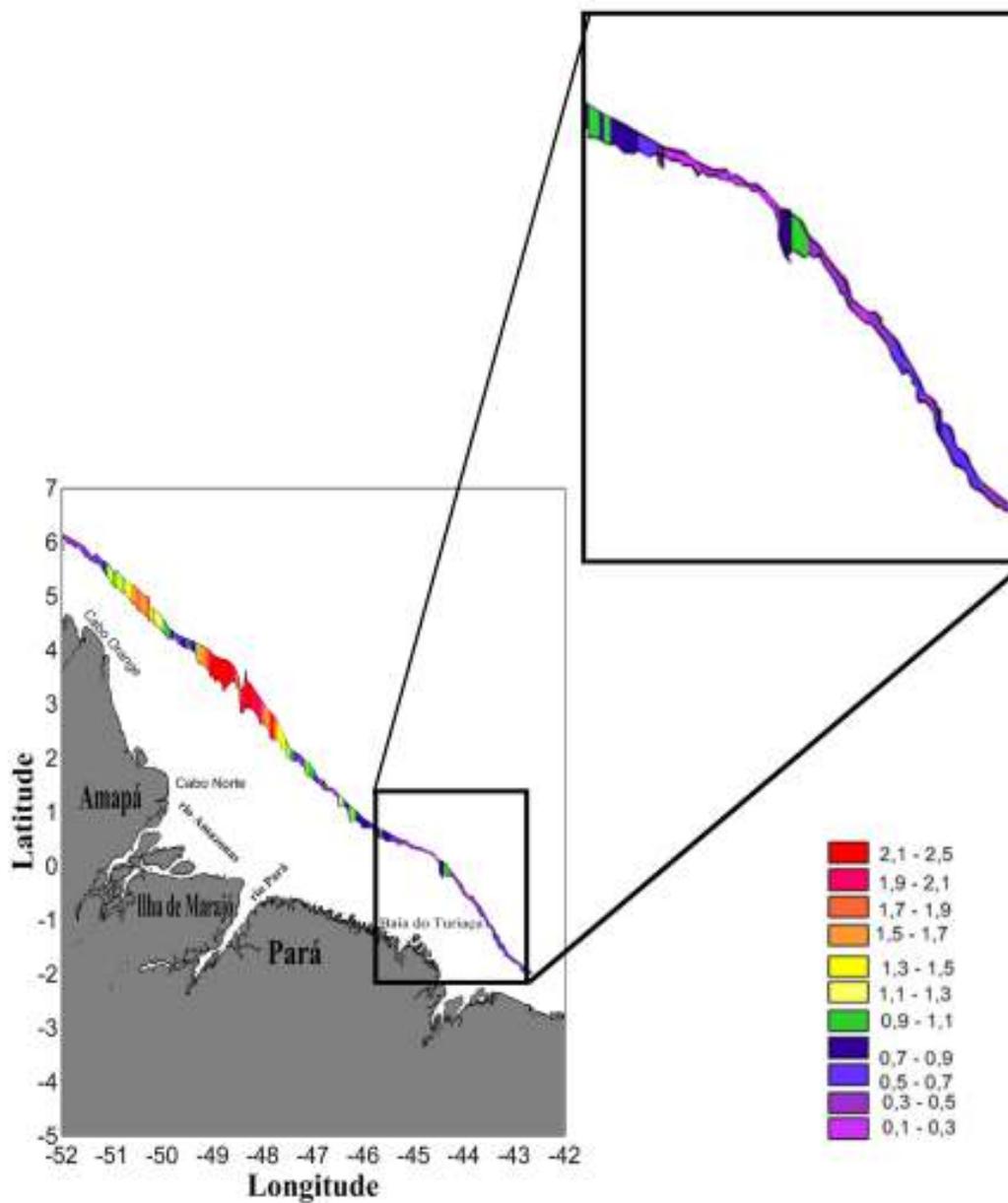


Figura 4.21: Coeficientes de ressonância da região Amazônica para vazão máxima do rio na região sul.

De uma amostra de 281 regiões para a vazão máxima, 164 regiões ou 58,4% delas foram caracterizadas como regiões subcríticas, 86 regiões ou 30,6% delas foram caracterizadas como regiões supercríticas, já 31 regiões ou 11% foram caracterizadas como regiões ressonantes.

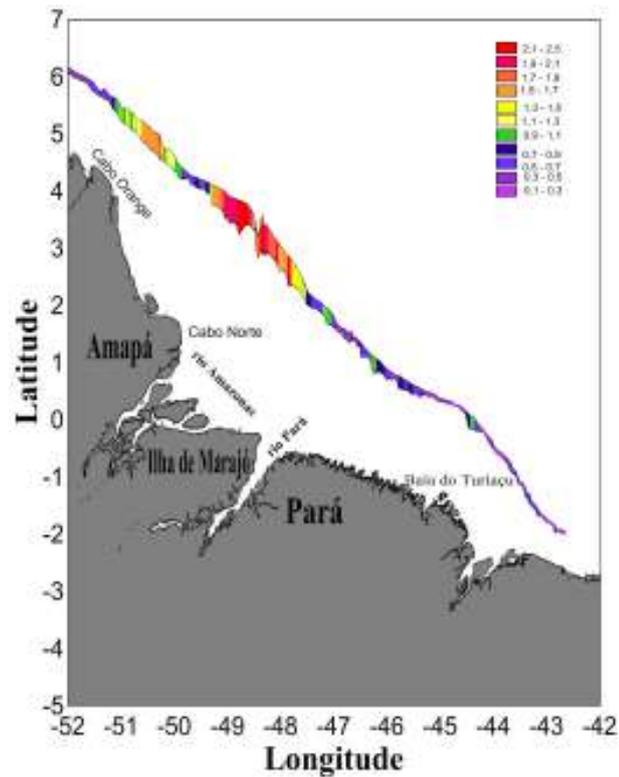


Figura 4.22: Coeficientes de ressonância da região Amazônica para vazão mínima do rio.

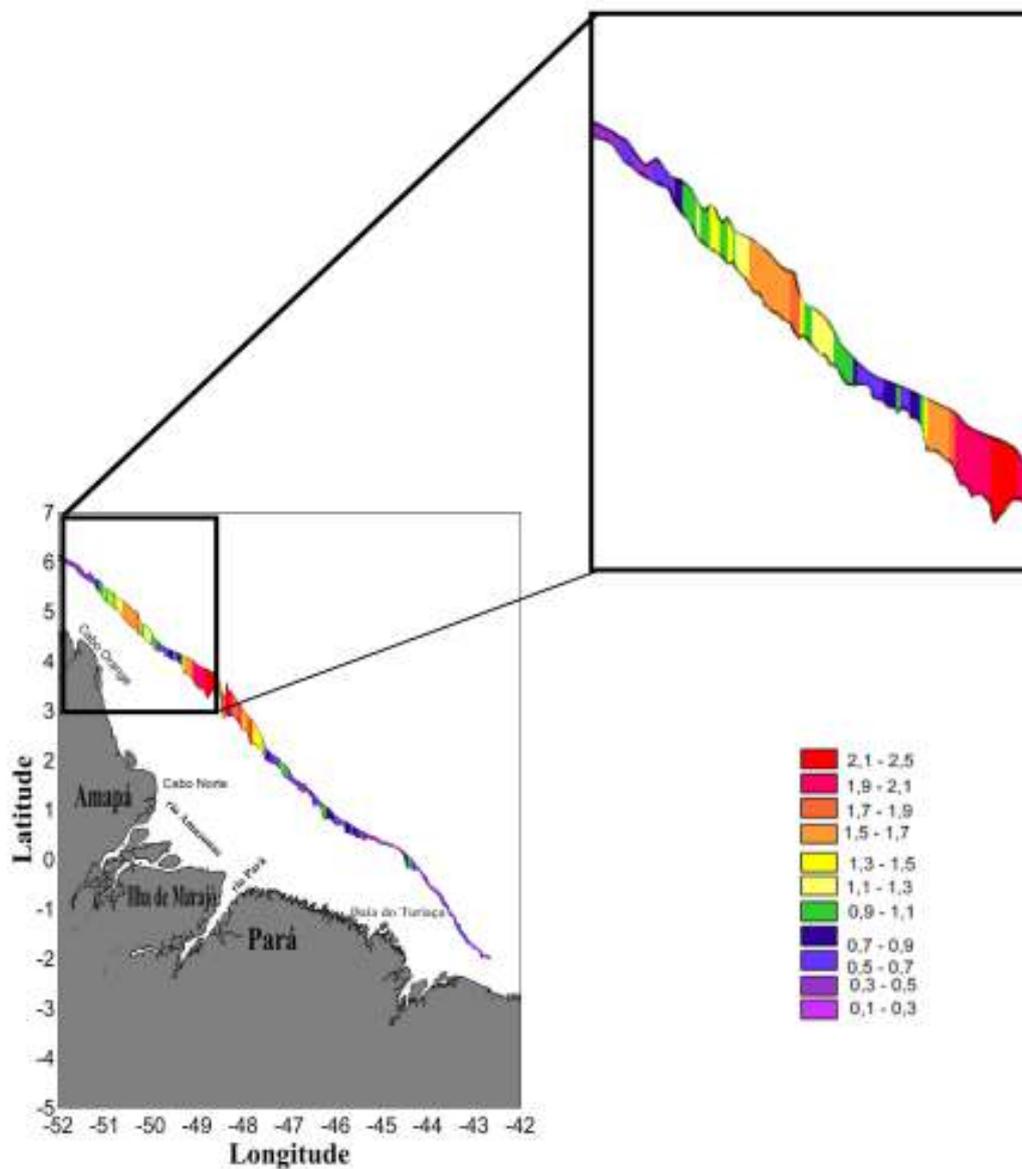


Figura 4.23: Coeficientes de ressonância da região Amazônica para vazão mínima do rio na região norte.

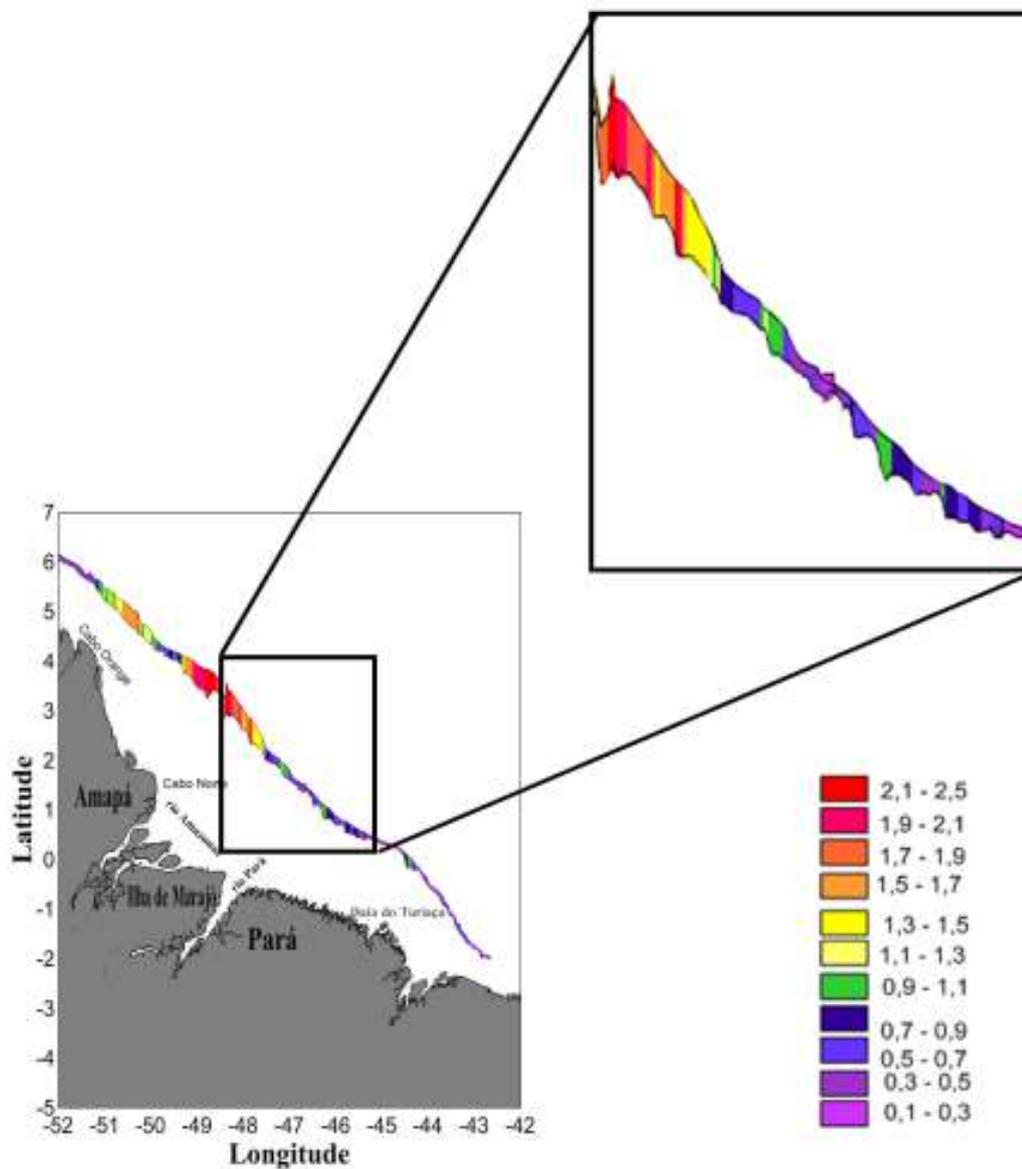


Figura 4.24: Coeficientes de ressonância da região Amazônica para vazão mínima do rio na região central.

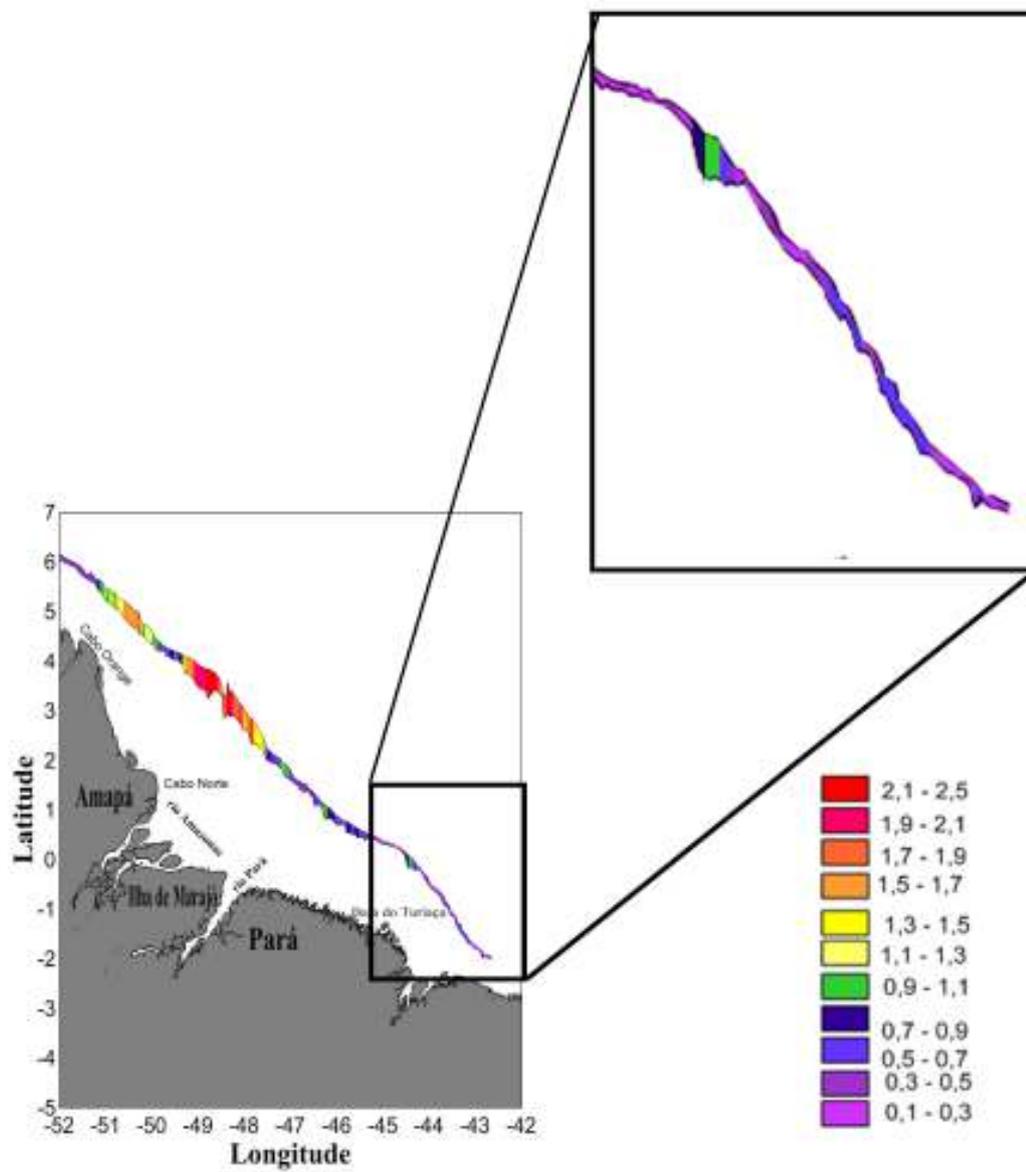


Figura 4.25: Coeficientes de ressonância da região Amazônica para vazão mínima do rio na região sul.

Já no período de vazão mínima ocorreram pequenas mudanças, 172 regiões ou 61,2% das regiões foram caracterizadas como regiões subcríticas, 79 regiões ou 28,1% das regiões foram caracterizadas como regiões supercríticas, enquanto que 30 regiões ou 10,7% foram caracterizadas como regiões ressonantes.

4.3.1 Região Subcrítica

As regiões subcríticas são caracterizadas por possuírem taludes continentais muito íngrimes, de tal forma que a inclinação da onda de maré não possui força o suficiente para atingir a plataforma continental. Neste caso, os sedimentos que são transportados pela onda, tendem a refletir e serem depositos no pé do talude continental. Cacchione et al. (2002) mostra essa situação com o esquema reproduzido aqui na figura 4.26. Esse tipo de região equivale a cerca de 58,4% do que ocorre na PCNB na vazão máxima e 61,2% na vazão mínima.

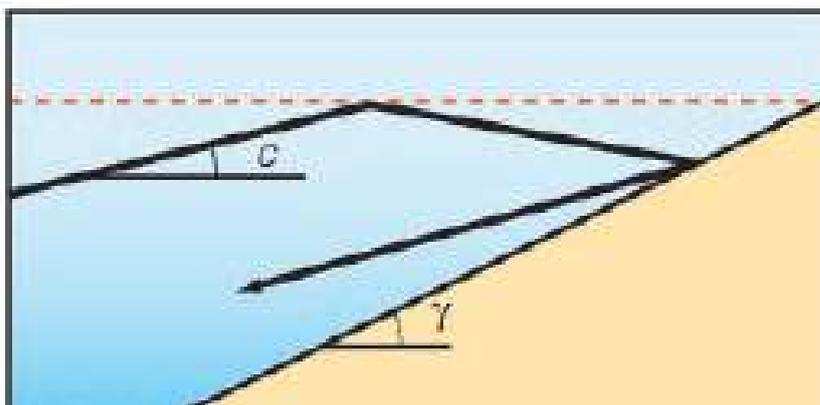


Figura 4.26: Tipo de Região subcrítica. Fonte: Cacchione et al.(2002)

A Figura 4.27 identifica duas áreas representativas de regiões subcríticas, entre as figuras 4.28 e 4.29, tem se exemplos de regiões subcríticas.

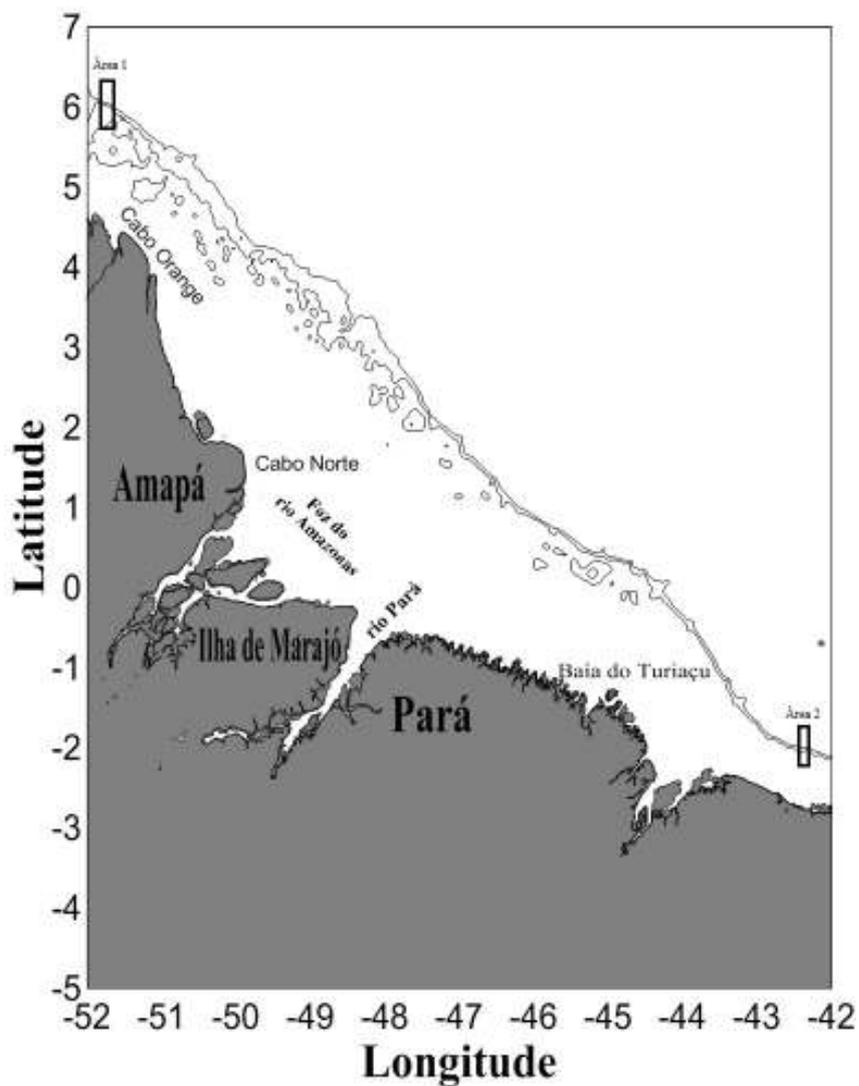


Figura 4.27: Localização das áreas subcríticas.

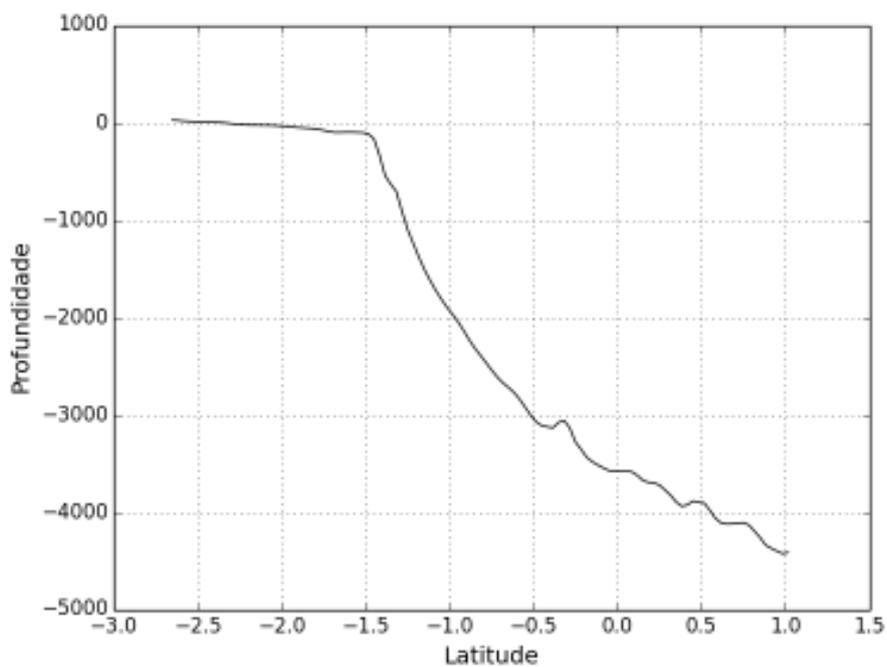


Figura 4.28: Região Subcrítica representativa à área 1.

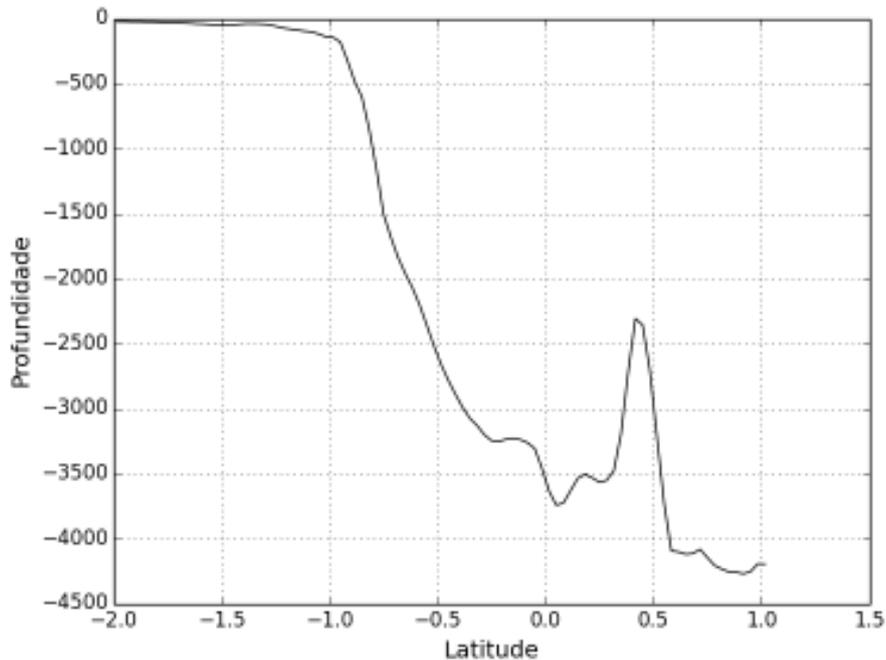


Figura 4.29: Região Subcrítica representativa à área 2.

4.3.2 Região Supercrítica

As regiões supercríticas são regiões nas quais a inclinação da onda que chega é maior que a inclinação do talude continental. Neste caso a força que impulsiona é maior e os sedimentos conseguem chegar ao topo da plataforma. Podemos notar que a presença dessas regiões ocorrem em frente a foz do rio Amazonas e em regiões adjacentes. Isso ocorre pois nessa região, tem-se a presença do cone do Amazonas, que faz com que o talude continental tenha uma quebra mais suave, resultando em um fator S_t baixo, consequentemente um coeficiente alto, quanto maior o valor do coeficiente mais intenso são os sedimentos que chegam a plataforma, isto facilita o acúmulo de sedimentos. Esse tipo de região corresponde aproximadamente 30,6% da P. C. N. B. no período de vazão máxima e 28,1% no período de vazão mínima. Esse fenômeno é representado na Figura 4.30. A Figura 4.31 localiza uma região supercrítica e nas figuras 4.32 e 4.33 são representadas as batimetrias dessa região

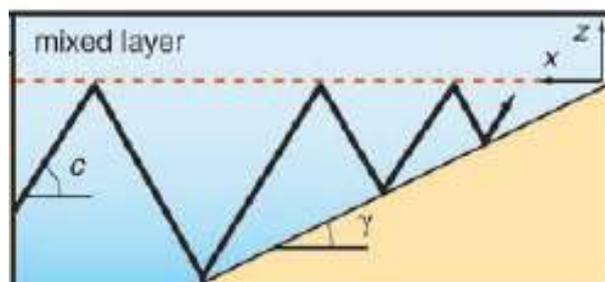


Figura 4.30: Tipo de Região supercrítica. Fonte: Cacchione et al.(2002)

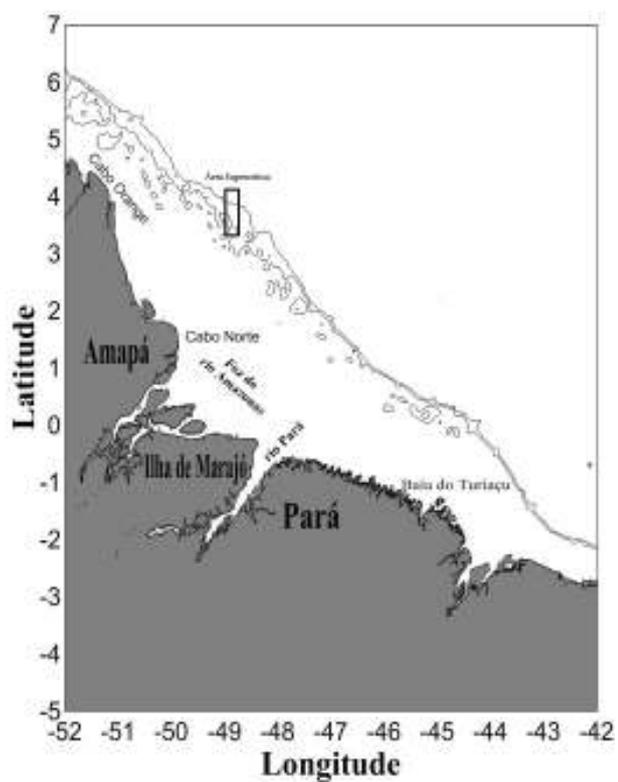


Figura 4.31: Localização de uma região supercrítica.

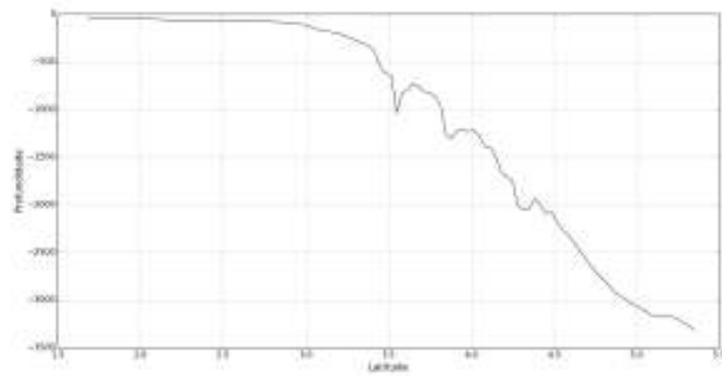


Figura 4.32: Batimetria representativa da região Supercrítica.

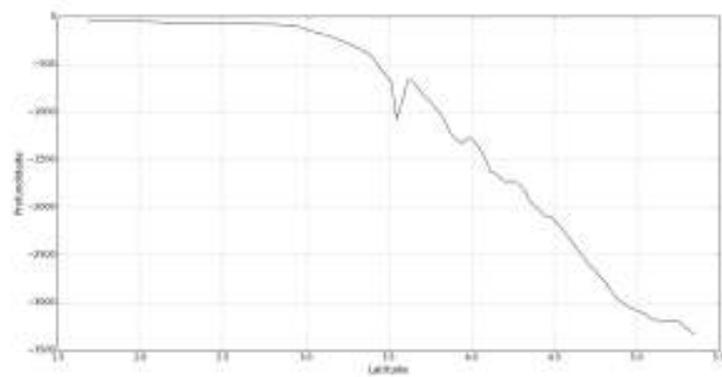


Figura 4.33: Batimetria representativa da região Supercrítica.

4.3.3 Região Ressonante

As regiões ressonantes ocorrem quando as inclinações da onda de maré e do talude continental coincidem ou diferem muito pouco. Nessas regiões as velocidades aumentam muito em curto espaço, podendo gerar inversão de densidade. Em um fluido continuamente estratificado, camadas menos densas tendem a ficar sobre camadas mais densas. Ocorrendo a inversão de densidade, as camadas mais densas tendem a ficar sobre as camadas menos densas. O crescimento da velocidade da onda de maré depende da área de contato da onda com o talude continental próximo a região de ressonância. Esse aumento rápido da velocidade faz com que ocorra a quebra da onda e esta quebra muitas vezes esta associada a mistura e dispersão de material biótico e abiótico. Correntes de turbidez podem ser geradas.

Além disso, a energia da onda de maré é grande o suficiente e faz com que os sedimentos transportados por elas voltem para plataforma, conhecido como o processo de re-sedimentação. Por isso o estudo da distribuição da energia da maré interna é de grande interesse nessa região, pois pode-se ter uma certa relação entre a energia da onda e a vida marinha.

Quando as amplitudes se elevam esta pode produzir mistura vertical. Essa quebra da onda, que pode levar a inversão de densidade, pode ser explicada pelo fato da frequência da onda se tornar maior que a frequência de Brunt-Väisälä gerando a quebra da onda.

A mistura vertical causada pela quebra de ondas internas pode influenciar o aumento da biomassa (zooplâncton e fitoplâncton) local, (PINGREE et al., 1981) e (PINGREE et al., 1986). Ondas internas também são importantes para aumentar a produção primária na picnoclina superior, não só através da criação de cisalhamento e turbulência, com conseqüente transporte de nutrientes para a superfície, mas também pelo aumento da intensidade de luz média experimentada pelo fitoplâncton (SILVA et al., 2007).

No fenômeno da ressonância ao mesmo tempo que existe uma re-sedimentação, devido ao processo de inversão de densidade existe uma quantidade de sedimentos mais fortes e finas que tendem a se movimentar em fluxo para baixo, esse fluxo de descida é mais forte que o fluxo de subida aproximadamente 10% (ZHANG et al., 2008).

Nossa análise mostra que apenas 11% das regiões na P. C. N. B. são ressonantes quando a vazão é máxima e apenas 10,7% quando a vazão é mínima.

A Figura 4.34 representa o fenômeno de ressonância no talude. A Figura 4.35 localiza uma região ressonante da área em estudo e as figuras 4.36 e 4.37 mostram batimetrias da

região ressonante.

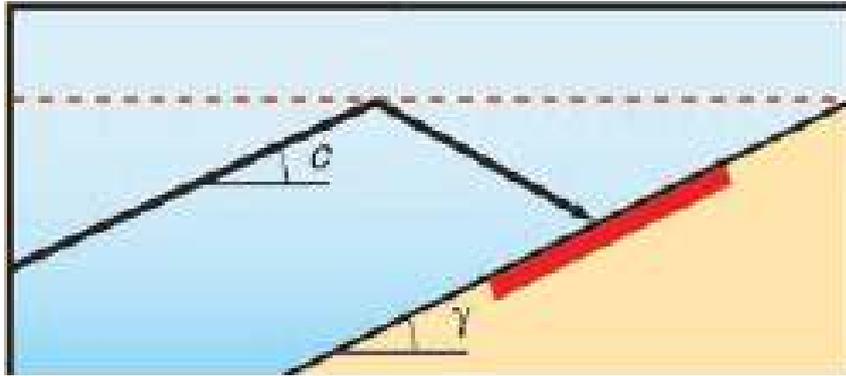


Figura 4.34: Fenômeno da Ressonância. Fonte: Cacchione et al.(2002)

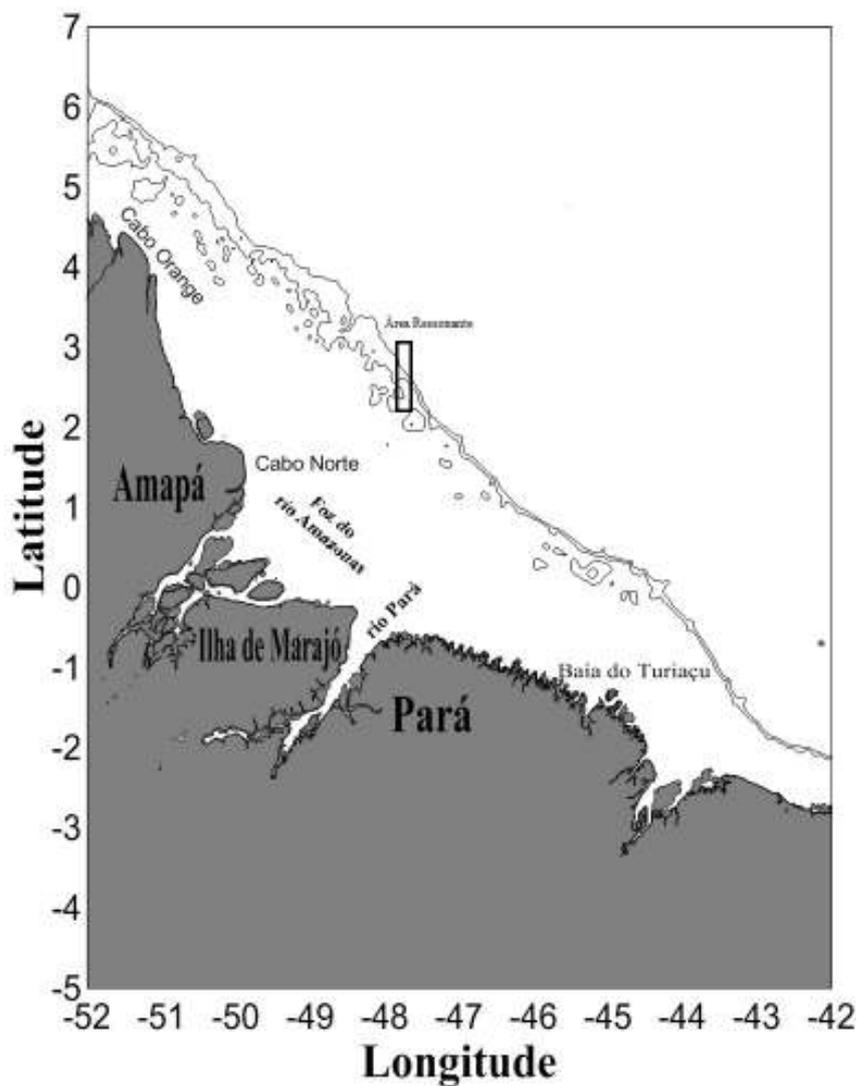


Figura 4.35: Localização das regiões ressonantes.

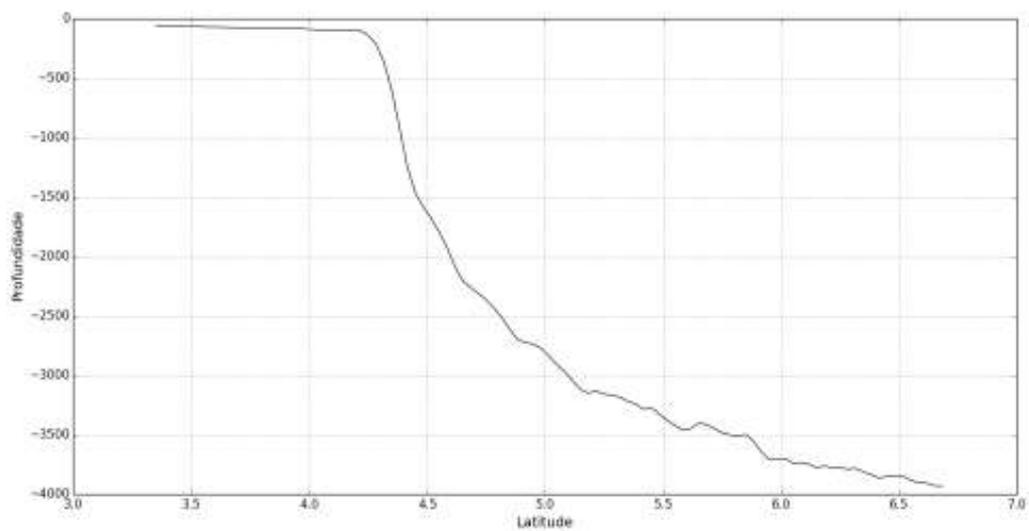


Figura 4.36: Região ressonante.

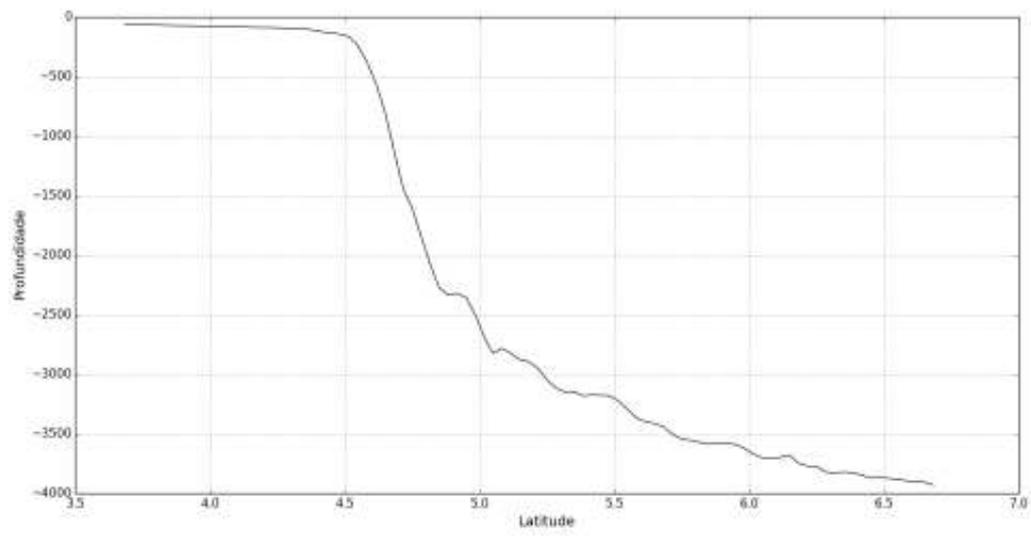


Figura 4.37: Região ressonante.

5 Conclusões

Nesta dissertação localizamos regiões de ressonância na Plataforma Continental Norte do Brasil com foco principal na foz do rio Amazonas, levando-se em consideração análise de dados das propriedades termohalinas obtidas na coluna de água a partir do projeto REVIZEE-NO, bem como dados de batimetria do ETOPO2. Verificamos a partir desses dados que as ondas internas podem ser refletidas a partir da inclinação da plataforma continental de três formas principais na área de estudo. Estas formas de reflexão são identificadas a partir de um coeficiente de ressonância C_{res} que varia entre valores próximos a zero e valores que encontramos próximos de 2,5. A partir desses valores dividimos os tipos de reflexão como sendo: Subcríticas, Ressonantes ou Supercríticas. Nossa análise mostra que apenas 11% das regiões correspondem a ressonâncias no período de vazão máxima quando a vazão é mínima esse percentual cai para 10,7%, 30,6% das regiões encontrados são supercríticas na vazão máxima para o período de vazão mínima esse valor é de 28,1%, enquanto que 58,4% das regiões encontradas são subcríticas na vazão máxima e 61,2% quando a vazão é mínima. Em algumas áreas, as regiões de ressonância e regiões supercríticas são os responsáveis pela re-sedimentação na plataforma continental.

Para a caracterização desses tipos de reflexão foi observado que o fator primordial que leva a identificar a área é a maior ou menor suavidade da topografia. Quanto mais suave for a declividade da topografia do talude continental, maior será o valor do coeficiente de ressonância, e mais energética será a região, ou seja, será uma região ressonante ou supercrítica. Como os valores da Frequência de Brunt-Väisälä encontrados são semelhantes em toda região, podemos dizer que a inclinação com que a onda de maré chega na topografia é aproximadamente constante para toda região de estudo.

Apesar do fator primordial para identificar a área seja a suavidade da topografia, vimos que para o período de vazão máxima e vazão mínima os percentuais são diferentes, esse fenômeno pode ser explicado devido a variação da densidade da água. No período de vazão mínima a densidade da água tende a ser um pouco maior, diminuindo o fator S_w , fazendo com que o C_{res} seja menor. Isso implica que algumas regiões deixam de ser

ressonantes para serem subcríticas e algumas regiões deixam de ser supercríticas e passam a ser ressonantes, logo algumas regiões ressonantes têm sua localidade modificada ao longo do ano como pode-se perceber nos gráficos que mostram os coeficientes de ressonância.

Na Plataforma Continental Amazônica, Allison e Lee (2004) observaram que os sedimentos transportados pelo rio Amazonas permanecem em suspensão o ano todo próximo a sua foz. Nosso trabalho mostra que as áreas ressonantes e supercríticas são encontradas próximas a foz do rio Amazonas, atuando como uma força contrária ao movimento dos sedimentos do rio, adicionando assim uma nova explicação para o acúmulo de sedimento em suspensão nessas regiões.

Podemos afirmar que uma das explicações para os sedimentos se manterem em suspensão próximo a foz do rio Amazonas, deve-se ao fato da atuação das ondas de maré nessa região, caracterizada pela reflexão ressonante e supercrítica.

Estes resultados irão ajudar a compreender melhor a localização das áreas de ressonância, podendo ser estendida a qualquer outro tipo de região e assim compreender melhor a dinâmica da área. Em uma perspectiva futura, pode-se estudar a interação das ondas de maré e outros fenômenos responsáveis pela dinâmica local. Além disso, pode-se aplicar os resultados aqui obtidos a estudos interdisciplinares, como por exemplo com a oceanografia biológica, tentando encontrar uma relação entre as regiões ressonantes e supercríticas com os níveis de oxigênio e portanto com a dinâmica biológica, tendo em vista que nessas regiões a sedimentação é maior, e o desenvolvimento de organismo aquáticos são mais propícios.

ANEXO A – Estabilidade vertical da água do mar

Para determinar a estabilidade da água do mar frente a perturbação de densidade, analisamos o gradiente vertical de densidade, no qual pode determinar se o fluido é estável, isto é, resiste ao movimento vertical, ou se o fluido é instável, ou seja, se tende a se mover verticalmente. Caso $\frac{\partial \rho}{\partial z} < 0$, a densidade tende a crescer com a profundidade, tornando o fluido estável. Se, $\frac{\partial \rho}{\partial z} > 0$, o fluido tende a ser instável (POND; PICKARD, 1983).

A equação de estado para a água do mar é:

$$\rho = \rho(p, T, S) \quad (\text{A.1})$$

A densidade depende da pressão (p), temperatura (T) e salinidade (S). Sendo a pressão em Pascal (Pa), a Temperatura em graus Celsius ($^{\circ}C$), e a Salinidade em Practical Salinity Unity (PSU).

A equação de estado para água do mar na forma diferencial é :

$$\frac{1}{\rho} d\rho = \gamma_t dp - \alpha_t dT + \beta dS \quad (\text{A.2})$$

Onde, $\alpha_t = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial T}$ é o coeficiente térmico de expansão, $\gamma_t = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial p} \right)$ é o coeficiente isotérmico de compressibilidade, $\beta = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial S}$, é o coeficiente de contração de salinidade e $\alpha = \frac{1}{\rho}$ é o volume específico, p é a pressão, T é a temperatura e S é a salinidade.

Uma imediata simplificação da equação acima se faz quando assumimos $dp = 0$, ou seja, as variações de pressão são desprezíveis.

$$\frac{1}{\rho} d\rho = -\alpha_t dT + \beta dS \quad (\text{A.3})$$

Utilizando-se um referencial padrão, a equação acima algebricamente torna-se:

$$\int \frac{1}{\rho} d\rho = - \int \alpha_t dT + \int \beta dS \quad (\text{A.4})$$

$$\rho = \rho_0 + \rho_{ref} e^{[-\alpha_t(T-T_0) + \beta(S-S_0)]} \quad (\text{A.5})$$

Em um oceano estratificado, a equação hidrostática é aplicável, então:

$$\frac{\partial \bar{p}}{\partial z} = -g\bar{\rho}(z) \quad (\text{A.6})$$

A estabilidade estática Γ_s é definida como:

$$\Gamma_s = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial Z} \quad (\text{A.7})$$

Combinando com (A.2), temos:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial Z} = \gamma_t \bar{\rho} g - \alpha_t \frac{\partial \bar{T}}{\partial Z} + \beta \frac{\partial \bar{S}}{\partial Z} \quad (\text{A.8})$$

No qual, \bar{p} , \bar{T} , \bar{S} , são respectivamente pressão, temperatura e salinidade de fundo.

A fim de obter a condição de estabilidade para velocidades verticais, considere uma pequena parcela isolada de fluidos que pode expandir-se livremente, se a pressão do líquido circundante diminui. $\rho_0(z)$ denota a densidade no centro da parcela numa posição z imperturbado; T_0 e S_0 são, respectivamente, a temperatura e salinidade da parcela nesta posição. Se uma parcela for levantada a uma altura $z + \delta z$ lentamente, sem perturbar a estratificação horizontal do fluido envolvente, a pressão hidrostática que atua sobre a parcela mudaria a $\delta p (= -\rho_0 g \delta z)$ para pequenos δz e a expansão adiabática mudaria a parcela de densidade. Assim,

$$\rho_0(Z + dZ) = \rho_0(Z) + \left(\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial p}\right) \left(\frac{\partial p}{\partial Z}\right) \rho_0 \delta Z = \rho_0(Z) - \gamma_a \rho_0^2 g \delta Z \quad (\text{A.9})$$

Onde $\gamma_a = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial p}$ é o coeficiente de compressibilidade adiabática. A velocidade do som no líquido pode ser relacionada a partir de:

$$c_1 = \sqrt{\frac{1}{\rho_0(\gamma_t - \gamma_a)}} \quad (\text{A.10})$$

A parcela de flutuabilidade quando um fluido se desloca para cima ou para baixo,

$$\alpha_{01} = g\rho(z + \delta z)\alpha_0 \quad (\text{A.11})$$

$$\alpha_{02} = g\rho_0(z + \delta z)\alpha_0 \quad (\text{A.12})$$

A força de flutuação que atua sobre o líquido é:

$$(\Delta F)_{buoy} = g[\bar{\rho}(Z + \delta Z) - \rho_0(Z + \delta Z)]\alpha_0 \quad (\text{A.13})$$

A expressão (A.13) também pode ser interpretado como a aceleração de uma unidade de massa no sentido ascendente, o qual pode ser escrito como

$$\frac{g}{\rho_0}[\bar{\rho}(Z + \delta Z) - \rho_0(Z + \delta Z)] = g\left[\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial Z} + \gamma_a \rho_0 g\right]\delta Z \quad (\text{A.14})$$

Inicialmente, a parcela foi iniciada de um nível z , em que a densidade da estratificação e da parcela são iguais, ou seja; isto leva-nos à forma final (A.14). A massa por unidade de aceleração de uma parcela que se move para cima por um deslocamento (δz) é dada por $\frac{d^2(\delta Z)}{dt^2}$, que pode ser equiparado a do lado direito da equação (A.14) para se obter a seguinte equação,

$$\frac{d^2(\delta Z)}{dt^2} = g\left[\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial Z} + \gamma_a \rho_0 g\right]\delta Z = -N^2 \delta Z \quad (\text{A.15})$$

Podemos escrever, também como:

$$\frac{d^2(\delta Z)}{dt^2} + N^2(\delta Z) = 0 \quad (\text{A.16})$$

Desenvolvendo (A.15), determinamos:

$$N^2 = -g\left[\alpha_r \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial Z} - \beta \frac{\partial \bar{S}}{\partial Z} + \frac{g}{c_1^2}\right] \quad (\text{A.17})$$

Está é a frequência de Brunt-Väisälä que representa a frequência máxima com que uma onda pode se propagar em um fluido.

Longe das regiões rasas da superfície bem misturados, a densidade da água do mar

aumenta com a profundidade, devido à variação da salinidade e da temperatura. Sob a influência de gravidade, esta estratificação de densidade proporciona a força de restauração para uma classe de ondas dentro do oceano interior chamada ondas internas. Em um fluido estratificado não-rotativo (parâmetro de Coriolis $f = 0$), onde $f = 2\Omega \sin\phi$ e para baixas latitudes $\sin\phi$ tende a baixos valores, as ondas internas com frequência ω propagam com uma inclinação (tangente do ângulo entre direção velocidade de grupo e a horizontal) determinada pela relação de dispersão (ZHANG et al., 2008):

$$S_w = \sqrt{\frac{\omega^2 - f^2}{N^2 - \omega^2}} \quad (\text{A.18})$$

Onde $N = \sqrt{\frac{-g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}}$ chamado de Frequência local sendo uma definição alternativa para a Frequência de Brunt-Väisälä.

Em nosso estudo, tratamos de águas estratificadas, ou seja, um fluido cuja densidade varia continuamente com a profundidade. Em um fluido continuamente estratificado a partícula de um fluido precisa satisfazer a equação da continuidade e as equações do momentum, que são apresentadas abaixo, considerando z medida verticalmente em sentido ascendente, e u , v e w , respectivamente, as velocidades dos eixos x , y e z (KUNDU; COHEN, 1990):

$$\frac{1}{\rho} \frac{D\rho}{Dt} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (\text{A.19})$$

$$\rho \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} = - \frac{\partial p}{\partial x} \quad (\text{A.20})$$

$$\rho \frac{\partial v}{\partial t} + v \frac{\partial v}{\partial y} = - \frac{\partial p}{\partial y} \quad (\text{A.21})$$

$$\rho \frac{\partial w}{\partial t} + w \frac{\partial w}{\partial z} = - \frac{\partial p}{\partial z} - g\rho \quad (\text{A.22})$$

Aonde ρ é a densidade do fluido e p é a pressão.

Usando a aproximação de Boussinesq pode-se mostrar que a densidade é função exclusiva da entropia e de sua composição. O movimento do fluido será considerado isentrópico e sem mudança de fase esse fluido é incompressível, a densidade ρ satisfaz a equação da continuidade :

$$\frac{1}{\rho} \frac{D\rho}{Dt} = 0 \quad (\text{A.23})$$

A densidade é considerada constante exceto na componente vertical do movimento. Esta aproximação é conhecida como a aproximação de Boussinesq. As componentes das equações do movimento em termos da variação total, escritas em função de ρ e p , sob a aproximação de Boussinesq, para um sistema sem o efeito de rotação, ou seja, quando a frequência do movimento é muito maior que a frequência de Coriolis, são:

$$\frac{Du}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + \nu \nabla^2 u \quad (\text{A.24})$$

$$\frac{Dv}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + \nu \nabla^2 v \quad (\text{A.25})$$

$$\frac{Dw}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial z} - \frac{\rho g}{\rho_0} + \nu \nabla^2 w \quad (\text{A.26})$$

Considerando um fluido invíscido e a amplitude das perturbações pequenas, podemos linearizar as equações do movimento para a aproximação de Boussinesq:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (\text{A.27})$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (\text{A.28})$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial z} - \frac{\rho g}{\rho_0} \quad (\text{A.29})$$

Como o estado básico do fluido é hidrostático, temos que

$$0 = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \bar{p}}{\partial z} - \frac{\bar{\rho} g}{\rho_0} \quad (\text{A.30})$$

E quando o movimento se desenvolve, as variações de densidade e pressão são prescritas por :

$$\rho = \bar{\rho}(z) + \rho' \quad (\text{A.31})$$

$$p = \bar{p}(z) + p' \quad (\text{A.32})$$

Ficamos com a equação desenvolvida para densidade:

$$\frac{D\rho}{Dt} = -\frac{\partial}{\partial t}(\bar{\rho} + \rho') + u\frac{\partial}{\partial x}(\bar{\rho} + \rho') + v\frac{\partial}{\partial y}(\bar{\rho} + \rho') + w\frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho} + \rho') = 0 \quad (\text{A.33})$$

Para movimento de pequenas amplitudes, alguns termos são desconsiderados, e a nova equação para para densidade se reduz à :

$$\frac{\partial \rho'}{\partial t} + w\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} = 0 \quad (\text{A.34})$$

Físicamente essa equação diz que as perturbações na densidade num ponto são geradas pela advecção vertical da distribuição de densidade básica no meio. Usando a definição da frequência de Brunt-Väisälä:

$$N^2(z) = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} \quad (\text{A.35})$$

Substituindo a equação acima nas equações do movimento em função das perturbações, temos:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial x} \quad (\text{A.36})$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial y} \quad (\text{A.37})$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial z} - \frac{\rho' g}{\rho_0} \quad (\text{A.38})$$

$$\frac{\partial \rho'}{\partial t} - \frac{N^2 \rho_0}{g} w = 0 \quad (\text{A.39})$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (\text{A.40})$$

A equação da velocidade vertical w é útil na derivação dos movimentos em um fluido

continuamente estratificado. Para isso, toma-se a derivada temporal da equação da continuidade e usa-se as equações do movimento em u e v , resultando em:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = 0 \quad (\text{A.41})$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial t} = 0 \quad (\text{A.42})$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(-\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(-\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial w}{\partial t} \right) = 0 \quad (\text{A.43})$$

Reescrevendo a equação acima eliminando a densidade a partir das equações (A.38) e (A.39) e eliminado em seguida p' , chegamos a equação:

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2} \nabla^2 w + N^2 \nabla_h^2 w = 0 \quad (\text{A.44})$$

Que é a equação principal que rege os fluidos continuamente estratificados. Onde $\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} = \nabla_H^2 + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$ é o operador Lapaciano em 3D.

Para fluidos continuamente estratificados, as ondas internas podem se propagar em qualquer direção, ou seja, em qualquer ângulo em relação à vertical. Nesse caso, a direção do vetor número de onda é importante. Portanto, o número de onda, velocidade de fase e velocidade de grupo não podem mais ser tratados como escalares. Considerando a Frequência de Brunt-Väisälä constante em todo o fluido, a velocidade vertical que satisfaz a equação que rege os fluidos verticais, pode ser escrita na forma:

$$w = w_0 \exp^{i(kx+ly+mz-\Omega t)}$$

Onde w_0 é a amplitude de flutuação, e $\vec{K} = (k, l, m)$ é o vetor do número de onda com as componentes k, l, m nas três direções cartesianas e Ω é a frequência.

Que resulta na relação de dispersão:

$$\Omega^2 = \frac{k^2 + l^2}{k^2 + l^2 + m^2} N^2 \quad (\text{A.45})$$

Desta forma, as ondas internas podem ter qualquer frequência entre um número zero e uma frequência máxima N (Brunt-Väisälä). A frequência das ondas internas independem da magnitude do número de ondas, e depende somente do ângulo ϕ que o vetor do número de ondas faz com a horizontal. Na figura A.1 é mostrado o sistema de coordenadas no

espaço do número de ondas.

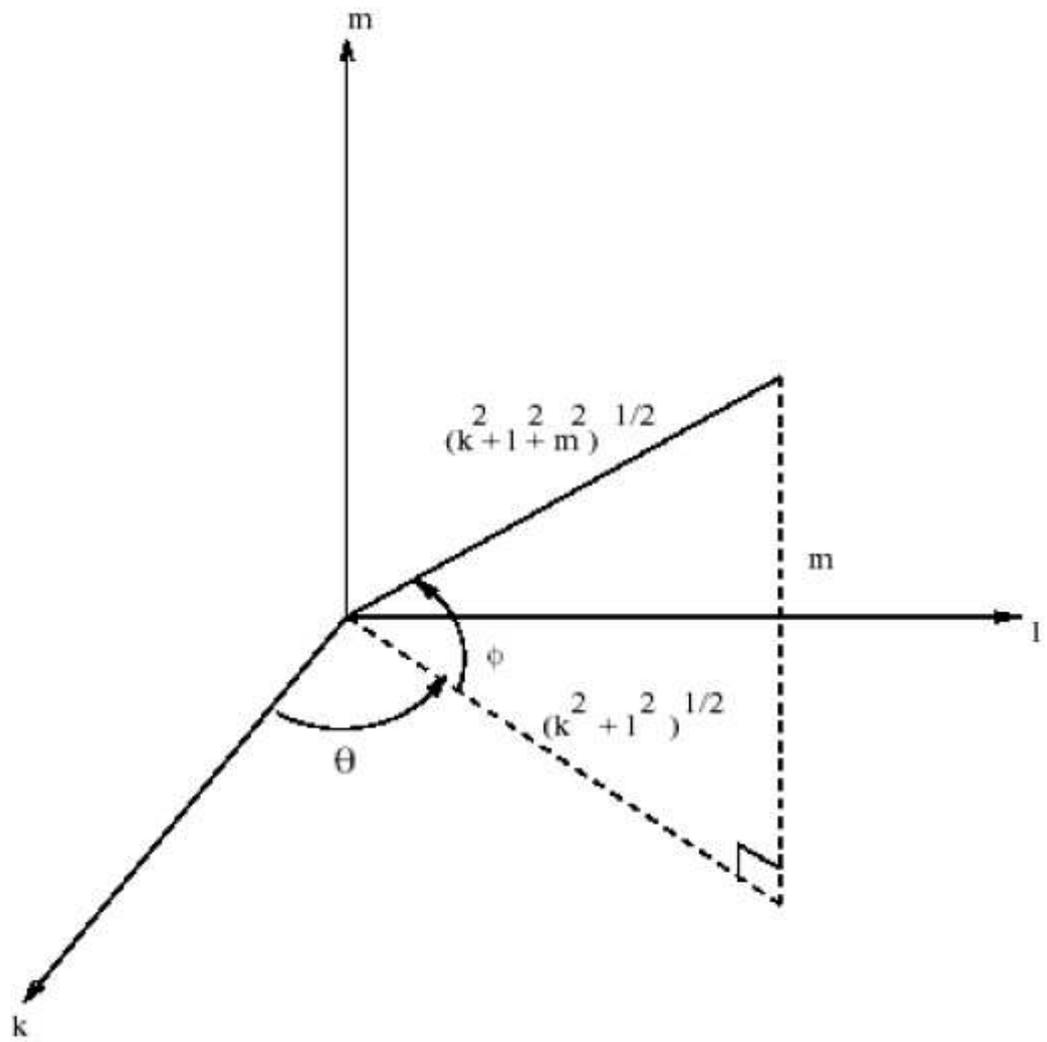


Figura A.1: Sistema de Coordenadas no espaço do número de ondas. Fonte: Kundu(1990)

Levando em consideração que a onda se propaga num plano xz, não há perdas pois o meio horizontalmente é isotrópico, temos então que :

$$\Omega = \frac{k}{\sqrt{k^2 + m^2}} N \quad (\text{A.46})$$

A partir da figura (A.1), podemos escrever, $\frac{k}{\sqrt{k^2 + m^2}} = \cos\phi$. Assim, a relação de dispersão para ondas de gravidade interna, também pode ser escrita por:

$$\Omega = N \cos\phi \quad (\text{A.47})$$

Referências Bibliográficas

- ALLISON, M. A.; LEE, M. T. Sediment exchange between amazon mudbanks and shore-fringing mangroves in french guiana. **Marine Geology**, Elsevier, v. 208, n. 2, p. 169–190, 2004.
- ALMEIDA, A. d. O. S. et al. Quantificação do efeito das marés meteorológicas na costa oeste portuguesa. 2012.
- BAUMGARTER, A. **The world water balance**. [S.l.]: Elsevier, 1975.
- BEARDSLEY, R. C. et al. The m2 tide on the amazon shelf. **Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)**, Wiley Online Library, v. 100, n. C2, p. 2283–2319, 1995.
- BUTIKOV, E. I. A dynamical picture of the oceanic tides. **American Journal of Physics**, American Association of Physics Teachers, v. 70, n. 10, p. 1001–1011, 2002.
- CACCHIONE, D.; PRATSON, L.; OGSTON, A. The shaping of continental slopes by internal tides. **Science**, American Association for the Advancement of Science, v. 296, n. 5568, p. 724–727, 2002.
- DAMUTH, J. E.; KUMAR, N. Amazon cone: morphology, sediments, age, and growth pattern. **Geological Society of America Bulletin**, Geological Society of America, v. 86, n. 6, p. 863–878, 1975.
- DRAKE, C. L.; BURK, C. A. geological significance of continental margins. in: The geology of continental margins. **Springer Berlin Heidelberg**, 1974.
- FERRAZ, M. T. **Desenvolvimento de um termógrafo oceanográfico**. Dissertação (Mestrado) — UFRJ, 1994.
- FLOOD, R. D.; DAMUTH, J. E. Quantitative characteristics of sinuous distributary channels on the amazon deep-sea fan. **Geological Society of America Bulletin**, Geological Society of America, v. 98, n. 6, p. 728–738, 1987.
- FRANCO, A.; ROCK, N. J. The fast fourier transform and its application to tidal oscillations. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, SciELO Brasil, v. 20, n. 1, p. 145–199, 1971.
- GARRETT, C.; KUNZE, E. Internal tide generation in the deep ocean. **Annu. Rev. Fluid Mech.**, Annual Reviews, v. 39, p. 57–87, 2007.
- GEYER, W. R.; BEARDSLEY, R. C. Introduction to special section on physical oceanography of the amazon shelf. **Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)**, Wiley Online Library, v. 100, n. C2, p. 2281–2282, 1995.
- GEYER, W. R. et al. Physical oceanography of the amazon shelf. **Continental Shelf Research**, Elsevier, v. 16, n. 5, p. 575–616, 1996.

- GIBBS, R. J. Currents on the shelf of north-eastern south america. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, Elsevier, v. 14, n. 3, p. 283–299, 1982.
- HUTHNANCE, J. Internal tides and waves near the continental shelf edge. **Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics**, Taylor & Francis, v. 48, n. 1-3, p. 81–106, 1989.
- KENNETT, J. P. **Marine Geology**. [S.l.]: Prentice Hall Inc, 1982.
- KING, B. et al. Buoyancy frequency profiles and internal semidiurnal tide turning depths in the oceans. **Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)**, Wiley Online Library, v. 117, n. C4, 2012.
- KUNDU, P.; COHEN, L. Fluid mechanics, 638 pp. **Academic, Calif**, 1990.
- LENTZ, S. J. Sensitivity of the inner-shelf circulation to the form of the eddy viscosity profile. **Journal of Physical Oceanography**, v. 25, n. 1, p. 19–28, 1995.
- LENTZ, S. J.; LIMEBURNER, R. The amazon river plume during amasseds: Spatial characteristics and salinity variability. **Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)**, Wiley Online Library, v. 100, n. C2, p. 2355–2375, 1995.
- LUKAS, R.; LINDSTROM, E. The mixed layer of the western equatorial pacific ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)**, Wiley Online Library, v. 96, n. S01, p. 3343–3357, 1991.
- MEADE, R. H. et al. Storage and remobilization of suspended sediment in the lower amazon river of brazil. **Science**, v. 228, n. 4698, p. 488–490, 1985.
- NETO, A. V. N.; SILVA, A. C. da. Seawater temperature changes associated with the north brazil current dynamics. **Ocean Dynamics**, Springer, v. 64, n. 1, p. 13–27, 2014.
- NETO, J. A. B.; PONZI, V. R. A.; SICHEL, S. E. **Introdução à geologia marinha**. [S.l.]: Interciência, 2004.
- NITTROUER, C. A.; DEMASTER, D. J. Sedimentary processes on the amazon continental shelf: past, present and future research. **Continental Shelf Research**, Elsevier, v. 6, n. 1, p. 5–30, 1986.
- NITTROUER, C. A. et al. Amasseds: An interdisciplinary investigation of a complex coastal environment. **Oceanography**, v. 4, n. 1, p. 3–7, 1991.
- NITTROUER, C. A.; SHARARA, M. T.; DEMASTER, D. J. Variations of sediment texture on the amazon continental shelf. **Journal of Sedimentary Research**, Society for Sedimentary Geology, v. 53, n. 1, 1983.
- OLTMAN, R. E. **Reconnaissance investigations of the discharge and water quality of the Amazon River**. [S.l.]: US Government Printing Office, 1968.
- PICKARD, G. L.; EMERY, W. J. **Descriptive physical oceanography: an introduction**. [S.l.]: Elsevier, 1990.
- PINGREE, R.; MARDELL, G.; CARTWRIGHT, D. Slope turbulence, internal waves and phytoplankton growth at the celtic sea shelf-break [and discussion]. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences**, The Royal Society, v. 302, n. 1472, p. 663–682, 1981.

- PINGREE, R.; MARDELL, G.; NEW, A. Propagation of internal tides from the upper slopes of the bay of biscay. Nature Publishing Group, 1986.
- POND, S.; PICKARD, G. L. **Introductory dynamical oceanography**. [S.l.]: Gulf Professional Publishing, 1983.
- RICHEY, J. E. et al. Water discharge and suspended sediment concentrations in the amazon river: 1982–1984. **Water Resources Research**, Wiley Online Library, v. 22, n. 5, p. 756–764, 1986.
- SCHMIEGELOW, J. M. M. **O planeta azul: Uma introdução as Ciências Marinhas**. [S.l.: s.n.], 2004.
- SILVA, A. C. da. **An analysis of water properties in the western tropical Atlantic using observed data and numerical model results**. Tese (Doutorado) — UFPE, 2006.
- SILVA, J. C. da; NEW, A.; AZEVEDO, A. On the role of sar for observing "local generation" of internal solitary waves off the iberian peninsula. **Canadian Journal of Remote Sensing**, Taylor & Francis, v. 33, n. 5, p. 388–403, 2007.
- SOUZA, J. de. Mar territorial, zona econômica exclusiva ou plataforma continental? **Revista Brasileira de Geofísica**, SciELO Brasil, v. 17, n. 1, p. 79–82, 1999.
- SPRINTALL, J.; TOMCZAK, M. Evidence of the barrier layer in the surface layer of the tropics. **Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)**, Wiley Online Library, v. 97, n. C5, p. 7305–7316, 1992.
- STEELE, J. H.; THORPE, S. A.; TUREKIAN, K. K. **Encyclopedia of ocean sciences**. [S.l.]: Academic Press, 2001.
- TAYLOR, J. R. **Mecânica Clássica**. [S.l.: s.n.], 2013.
- UNESCO. **Background Papers and Supporting Data on the Practical Salinity Scale 1978-Unesco**. [S.l.: s.n.], 1981.
- WATANABE, G. A. O. **Marés internas semidiurnas na plataforma continental amazônica**. Dissertação (Mestrado) — Universidade de São Paulo, 2014.
- ZHANG, H.; KING, B.; SWINNEY, H. L. Resonant generation of internal waves on a model continental slope. **Physical review letters**, APS, v. 100, n. 24, p. 244504, 2008.