



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIA  
CURSO DE OCEANOGRAFIA**

**Gustavo Lauton de Oliveira**

**Observações da dinâmica no contorno continental noroeste da  
Austrália durante o final do inverno de 2013**

Salvador

2016

**Gustavo Lauton de Oliveira**

**Observações da dinâmica no contorno continental noroeste da  
Austrália durante o final do inverno de 2013**

Monografia apresentada ao curso de graduação em Oceanografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia.

Orientador: Prof. Dr. Guilherme Camargo Lessa

Salvador

2016

# **TERMO DE APROVAÇÃO**

Gustavo Lauton de Oliveira

## **Observações da dinâmica no contorno continental noroeste da Austrália durante o final do inverno de 2013**

Monografia aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de bacharel em Oceanografia, Universidade Federal da Bahia, pela seguinte banca examinadora:

-----  
Guilherme Camargo Lessa – Orientador  
Ph.D em Ciências Marinhas – Universidade de Sidney, Austrália.  
Universidade Federal da Bahia (UFBA), Brasil.

-----  
Carlos A. D. Lentini  
Ph.D em Oceanografia Física – RSMAS, USA.  
Universidade Federal da Bahia (UFBA), Brasil.

-----  
Janini Pereira  
Doutorado em Oceanografia Física – Universidade de São Paulo, Brasil.  
Universidade Federal da Bahia (UFBA), Brasil.

Salvador 3 de junho de 2016

## **AGRADECIMENTOS**

A realização do presente trabalho não seria possível sem o apoio incondicional por parte de familiares e amigos, Brasileiros e Australianos, os quais foram meus pilares de sustentação durante esses longos anos. Agradecimento especial aos meus pais Orlando e Maria, e ao meu irmão Diego. Cito aqui em especial meus amigos Vitor, Júlia, Gabriel, Irving, Harry e Georgina.

Agradeço a aqueles que tornaram possível a realização do programa Ciência Sem Fronteiras (CSF) por viabilizarem o intercâmbio acadêmico e cultural que, no âmbito acadêmico, culminou na realização desse manuscrito. Obrigado ao professor Charitha Pattiaratchi pela oportunidade, tempo, e conhecimento passado.

Agradeço ao meu orientador Guilherme Lessa pelo suporte oferecido nesses longos anos e pelo conhecimento essencial que me foi passado.

## RESUMO

A circulação próxima à quebra da plataforma continental é complexa devido à justaposição de sistemas de águas rasas e profundas em presença de um forte gradiente topográfico, o qual possibilita a formação de processos físicos característicos, como correntes de contorno e marés internas. A plataforma continental noroeste da Austrália (PCNA) é uma região de macro maré, contorno continental de batimetria complexa, e apresenta região externa marcada por forte estratificação da coluna d'água ao longo de todo o ano. Condições que favorecem a degeneração de marés internas em trens de ondas solitárias (*solitons*). Apesar do campo de onda interna para a PCNA ser um tópico relativamente bem explorado, não existe na literatura um estudo para essa região que explore as transformações dinâmicas na transição entre plataforma e contorno continental. O fundeio de diferentes sensores oceanográficos próximos ao contorno da PCNA durante o final do inverno de 2013, como parte do projeto de integração de dados oceanográficos IMOS (*Integrated Marine Observing System*), possibilitou a obtenção de observações relevantes para suprir essa lacuna. O campo de onda interna para esse período foi coerente com o apresentado por estudos predecessores para o mesmo local entre os meses de janeiro e julho, caracterizado por ser semi-diurno e de desigualdade diurna, direção de propagação costa adentro, e predominantemente de forma baroclínica 1. Foram observadas evidências de que próximo à isóbata de 200 m (PIL200) a degeneração da maré interna se dá por fissão, enquanto que próximo à isóbata de 100 m (PIL100) é sugerido que a quebra por capotamento tenha originado *boluses* turbulentos. A densidade de energia concentrou-se em bandas largas do espectro, principalmente em  $M_2$ ,  $K_1$ , e períodos entre 3-10 dias. A energia na janela espectral de 3-10 dias foi equiparável à  $M_2$  para a maior parte da coluna d'água. A elevada energia nessa banda foi atribuída à incoerência de marés internas na região, associada ao ajuste do campo de densidade à ação de processos físicos de mesoescala. As correntes subinerciais tanto em PIL100 quanto em PIL200 apresentaram evidências do impacto das referidas mudanças no campo de densidade sobre o escoamento geostrófico pré-estabelecido.

**Palavras chave:** Contorno continental; marés internas; *solibores*; *solitons*; *boluses*; *Australian North West Shelf*.

## Sumário

1. Introdução .....	12
2. Objetivo .....	14
3. Área de Estudo.....	15
4. Metodologia.....	16
4.1. ADCP .....	18
4.2. Anemômetro.....	19
4.3. Sensores de Temperatura.....	19
4.4. Slocum Glider.....	20
5. Resultados.....	22
5.1. Ventos.....	22
5.1.1. Ventos Subinerciais .....	22
5.2. Nível do Mar.....	26
5.2.1. Nível do Mar Subinercial .....	26
5.3. Temperatura.....	27
5.4. Escoamento de Água .....	33
5.4.1. Fluxos de Maré Barotrópica .....	37
5.4.2. Fluxos de Maré Baroclínica.....	38
5.4.3. Análise Espectral .....	41
5.5. <i>Slocum Glider</i> .....	43
6. Discussão .....	46
6.1. Campo de Onda Interna.....	46
6.2. Transformações Baroclínicas .....	47
6.3. Correntes Subinerciais.....	49
6.4. Espectro de Energia.....	49
7. Conclusão .....	52
8. Referências Bibliográficas .....	53

# ÍNDICE DE FIGURAS

**Figura 1.** Na esquerda, diagrama esquemático (modificado de Domingues *et al.*, 2007) da circulação superficial do oceano Índico próximo à Austrália, associado com as regiões que contribuem com a formação da corrente Leeuwin (corrente mostrada seguindo o contorno continental da Austrália em direção ao polo). Em destaque os limites que definem a PCNA (*North West Cape* e *Cape Bourganville*) e NRA, local aproximado da estação PIL200. Na direita, batimetria e posição da estação de fundeio PIL100 (círculo vermelho), PIL200 (círculo azul), *Legendre Island* (estrela), trajeto do glider (linha preta), *North West Cape*, e NRA..... 17

**Figura 2.** Esquema da disposição dos sensores e o perfil topográfico da área de estudo. A linha pontilhada mostra a zona de varredura e o modo como o *glider* se desloca na coluna d'água (não considerar a escala espacial dos perfis). Em destaque a profundidade estimada dos sensores de temperatura (verde), ADCP em PIL100 (vermelho), e ADCP em PIL200 (azul). ..... 17

**Figura 3.** Séries temporais da tensão de cisalhamento do vento (a), variação de nível do mar em PIL100 (b) e PIL200 (c), temperatura em PIL200 (d) e PIL100 (e), componente transversal do fluxo em PIL100 (f) e PIL200 (g), componente longitudinal do fluxo PIL100 (h) e PIL200 (i). As linhas pretas em destaque sobre o campo de temperatura nas duas estações marcam a variação de profundidade da isoterma de 23 °C, as quais têm posição indicada sobre as figures seguintes. ....23

**Figura 4.** Análise espectral das componentes do vento (a), da variação de nível do mar para as duas estações (b), e das flutuações de temperatura para os sensores ancorados em diferentes profundidades nas duas estações (c e d) para setembro de 2013. ....24

**Figura 5.** Séries temporais das componentes subinerciais (< 36 h) da tensão de cisalhamento do vento (a), variação de nível do mar em PIL100 (b) e PIL200 (c), temperatura em PIL200 (d) e PIL100 (e), componente transversal do fluxo em PIL100 (f) e PIL200 (g), componente longitudinal do fluxo em PIL100 (h) e PIL200 (i). As linhas pretas em destaque sobre o campo de temperatura nas duas estações marcam a variação subinercial de profundidade da isoterma de 23 °C, as quais têm posição indicada sobre as figures seguintes.....25

<b>Figura 6.</b> Análise de coerência entre a tensão de cisalhamento do vento ( $V_t$ ) e o nível do mar nas estações PIL100 e PIL200. Os períodos relevantes encontram-se destacados acima do pico de coerência significativa.....	27
<b>Figura 7.</b> Análise de coerência entre as componentes mecânicas dos fundeios ( <i>pitch</i> , <i>roll</i> e <i>heading</i> ) e o nível do mar em PIL100. O período relevante encontra-se destacado acima do pico de coerência significativa.....	27
<b>Figura 8.</b> Análise espectral da variação de profundidade das isothermas na estação PIL200.....	30
<b>Figura 9.</b> Análise espectral da variação de profundidade das isothermas de 23 °C para a estação PIL100 e PIL200.....	31
<b>Figura 10.</b> Campo de temperatura filtrado entre bandas de 3 a 6 dias para PIL100 (superior) e PIL200 (inferior). .....	31
<b>Figura 11.</b> Temperatura em PIL200 em intervalo entre os dias 15 e 19. A linha preta em destaque marca a profundidade da isoterma de 23 °C. ....	32
<b>Figura 12.</b> Perfil vertical médio de velocidade em PIL100 (a) e PIL200 (b). ....	34
<b>Figura 13.</b> Elipses de maré reconstituída para a estação PIL100 (esquerda) e PIL200 (direita), em período $M_2$ (a), e $K_1$ (b). Observar que as escalas dos eixos são diferenciadas entre as componentes. ....	36
<b>Figura 14.</b> Perfis de percentual reconstituído do fluxo de maré por análise harmônica, para cada célula de profundidade, em PIL100 (a) e PIL200 (b).....	37
<b>Figura 15.</b> Elipse de maré barotrópica reconstituída em período $M_2$ para a estação PIL100 (esquerda) e PIL200 (direita). O comprimento zero do eixo menor da elipse de maré barotrópica em PIL200 decorre da mudança no sentido de rotação das células de diferentes profundidades em PIL200.....	38
<b>Figura 16.</b> Elipses de maré baroclínica reconstituída para a estação PIL100 (esquerda) e PIL200 (direita), em período $M_2$ (a) e $K_1$ (b). Observar que as escalas dos eixos são diferenciadas entre as componentes.....	41
<b>Figura 17.</b> Análise espectral do componente transversal (a) longitudinal (b) dos fluxos por células de profundidade em PIL100. ....	42
<b>Figura 18.</b> Análise espectral do componente transversal (a) e longitudinal (b) dos fluxos por células de profundidade em PIL200. ....	43
<b>Figura 19.</b> Séries temporais da amplitude de maré obtidas pelos ADCPs fundeados em PIL100 e PIL200 (a); campo de temperatura em PIL200, em destaque isoterma de 23 °C e os intervalos de comparação para com os registros do <i>glider</i> – <i>i</i> , <i>ii</i> , e <i>iii</i> (b); campo de	

temperatura em PIL100 e isoterma de 23 °C (c); campo de temperatura observado pelo *glider*, em destaque isoterma de 23 °C e frentes de temperatura (d); coeficiente de *Brunt–Väisälä* e isoterma de 23 °C (e); coeficiente de retroespalhamento volumétrico e isoterma de 23 °C (f); linha interpolada de CRV próximo ao fundo e linha média (g).....45

**Figura 20.** Deslocamento da isoterma de 23 °C descrita pelos sensores de temperatura nas estações fixas de fundeio (PIL100 e PIL200) e pelo *Slocum glider*, sobre diferentes isóbatas da PCNA. Em destaque (*i*, *ii* e *iii*) os intervalos selecionados para discussão. ....45

## ÍNDICE DE TABELAS

<b>Tabela 1.</b> Detalhes da instrumentação fundeada em cada estação. ....	17
<b>Tabela 2.</b> Principais componentes harmônicos da variação de nível do mar sobre o ADCP-100m (PIL100) e o ADCP-200m (PIL200). ....	27
<b>Tabela 3.</b> Constituintes harmônicos da flutuação de temperatura para os sensores ancorados em diferentes profundidades (27 a 201 m) em PIL200. A amplitude (Amp.) de variação térmica é dada em °C e a fase em graus, em tempo local, 8 h afrente do UTC. ....	29
<b>Tabela 4.</b> Constituintes harmônicos da flutuação de temperatura para os sensores ancorados em diferentes profundidades (26 a 100 m) em PIL100. A amplitude (Amp.) de variação térmica é dada em °C e a fase em graus, em tempo local, 8 h afrente do UTC. ....	29
<b>Tabela 5.</b> Constituintes harmônicos do deslocamento das isotermas em PIL200. A amplitude (Amp.) de deslocamento é dada em m e a fase em graus, em tempo local, 8 h afrente do UTC. ....	32
<b>Tabela 6.</b> Constituintes harmônicos do deslocamento da isoterma de 23 oC em PIL100 e PIL200. A amplitude (Amp.) de deslocamento é dada em m e a fase em graus, em tempo local, 8 h afrente do UTC.....	32
<b>Tabela 7.</b> Componentes harmônicas do fluxo em PIL200 para cada célula de profundidade. As propriedades das elipses apresentadas são o comprimento do eixo maior (Eix. Ma.) e eixo menor (Eix. Me.) em m s <sup>-1</sup> , onde + m s <sup>-1</sup> (Eix. Me.) indica rotação anti-horária do vetor velocidade e - m s <sup>-1</sup> (Eix. Me.) rotação horária; orientação (Orient.) em graus, anti-horário em relação a um referencial aproximadamente paralelo ao contorno continental; e a fase em tempo local, 8 h afrente do UTC.....	35
<b>Tabela 8.</b> Componentes harmônicas do fluxo em PIL100 para cada célula de profundidade. As propriedades das elipses apresentadas são o comprimento do eixo maior (Eix. Ma.) e eixo menor (Eix. Me.) em m s <sup>-1</sup> , onde + m s <sup>-1</sup> (Eix. Me.) indica rotação anti-horária do vetor velocidade e - m s <sup>-1</sup> (Eix. Me.) rotação horária; orientação (Orient.) em graus, anti-horário em relação a um referencial aproximadamente paralelo ao contorno continental; e a fase em tempo local, 8 h afrente do UTC.....	35
<b>Tabela 9.</b> Componentes harmônicas da média barotrópica em PIL200. As propriedades das elipses apresentadas são o comprimento do eixo maior (Eix. Ma.) e eixo menor (Eix. Me.) em m s <sup>-1</sup> , onde + m s <sup>-1</sup> (Eix. Me.) indica rotação anti-horária do vetor velocidade e - m s <sup>-1</sup> (Eix. Me.) rotação horária; orientação (Orient.) em graus, anti-horário em relação a um referencial	

aproximadamente paralelo ao contorno continental; e a fase em tempo local, 8 h afrente do UTC.....38

**Tabela 10.** Componentes harmônicas de média barotrópica em PIL100. As propriedades das elipses apresentadas são o comprimento do eixo maior (Eix. Ma.) e eixo menor (Eix. Me.) em  $m s^{-1}$ , onde  $+ m s^{-1}$  (Eix. Me.) indica rotação anti-horária do vetor velocidade e  $- m s^{-1}$  (Eix. Me.) rotação horária; orientação (Orient.) em graus, anti-horário em relação a um referencial aproximadamente paralelo ao contorno continental; e a fase em tempo local, 8 h afrente do UTC. ....38

**Tabela 11.** Componentes harmônicas do residual baroclínico em PIL200. As propriedades das elipses apresentadas são o comprimento do eixo maior (Eix. Ma.) e eixo menor (Eix. Me.) em  $m s^{-1}$ , onde  $+ m s^{-1}$  (Eix. Me.) indica rotação anti-horária do vetor velocidade e  $- m s^{-1}$  (Eix. Me.) rotação horária; orientação (Orient.) em graus, anti-horário em relação a um referencial aproximadamente paralelo ao contorno continental; e a fase em tempo local, 8 h afrente do UTC. ....40

**Tabela 12.** Componentes harmônicas do residual baroclínico em PIL200. As propriedades das elipses apresentadas são o comprimento do eixo maior (Eix. Ma.) e eixo menor (Eix. Me.) em  $m s^{-1}$ , onde  $+ m s^{-1}$  (Eix. Me.) indica rotação anti-horária do vetor velocidade e  $- m s^{-1}$  (Eix. Me.) rotação horária; orientação (Orient.) em graus, anti-horário em relação a um referencial aproximadamente paralelo ao contorno continental; e a fase em tempo local, 8 h afrente do UTC. ....40

## 1. Introdução

Plataformas continentais correspondem à porção inundada do continente à zona de transição para o talude. Apesar de apresentarem larguras e profundidades variáveis, todas têm em comum um ponto de quebra, no qual a inclinação do fundo aumenta de forma abrupta (Weisberg *et al.*, 2005). Essa região é referida como contorno continental, onde a profundidade aumenta tipicamente de 100-200 metros para alguns quilômetros em uma curta distância (Huthnance, 1981). Consequentemente ocorre uma abrupta mudança das condições hidrodinâmicas associadas ao forte gradiente topográfico. Se para além da borda da plataforma o fluxo é predominantemente geostrófico e a presença de uma termoclina permanente pode manter campos de ondas internas e vórtices ao longo de todo o ano, na plataforma continental o fluxo barotrópico recebe contribuição significativa da tensão de cisalhamento do vento e do atrito com o fundo, que ao gerar maior grau de turbulência tendem a manter a coluna d'água bem misturada (Huthnance, 1989; Palanques *et al.*, 2002). Além da justaposição do regime dinâmico de plataforma continental e oceânico, a variação de profundidade desempenha um papel ativo na dinâmica local. De modo que processos físicos característicos são originados, como correntes de contorno e ondas internas (Huthnance, 1981). Em plataformas continentais uma fonte comum de ondas internas é o fluxo de corrente de maré barotrópica sobre a declividade continental em presença de uma coluna d'água estratificada (Van Gastel, 2010), nesse caso, resultando em ondas internas em frequência de maré ou marés internas (Gerkema & Zimmerman, 2008). Em profundidades críticas, onde a declividade dessa onda coincide aproximadamente com a declividade do fundo marinho, as marés internas se degeneram em dois trens de ondas internas solitárias ou *solitons* (Vlasenko *et al.*, 2013).

À medida que os *solitons* se propagam sobre águas progressivamente mais rasas, a interação com o fundo marinho faz com que essas ondas sofram transformações em suas formas baroclínicas e quebrem (Hosegood & Van Haren, 2004). Experimentos laboratoriais e numéricos vêm sendo extensivamente aplicados na compreensão dessas transformações, e revelam dois mecanismos particulares: (1) sobre declividades suaves os *solitons* sofrem fissão, originando um pacote de ondas derivado do mesmo; (2) enquanto sobre encostas íngremes essas ondas quebram por capotamento, de modo que a inércia pode deslocar a zona de quebra costa adentro através da formação de *boluses* turbulentos (Aghsaei *et al.*, 2010).

A plataforma continental noroeste da Austrália (PCNA) apresenta amplitudes de maré de até 10 m e a magnitude da dissipação de energia de maré é uma das maiores do globo (Egbert

& Ray, 2000). Além disso, é característico da região externa da plataforma uma forte estratificação da coluna d'água ao longo de todo o ano, uma batimetria complexa e a presença de marés internas (Van Gastel, 2011). As marés internas vêm sendo foco de diversos estudos realizados na PCNA (*e.g.*, Baines, 1981; Holloway, 1984; Craig, 1988; Holloway *et al.*, 2001; Van Gastel *et al.*, 2009; Rayson *et al.*, 2011). Para a mesma região, Holloway *et al.* (2001) concluíram que entre 70 e 1000 m de profundidade marés internas foram predominantemente semi-diurno com desigualdade diurna. De acordo com Van Gastel *et al.* (2009), com base em 4 meses de observações entre condições mais fortemente estratificadas de verão e condições mais fracamente estratificadas de inverno, o campo de onda interna é marcado por forte variação de direção e fase ao longo de todo o período.

Apesar do campo de onda interna para a PCNA ser um tópico relativamente bem explorado, uma avaliação integrada dos diferentes processos físicos que compõe a dinâmica da região entre o contorno e a plataforma continental carece de estudos. Principalmente em relação aos meses de inverno, já que a maior parte dos estudos observacionais na PCNA vem sendo realizada durante o verão, época do ano quando o aumento da estratificação propicia ondas internas de maiores amplitudes (*e.g.*, Holloway, 1984; Holloway *et al.* 1997; Holloway *et al.* 2001).

Até o presente momento não existe na literatura um estudo da PCNA que explore as transformações dinâmicas entre a plataforma e o contorno continental. Essa lacuna é explicada por uma carência global de estudos observacionais na borda da plataforma justificado pela dificuldade de se prever os locais onde interações com o contorno e oscilações de fundo são mais bem desenvolvidas (Aghsaei *et al.*, 2010). Sendo assim, a compreensão das transformações dinâmicas decorrentes do forte gradiente topográfico associado ao contorno continental usualmente recai sobre simulações laboratoriais e numéricas, as quais empregam topografias idealizadas (simétricas e suavizadas) contornadas por uma monotônica estratificação (*e.g.*, Holloway *et al.* 1997). Logo, o uso de simulações para interpretar uma situação dinâmica real é incerto, a menos que seja aplicada em conjuntura com verificações *in situ* dos processos estudados (Chereskin, 1983).

## **2. Objetivo**

Como parte do projeto IMOS (*Integrated Marine Observing System*), uma composição de diferentes sensores oceanográficos foram fundeados no contorno da PCNA, os quais possibilitaram a obtenção de séries temporais com resolução espacial e temporal sem precedentes para a região de quebra da plataforma. Desse modo, o objetivo principal do presente manuscrito é o de caracterizar a dinâmica da circulação marinha em um trecho do contorno continental da PCNA, almejando os seguintes objetivos específicos: (1) identificar os processos físicos mais energéticos, (2) descrever o campo de onda interna e (3) investigar as transformações dinâmicas decorrente do forte gradiente topográfico.

### 3. Área de Estudo

A PCNA estende-se por mais de 1500 km entre *Cape Bourganville*, em seu limite norte, e *North West Cape*, em seu limite sul (Webster, 1985) (Figura 1). O limite externo da plataforma é definido pela linha batimétrica de 400 m, que se encontra afastada 250 km da costa no seu limite norte e 10 km em seu limite sul (Van Gastel, 2011). A maré na PCNA é semi-diurna com pequena desigualdade diurna (Holloway, 1983), e apresenta alturas que em sizígia podem exceder 10 m (Egbert & Ray, 2000). Ondas internas de elevada amplitude, as quais produzem excussões verticais das isotermas de varias dezenas de metros, são comuns na região (Holloway, 1984, 1987, 1994, 2001). Ondas de superfície na PCNA são predominantemente produzidas por ventos locais, pois esta região encontra-se na sombra ao norte de *North West Cape*, o qual bloqueia ondas provenientes do oceano Antártico. A altura significativa de onda é menor que 1 m e o período significativo menor que 10 s (Bosslerelle *et al.*, 2012).

O clima é de monção, com chuvas de verão e ventos fortes predominantemente de sudoeste de setembro a março (Godfrey & Mansbridge, 2000). Ciclones tropicais são comuns durante esse período (Church & Craig, 1998). Entre maio e setembro os ventos alísios de sudeste trazem massas de ar frio e seco provenientes do interior desértico (Godfrey & Mansbridge, 2000), que ao se propagarem sobre PCNA levam ao resfriamento da água e aumento da taxa de evaporação.

A circulação superficial na PCNA é para sudoeste (Figura 1, esquerda), relacionada à corrente Sul Equatorial do Oceano Índico além de correntes que contribuem com a formação da corrente Leeuwin, a qual flui em direção ao polo sul ao longo do contorno continental da Austrália (Brink *et al.*, 2007). Próximo à NRA, a corrente Holloway flui para sudoeste paralelamente ao contorno externo da PCNA (D'Adamo *et al.*, 2009). Essa corrente superficial transporta água menos salina proveniente de regiões tropicais próximas ao extremo norte da Austrália para a corrente Leeuwin, apresentando intensificação sazonal com picos entre abril e junho, quando atinge velocidades superiores a  $0.2 \text{ m s}^{-1}$  e espessura de até 200 m em algumas regiões (Bahmanpour *et al.*, 2016).

Apesar do pequeno aporte de água fluvial para a PCNA (Holloway *et al.*, 1985) esta é uma das zonas pesqueiras mais produtivas da Austrália (Sainsbury, 1979), o que se deve à advecção de nutrientes do talude por processos de ressurgência (Holloway *et al.*, 1985).

## 4. Metodologia

A base de dados analisada no presente manuscrito foi fornecida pelo *Integrated Marine Observing System* (IMOS), o qual recebe suporte do governo da Austrália através do *National Collaborative Research Infrastructure Strategy* e a *Super Science Initiative*. A plataforma IMOS disponibiliza dados provenientes de diversos instrumentos oceanográficas, sendo aqui considerados o transportador autônomo *Slocum Ocean*, perfiladores de corrente Doppler (ADCPs), e sensores de temperatura. As séries temporais de corrente e temperatura foram obtidas para todo o mês de setembro de 2013, enquanto que os perfis do *Slocum glider* foram obtidos apenas entre 19 e 27 de setembro de 2013. Dados de vento da estação meteorológica de *Legendre Island* (estação número 4095), fornecidos pela agência de meteorologia *Bureau Meteorology*, foram também obtidos para o mês de setembro de 2013.

O *glider* foi lançado em 19/09/2013 próximo a *Dampier*, região de *Pilbara* (Figura 1, direita) e recuperado em 27/09/2013. O aparelho cobriu uma rota de 157 km, entre as cotas de 42 m e 195 m, aproximadamente perpendiculares ao contorno continental. Duas estações de fundeio de ADCPs, nas isóbatas de 100 (PIL100) e 200 m (PIL200), foram visitadas no trecho final de navegação do *glider*. Cada uma das estações consistiu de uma linha de fundeio nas quais sensores de temperatura foram ancorados em profundidades que variaram de 26 a 100 m em PIL100, e entre 27 m e 201 m em PIL200, conforme detalhado na Tabela 1. O local de fundeio dos instrumentos corresponde à posição aproximada da plataforma de óleo e gás *North Ranking A* (NRA), que serviu de base para instalação de instrumentos nos estudos pioneiros de ondas internas na PCNA (*e.g.*, Holloway, 1988).

O ADCP da estação PIL100 foi fundeado a 97 m de profundidade, em local com profundidade de 106 m, e o ADCP da estação PIL200 foi fundeado a 197 m, em local com profundidade de 206 m. A distância linear entre os dois fundeios foi de ~ 35 km (Figura 2). O perfil topográfico da região entre as duas estações fixas foi obtido através da variação de profundidade dos perfis executados pelo *glider*. Nos sub-tópicos a seguir encontram-se descrições à cerca da aquisição e processamento referentes a cada série temporal considerada na presente investigação.

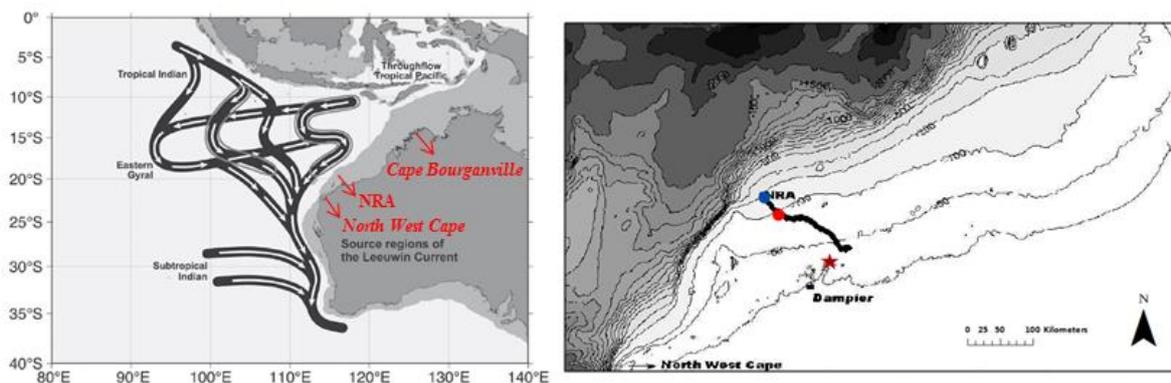


Figura 1. Na esquerda, diagrama esquemático (modificado de Domingues *et al.*, 2007) da circulação superficial do oceano Índico próximo à Austrália, associado com as regiões que contribuem com a formação da corrente Leeuwin (corrente mostrada seguindo o contorno continental da Austrália em direção ao polo). Em destaque os limites que definem a PCNA (*North West Cape* e *Cape Bourganville*) e NRA, local aproximado da estação PIL200. Na direita, batimetria e posição da estação de fundeio PIL100 (círculo vermelho), PIL200 (círculo azul), *Legendre Island* (estrela), trajeto do glider (linha preta), *North West Cape*, e NRA.

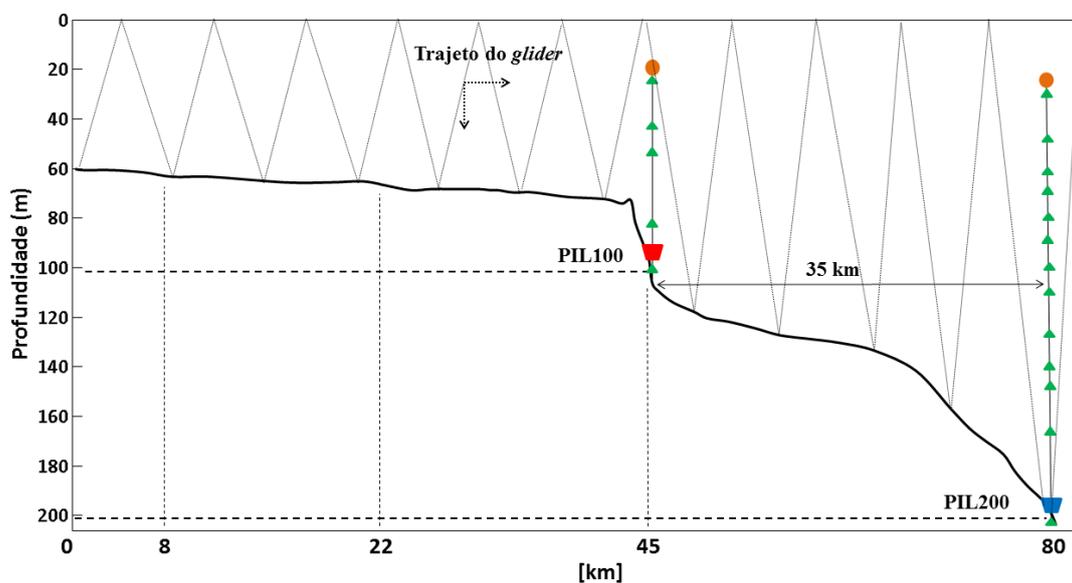


Figura 2. Esquema da disposição dos sensores e o perfil topográfico da área de estudo. A linha pontilhada mostra a zona de varredura e o modo como o *glider* se desloca na coluna d'água (não considerar a escala espacial dos perfis). Em destaque a profundidade estimada dos sensores de temperatura (verde), ADCP em PIL100 (vermelho), e ADCP em PIL200 (azul).

Tabela 1. Detalhes da instrumentação fundeada em cada estação.

Estação de fundeio	Instrumento	Profundidade (m)	Intervalo de aquisição (min)
#PIL100	SEABIRD-37SMP/SEABIRD-39	26, 46, 56, 86 e 100	2
#PIL100	ADCP-WORKHORSE	97	10
#PIL200	SEABIRD-37SMP/SEABIRD-39	27, 46, 56, 66, 76, 86, 96, 106, 126, 136, 146, 166 e 201	1 a 5
#PIL200	ADCP-WORKHORSE	197	5

#### 4.1. ADCP

Os dados provenientes dos ADCPs foram cedidos pela sub-instalação *Queensland and Northern Australian Mooring* do *Australian National Mooring Network* (ANMN), enquanto que os dados relativos aos sensores de temperatura foram fornecidos pelo *Australian Institute of Marine Science* (AIMS). Os ADCPs foram configurados para emitir pulsos a cada 1.71 s em PIL100 e 2.14 s em PIL200, com médias de respectivamente 10 minutos e 5 minutos. Em PIL100 os registros corresponderam a camadas de 8 m de espessura espaçadas entre profundidades de 85 m e 26 m. Já em PIL200 as camadas tiveram 10 m de espessura e foram espaçadas entre profundidades de 178 e 28 m. Os registros de temperatura tiveram intervalos de aquisição de 10 minutos e 5 minutos, respectivamente.

A direção dos vetores de corrente foi alinhada ao norte verdadeiro utilizando-se uma declinação magnética de  $1.25^\circ$ . Os vetores de corrente foram novamente rotacionados em  $45^\circ$  e alinhados ao contorno continental. Códigos de controle de qualidade fornecidos pelo IMOS foram utilizados para a remoção de valores considerados espúrios. Os vetores de corrente foram decompostos (componentes ‘U’ transversal à costa e ‘V’ longitudinal à costa) e o intervalo de tempo entre os dados padronizados em 30 minutos, coincidente com o intervalo de aquisição dos dados de vento, através de interpolação cúbica. O escoamento residual baroclínico foi calculado, para cada célula de profundidade, subtraindo a velocidade média de cada camada da velocidade média da coluna d’água (*e.g.*, Holloway *et al.*, 2001; Xie *et al.*, 2015).

Análises harmônicas da variação do nível de água e das componentes de corrente U e V foram executadas com o programa “t\_tide” (Pawlowicz *et al.*, 2002) para obtenção das componentes harmônicas da maré e determinação das elipses para cada célula de profundidade. A mesma análise foi executada sobre a média do fluxo na coluna d’água, para determinar os harmônicos da maré barotrópica, e sobre o fluxo residual baroclínico, para determinar os harmônicos da maré baroclínica (*e.g.*, Holloway *et al.*, 2001).

Os componentes de baixa-frequência (subinercial) do escoamento foram obtidos através da aplicação do filtro Lanczos com ponto de corte em 36 h (período inercial do local de estudo). Já a variação em frequência inframareal do nível do mar foi obtida através da aplicação deste mesmo filtro com ponto de corte em 73 horas.

Tanto a variação do nível do mar quanto o componente U e V das correntes, para cada célula de profundidade, tiveram seus espectros analisados.

## 4.2. Anemômetro

Os dados de vento foram fornecidos pela agência de meteorologia *Bureau Meteorology*, provenientes da estação meteorológica de *Legendre Island* (estação número 4095), distante 106 km de PIL100 e elevada de 29 m em relação ao nível do mar. Os registros meteorológicos disponibilizados apresentaram intervalo de aquisição de 30 minutos, para as variáveis: temperatura do ar, velocidade do vento, direção do vento em relação ao norte verdadeiro, pressão média da superfície do mar, e precipitação. A tensão de cisalhamento do vento foi calculada através da equação

$$Tv = cd * \rho * (Vv)^2 \quad \text{Equação 1}$$

, onde  $cd$  é o coeficiente da tensão de cisalhamento do vento obtido através da equação

$$cd = (0.8 + 0.065 * Vv) * 10^{-3} \quad \text{Equação 2}$$

(Wu, 1980),  $Vv$  é a velocidade do vento e  $\rho$  a densidade do ar.

Os vetores de vento foram rotacionados em  $45^\circ$  para alinhamento com contorno continental. Para padronização do referencial direcional com as correntes, os vetores de vento foram adicionalmente rotacionados em  $180^\circ$  e posteriormente decompostos nas componentes do vento transversal ( $U_t$ ) e paralelos à costa ( $V_t$ ). Valores positivos (negativos) de  $U_t$  indicam ventos costa afora (costa adentro) e valores positivos (negativos) de  $V_t$  indicam ventos orientados para sudoeste (nordeste).

Assim como para as correntes, os componentes do fluxo eólico de baixa-frequência (subinercial) foram obtidos através do filtro Lanczos passa-baixa a 36 h.

## 4.3. Sensores de Temperatura

Os dados provenientes dos sensores de temperatura foram também entregues pela *Queensland and Northern Australian Mooring* do ANMN, e os sensores foram operados pelo AIMS. Códigos de controle de qualidade fornecidos pelo IMOS foram utilizados para a remoção de valores considerados espúrios. Em seguida os dados foram interpolados temporal e verticalmente para uma grade com resolução de 30 minutos por 1 m, sendo integrados de 26 m a 100 m em PIL100 e de 27 m a 201 m em PIL200.

Isotermas foram calculadas a cada  $1^\circ\text{C}$  para as duas estações, as quais foram submetidas a análise harmônica (Pawlowicz *et al.*, 2002) e espectral. A última também foi executada nos registros de cada sensor de temperatura, nas profundidades listadas na Tabela 1.

#### 4.4. Slocum Glider

Os Slocum *gliders* (*Teledyne Webb Research*) são operados pelo *Australian National Facility for Ocean Glider* (ANFOG) sediado na *University of Western Australia*. A instrumentação anexa ao *glider* inclui GPS, CTD/GPCTD Seabird (condutividade, temperatura e profundidade), sensor bio-óptico WETLab FLBBCDSLK/SN2516 (floreescência via clorofila-a e CDOM, e coeficiente de retroespalhamento volumétrico a 660 nm), e um sensor Satlantic OCR OCR504/SN237 (radiação espectral de descida). O *glider* se movimenta verticalmente para cima e para baixo na coluna d'água através do controle de sua flutuabilidade, enquanto que asas convertem momento em movimento para frente, resultando em velocidades horizontais entre 0.25 – 0.40 m s<sup>-1</sup> (Pattiaratchi *et al.*, 2010). A máxima duração do perfil de descida (subida) foi de ~ 22 min (~ 18 min), ao longo de 197 m, próximo a PIL200. Já a mínima duração de descida (subida) foi de ~ 6 min (~ 6 min), anterior à quebra da plataforma, com deslocamento horizontal de 62 m.

O coeficiente de retroespalhamento volumétrico (CRV) de fótons emitidos pelo fluorômetro, referência para turbidez da água, é dado em m<sup>-1</sup> sr<sup>-1</sup>, onde “sr” é radiano quadrático, uma forma tridimensional e adimensional de quantificar ângulos planares. Dessa forma, para ângulos de incidência elevados, um aumento de CRV indica aumento da concentração do material particulado em suspensão (CMPS). Dado que o CVR também responde a fatores como densidade do material, sua relação com CMPS deve ser vista com cautela.

O intervalo de aquisição de dados pelo *glider* foi de aproximadamente 2 segundos, com variações da ordem de 10<sup>-1</sup> segundos em torno desse intervalo. Dados considerados espúrios foram identificados e removidos através de códigos de controle de qualidade fornecidos pelo IMOS, assim como por valores externos a um envelope de 3 desvios padrões em relação à média de uma janela móvel de 6 segundos. Essa janela foi ampliada para 2 minutos na avaliação da consistência da variável CRV. Em seguida os dados foram interpolados a um intervalo de aquisição constante de 2 segundos.

Medidas de pressão, salinidade e temperatura foram utilizadas para calcular a frequência quadrática de *Brunt–Väisälä*, ou frequência quadrática de flutuabilidade (N<sup>2</sup>), através da seguinte equação,

$$N^2 = -\frac{g}{pden} \times \frac{d pden}{d depth} \cdot [S^{-2}] \quad \text{Equação 3}$$

onde  $g$  é a aceleração gravitacional e  $\rho_{den}$  a densidade potencial, calculada pelo pacote de rotinas *sea water* (Copyright © CSIRO, Phil Morgan, 1993). Para  $N^2 > 0$  a coluna d'água é hidrostáticamente estável e para  $N^2 < 0$  é instável (Gerkeman & Zimmerman, 2008).

## 5. Resultados

### 5.1. Ventos

A direção predominante dos ventos foi para norte no período de investigação. A tensão de cisalhamento do vento (Figura 3a) foi preponderantemente positiva para o componente transversal (~86%) e negativa para o componente longitudinal ao contorno continental (~70%). O residual do componente transversal e longitudinal foi de respectivamente  $0.06 \text{ N m}^{-2}$  e  $-0.009 \text{ N m}^{-2}$ . O componente transversal apresentou ainda os maiores módulos da tensão, com máximo em torno de  $0.43 \text{ N m}^{-2}$  alcançados próximo aos dias 14 e 22. Em apenas três momentos distintos ventos com direção opostas foram registrados, dias 05, 16 e 18, quando as tensões longitudinais foram mais fortes alcançando magnitude de  $0.29 \text{ N m}^{-2}$ .

A análise espectral do vento mostra picos relevantes de energia em períodos de 10 e 3 dias, e 24, 15 e 12 h (Figura 4a). O componente transversal do vento ( $U_t$ ) apresenta maior energia, além de apresentar pico de energia também em período de 10 h. Somente o componente longitudinal ( $V_t$ ) apresenta pico de energia próximo ao período inercial (f).

#### 5.1.1. Ventos Subinerciais

A variação da tensão de cisalhamento em frequência subinercial exposta na Figura 5a, mostra magnitudes máximas de  $0.25 \text{ N m}^{-2}$  para o componente transversal e de  $0.07 \text{ N m}^{-2}$  para o componente longitudinal. A tensão associada à componente do vento transversal à costa é majoritariamente positiva, enquanto que a tensão associada à componente do vento longitudinal à costa é quase nula. Sistemas atmosféricos transientes passaram pela região entre os dias 11 e 22, quando ocorreram períodos de inversão na direção dos ventos e do sinal das tensões componentes.

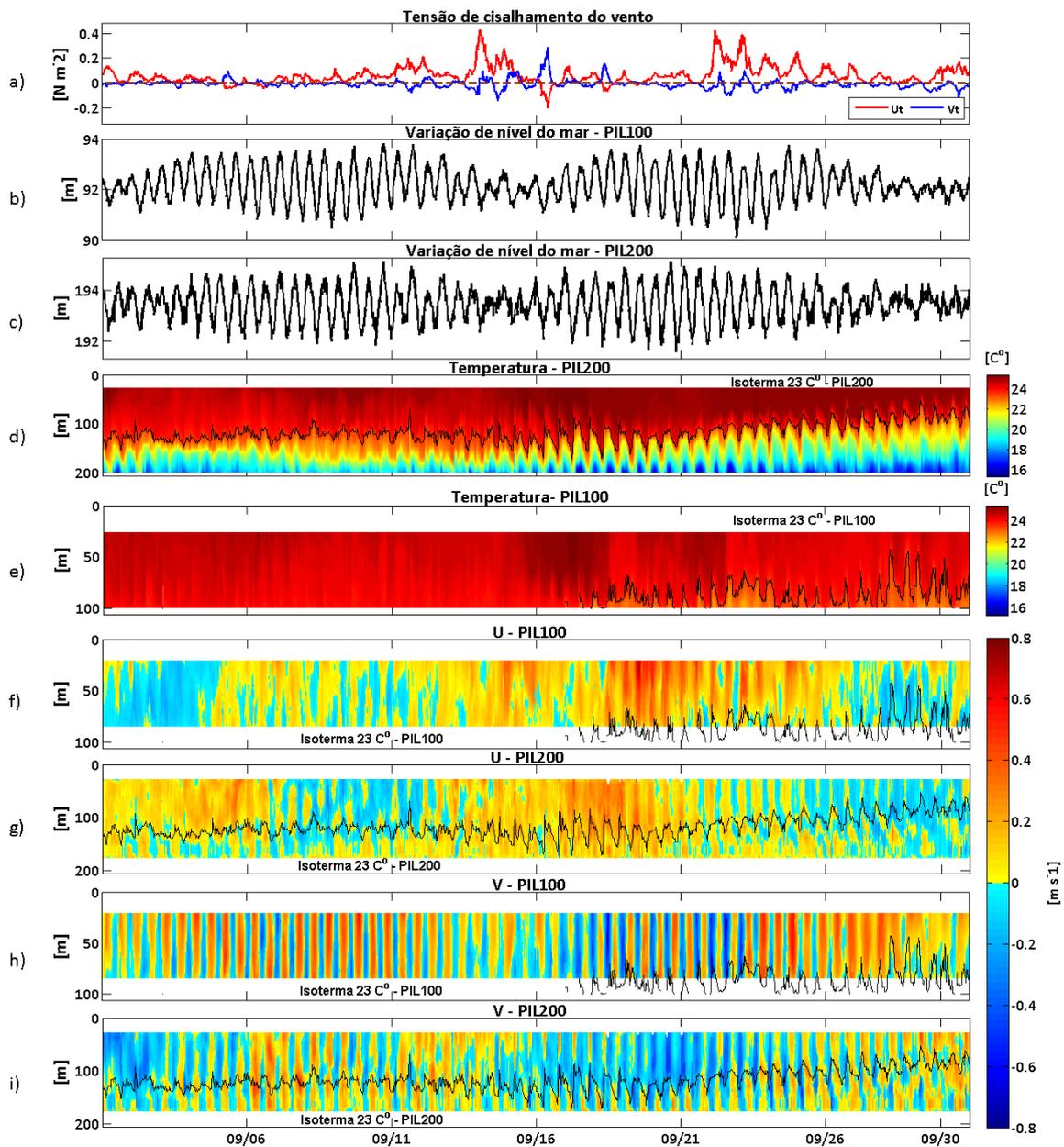


Figura 3. Séries temporais da tensão de cisalhamento do vento (a), variação de nível do mar em PIL100 (b) e PIL200 (c), temperatura em PIL200 (d) e PIL100 (e), componente transversal do fluxo em PIL100 (f) e PIL200 (g), componente longitudinal do fluxo PIL100 (h) e PIL200 (i). As linhas pretas em destaque sobre o campo de temperatura nas duas estações marcam a variação de profundidade da isoterma de 23  $^{\circ}\text{C}$ , as quais têm posição indicada sobre as figuras consecuintes.

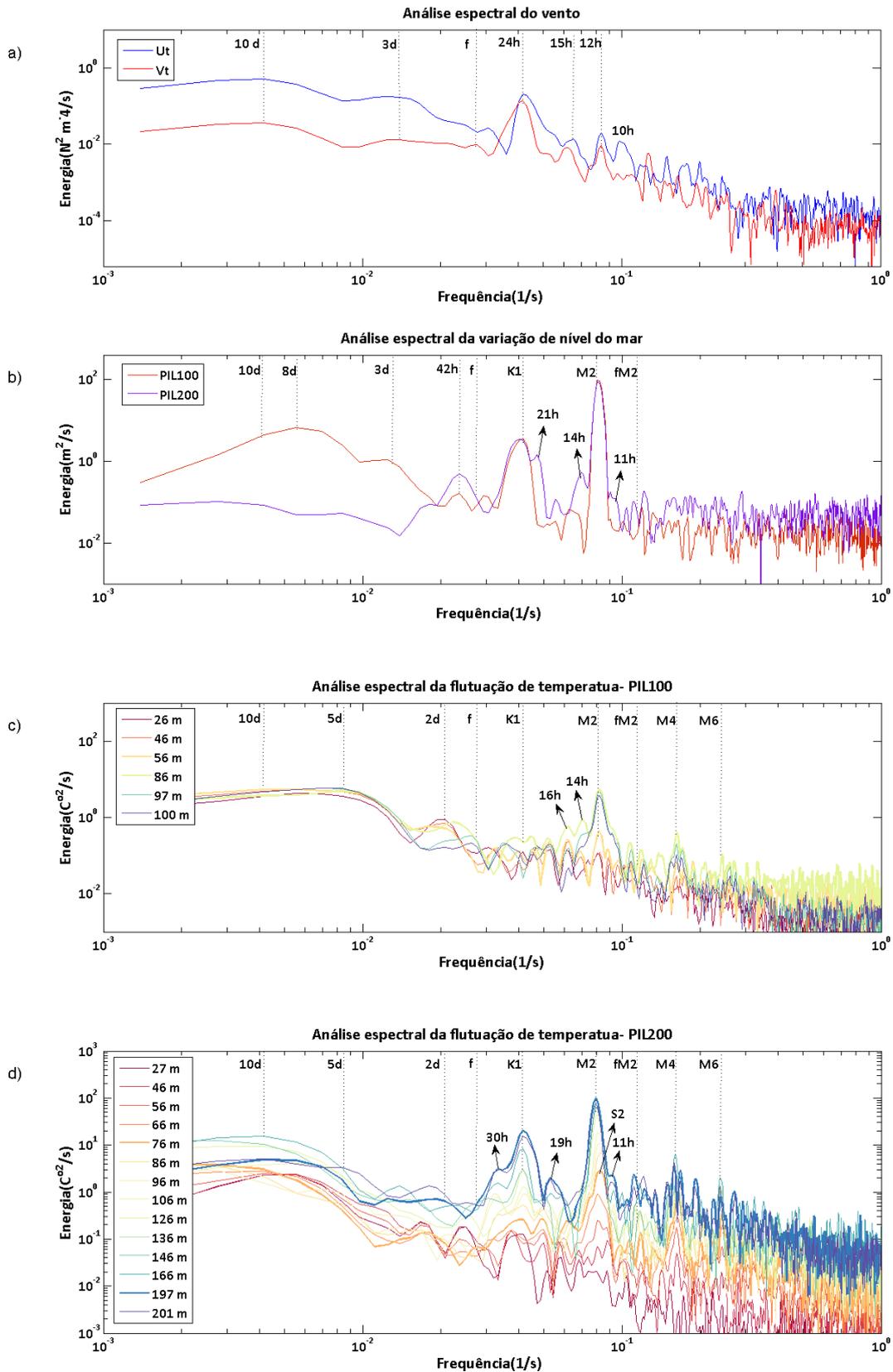


Figura 4. Análise espectral das componentes do vento (a), da variação de nível do mar para as duas estações (b), e das flutuações de temperatura para os sensores ancorados em diferentes profundidades nas duas estações (c e d) para setembro de 2013.

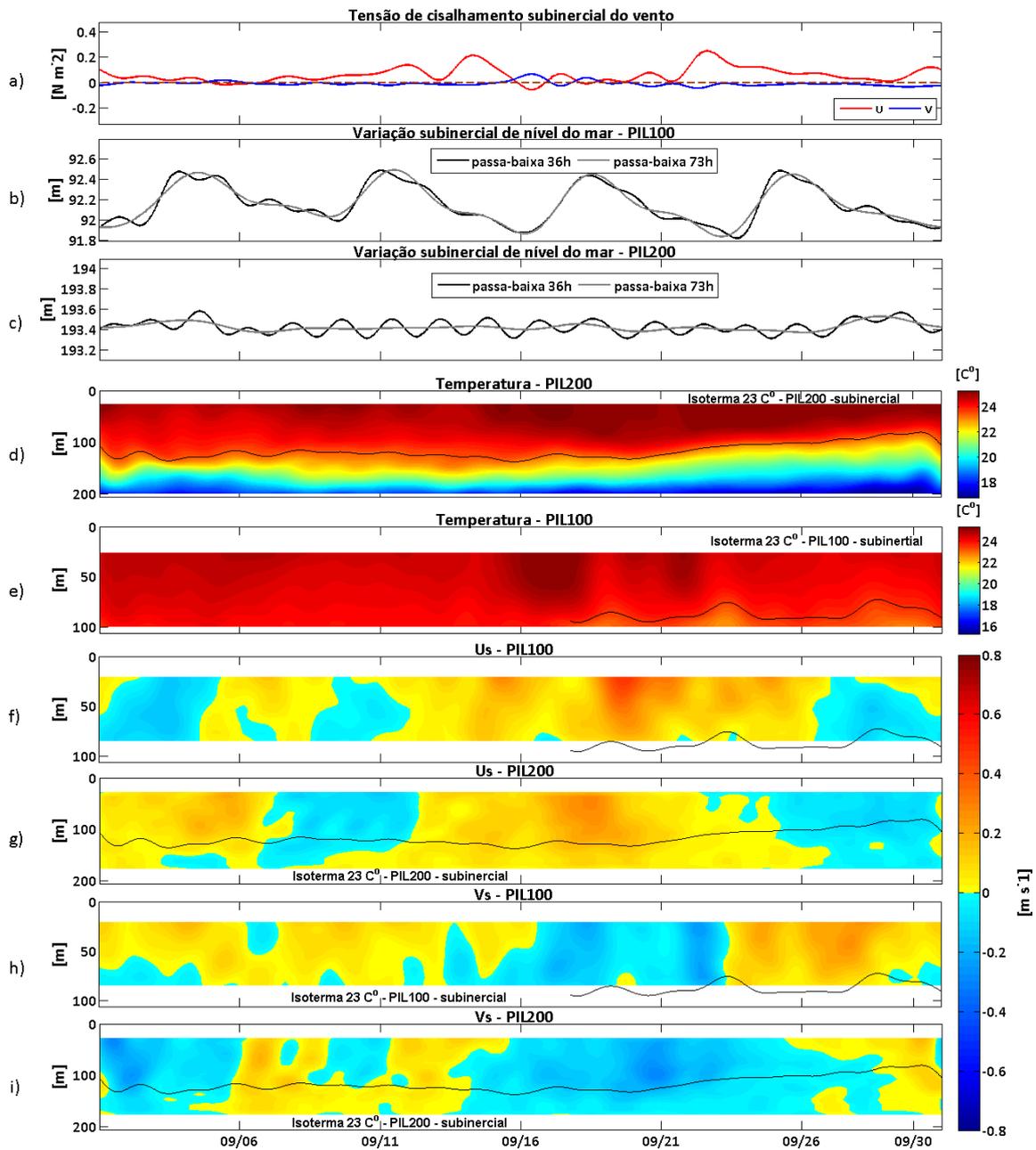


Figura 5. Séries temporais das componentes subinerciais ( $< 36$  h) da tensão de cisalhamento do vento (a), variação de nível do mar em PIL100 (b) e PIL200 (c), temperatura em PIL200 (d) e PIL100 (e), componente transversal do fluxo em PIL100 (f) e PIL200 (g), componente longitudinal do fluxo em PIL100 (h) e PIL200 (i). As linhas pretas em destaque sobre o campo de temperatura nas duas estações marcam a variação subinercial de profundidade da isoterma de  $23^{\circ}\text{C}$ , as quais têm posição indicada sobre as figuras seguintes.

## 5.2. Nível do Mar

A lista dos principais componentes harmônicos (Tabela 2) mostra que a soma das constantes diurnas e semidiurnas em PIL100 (PIL200) foi de 1.69 m (1.68 m). Dessa forma, indicando que há uma baixa amplificação da altura de maré entre as isóbatas de 100 e 200 m. A diferença de fase entre PIL100 e PIL200 foi de  $0.45^\circ$  (~2 minutos) para  $M_2$ . A análise espectral da variação de nível do mar revela particularidades do espectro de energia nas duas estações (Figura 4b). Embora a energia em período semi-diurno ( $M_2$ ) e diurno ( $K_1$ ) tenha alcançado níveis similares para ambos, apenas em PIL200 registrou picos em períodos de 11, 14, e 21 h. Enquanto que somente o mais raso (PIL100) registrou picos de energia nos períodos de 8 e 3 dias.

A maré astronômica em PIL100 (PIL200) explica 89% (87%) da variação do nível do mar em setembro. A análise espectral cruzada entre o componente longitudinal do vento e a variação de nível do mar revelou a existência de coerência significativa (a um intervalo de confiança de 95%) entre os sinais com período de 4 dias nas duas estações (Figura 6). Em PIL200 chama atenção uma alta coerência significativa no período de 10 h.

### 5.2.1. Nível do Mar Subinercial

A variação subinercial de nível do mar para PIL100 e PIL200 apresentam diferentes oscilações (Figura 5b, c). Os registros em PIL100 indicam evidentes oscilações com periodicidade aproximada de 7 dias e altura de 0.6 m. Estas oscilações não são observadas em PIL200, onde as variações de nível não se encontram em fase com PIL100 e apresentam altura máxima de 0.2 m.

As oscilações inframareais registradas em PIL100 foram capturadas pela análise espectral, e não apresentam relação com as oscilações subinerciais do vento, das correntes ou da termoclina. Uma possibilidade de explicação reside em oscilações pendulares da linha de fundeio. A correlação cruzada entre as variáveis mecânicas do fundeio (*roll*, *pitch* e *heading*) e a flutuação de nível do mar em PIL100, revela apenas uma coerência significativa para os períodos de 2 dias (Figura 7), não explicando assim as oscilações observadas.

Tabela 2. Principais componentes harmônicos da variação de nível do mar sobre o ADCP-100m (PIL100) e o ADCP-200m (PIL200).

Comp.	PIL100 (PIL200)				
	Frequência	Amplitude	Erro	Fase	Erro
	(cph)	(m)		(graus)	
O1	0.0387	0.142 (0.163)	0.023 (0.051)	159.19 (146.97)	10.22 (19.19)
K1	0.0418	0.173 (0.168)	0.029 (0.048)	166.39 (165.05)	8.04 (16.26)
N2	0.0790	0.120 (0.163)	0.019 (0.037)	19.92 (19.84)	9.12 (12.36)
M2	0.0805	0.744 (0.723)	0.019 (0.034)	60.87 (60.42)	1.39 (2.81)
S2	0.0833	0.513 (0.465)	0.02 (0.029)	115.42 (109.08)	2.19 (4.28)

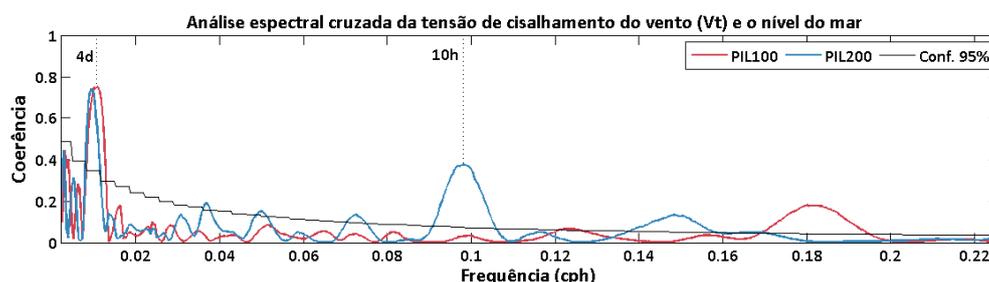


Figura 6. Análise de coerência entre a tensão de cisalhamento do vento ( $V_t$ ) e o nível do mar nas estações PIL100 e PIL200. Os períodos relevantes encontram-se destacados acima do pico de coerência significativa.

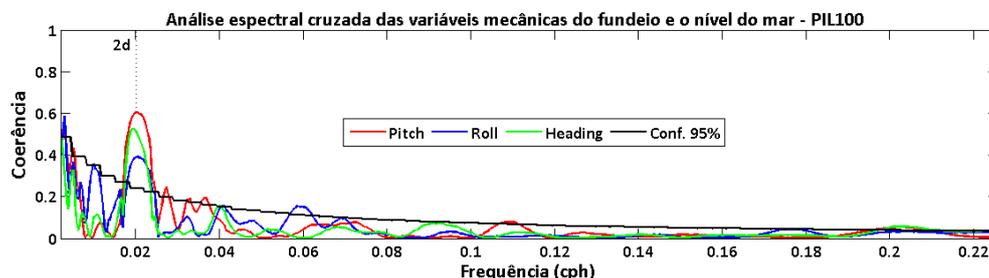


Figura 7. Análise de coerência entre as componentes mecânicas dos fundeios (*pitch*, *roll* e *heading*) e o nível do mar em PIL100. O período relevante encontra-se destacado acima do pico de coerência significativa.

### 5.3. Temperatura

A máxima temperatura da água em PIL100 (PIL200) foi de 25.3 °C (25.4 °C) no dia 17 a 26 m (46 m) de profundidade. Já a temperatura mínima foi de 22.2 °C (15.3 °C) no dia 23 (17), registrado pelo sensor ancorado a 100 m (201 m) de profundidade. A coluna d'água em PIL200 é caracterizada por uma forte estratificação centrada nas proximidades da isoterma de 23 °C, com profundidade média de 117 m no mês de setembro (Figura 3d). A temperatura média da camada acima da isoterma de 23 °C em PIL200 foi de 24.1 °C, e 21.3 °C abaixo da mesma. A partir do dia 16 a termoclina moveu-se progressivamente em direção à superfície, e isotermas inferiores a 23 °C apareceram pela primeira vez no registro de PIL100, onde a isoterma de 23 °C se estabelece a uma profundidade média de 85 m (Figura 3e).

A análise espectral das flutuações de temperatura nas diferentes profundidades mostra uma nítida distinção das oscilações ao longo da coluna d'água. Em PIL200 (Figura 4d) as oscilações nas camadas mais profundas (>66 m) foram mais energéticas em todos os períodos. As oscilações foram fortemente influenciadas pelas forçantes astronômicas  $M_2$ ,  $K_1$  e  $M_4$ . Pico de energia também é observado em períodos próximos de 10 e 3 dias. A máxima densidade de energia ocorreu em período diurno e semi-diurno apenas para as camadas mais profundas.

Em PIL100 (Figura 4c) ocorre também o aumento de densidade de energia das oscilações em direção às maiores profundidades. Contudo, as maiores densidades de energia foram registradas em uma profundidade intermediária (86 m), e não mais junto ao fundo. Todos os sensores apresentaram picos de energia em período de 2 e 5 dias, com exceção daqueles ancorados em 97 e 100 m que não apresentam o pico de 2 dias.

Os resultados da análise harmônica das flutuações de temperatura são apresentados na Tabela 3 para a estação PIL200 e na Tabela 4 para a estação PIL100. Em PIL100, a fase média para  $M_2$ ,  $S_2$ , e  $K_1$  foi de respectivamente  $211^\circ$ ,  $305^\circ$  e  $127^\circ$ . A máxima diferença em relação à fase média para cada componente ocorreu para o sensor ancorado em menor profundidade (26 m), e foi respectivamente igual a  $88^\circ$ ,  $27^\circ$ , e  $52^\circ$ . Em PIL200, a fase média para  $M_2$ ,  $S_2$ , e  $K_1$  foi de respectivamente  $232^\circ$ ,  $104^\circ$ , e  $258^\circ$ . A máxima diferença em relação à fase média para cada componente em PIL200 foi respectivamente igual a  $46^\circ$  a 197 m,  $115^\circ$  a 197m, e  $158^\circ$  a 27 m.

Tabela 3. Constituintes harmônicos da flutuação de temperatura para os sensores ancorados em diferentes profundidades (27 a 201 m) em PIL200. A amplitude (Amp.) de variação térmica é dada em °C e a fase em graus, em tempo local, 8 h afrente do UTC.

Flutuação de temperatura- PIL200												
Prof. (m)	M2				S2				K1			
	Amp. (°C)	Erro amp.	Fase (graus)	Erro fase	Amp. (°C)	Erro amp.	Fase (graus)	Erro fase	Amp. (°C)	Erro amp.	Fase (graus)	Erro fase
27	0.01	0.01	247.51	88.43	0.01	0.01	220.88	93.73	0.03	0.01	100.61	21.24
46	0.03	0.02	201.83	54.16	0.01	0.02	17.84	112.56	0.01	0.01	273.75	170.09
56	0.07	0.04	190.03	34.44	0.05	0.04	37.77	39.63	0.02	0.02	268.27	72.56
66	0.12	0.06	194.75	34.01	0.09	0.07	43.67	43.70	0.02	0.03	270.08	95.49
76	0.17	0.07	205.36	27.45	0.15	0.09	48.11	39.06	0.05	0.04	250.81	45.10
86	0.21	0.10	217.87	31.89	0.20	0.11	52.07	31.01	0.07	0.05	239.76	42.51
96	0.25	0.12	224.32	27.37	0.22	0.12	56.77	29.35	0.08	0.09	240.32	54.91
106	0.31	0.13	230.91	22.79	0.23	0.11	58.32	33.76	0.10	0.08	247.45	51.65
126	0.48	0.18	237.37	21.94	0.19	0.19	87.00	56.55	0.16	0.06	258.48	20.24
136	0.57	0.23	239.23	24.66	0.16	0.21	119.82	92.31	0.16	0.08	269.29	29.37
146	0.66	0.18	249.34	18.67	0.16	0.17	135.97	66.95	0.18	0.09	280.28	30.02
166	0.76	0.16	265.02	12.91	0.08	0.13	158.03	123.91	0.26	0.17	297.76	40.45
197	0.62	0.27	278.38	25.10	0.24	0.27	219.88	66.08	0.38	0.17	306.35	26.07
201	0.52	0.24	273.61	28.81	0.19	0.24	206.75	73.73	0.35	0.21	311.53	35.77

Tabela 4. Constituintes harmônicos da flutuação de temperatura para os sensores ancorados em diferentes profundidades (26 a 100 m) em PIL100. A amplitude (Amp.) de variação térmica é dada em °C e a fase em graus, em tempo local, 8 h afrente do UTC.

Flutuação de temperatura- PIL100												
Prof. (m)	M2				S2				K1			
	Amp. (°C)	Erro amp.	Fase (graus)	Erro fase	Amp. (°C)	Erro amp.	Fase (graus)	Erro fase	Amp. (°C)	Erro amp.	Fase (graus)	Erro fase
26	0.02	0.02	123.00	82.80	0.00	0.02	277.72	222.50	0.04	0.04	74.47	59.60
46	0.02	0.02	194.42	52.33	0.03	0.02	329.13	34.90	0.01	0.03	99.87	162.09
56	0.04	0.03	213.15	40.16	0.05	0.03	321.78	29.18	0.01	0.04	100.05	162.56
86	0.11	0.11	244.25	52.42	0.14	0.10	301.57	44.62	0.02	0.02	119.54	69.09
97	0.12	0.08	246.12	33.80	0.13	0.07	298.04	34.93	0.01	0.04	172.43	197.95
100	0.12	0.07	245.21	36.31	0.10	0.07	304.27	39.89	0.02	0.03	197.52	144.92

A análise espectral do deslocamento vertical das isotermas de 18 °C a 24 °C em PIL200 (Figura 8) revela concentrações de energia  $10^2$  vezes superiores àquelas associadas às oscilações do nível d'água (Figura 4b). As isotermas mais energéticas na frequência de  $M_2$  foram as de 20 °C e 21 °C, e em relação a  $K_1$  foram as de 19 °C e 24 °C. As isotermas de 24 °C e 23 °C foram as únicas a mostrar picos de energia com períodos 3 e 2 dias. Picos em  $M_4$ ,  $M_6$  e  $M_8$  são também muito mais evidentes do que para as oscilações do nível d'água, mostrando que as oscilações de maré na termoclina são maiores e topograficamente mais distorcidas que na superfície.

A análise espectral das oscilações verticais da isoterma de 23 °C nas estações PIL100 e PIL200 revela distinções (Figura 9). Em PIL200, oscilações associadas aos períodos

componentes da maré astronômica foram mais energéticas do que em PIL100. Porém picos de energia associados a frequências inframareais não são registrados, diferentemente de PIL100, onde picos em períodos de 10, 4 e 3 dias são distintos.

O campo de temperatura filtrado entra as bandas de 3 e 6 dias descreve variações de até 0.6 °C consistentes ao longo de faixas contínuas de profundidade (Figura 10). O intervalo superior a 6 dias foi deixado de lado nessa análise devido ao tamanho da série temporal utilizada (1 mês). Em PIL200, a temperatura filtrada sinaliza para o comportamento diferenciado entre a variação para a camada mais profunda (>100 m) e a mais rasa (< 60 m).

O resultado da análise harmônica do deslocamento das isotermas em PIL200 é apresentado na Tabela 5. A amplitude média de oscilação de  $M_2$ ,  $S_2$ , e  $K_1$  foi de respectivamente 9, 2, e 3 m, sendo as isotermas de 21 °C, 24 °C, e 22 °C aquelas que apresentaram maiores amplitudes para cada uma das respectivas componentes. A comparação das constantes  $M_2$ ,  $S_2$  e  $K_1$  calculadas a partir da série temporal da isoterma de 23 °C em PIL100 e PIL200 é mostrada na Tabela 6. O intervalo considerado nessa análise foi entre o dia 17 e o final da série temporal, período em que a referida isoterma aparece de forma menos espaçada na série temporal de temperatura em PIL100. Observa-se a atenuação de 7.4 m de  $M_2$  e de 1.0 m de  $M_4$  em direção ao continente, simultâneo à amplificação de 0.6 m de  $K_1$  (13°), 1 m (113°), e 1 m (80°).

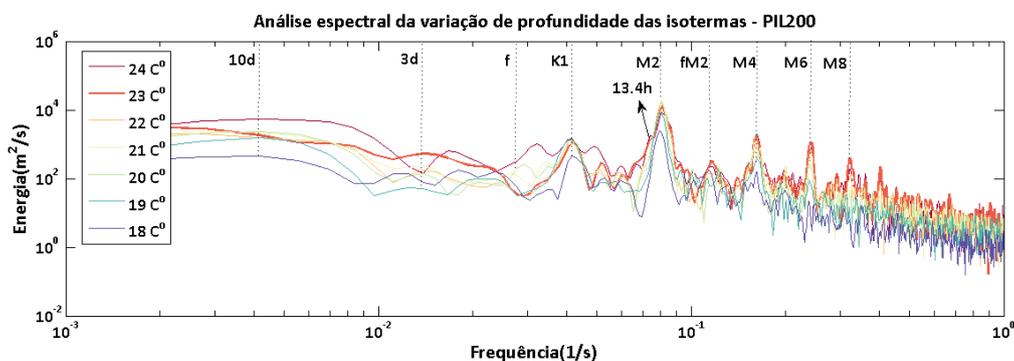


Figura 8. Análise espectral da variação de profundidade das isotermas na estação PIL200.

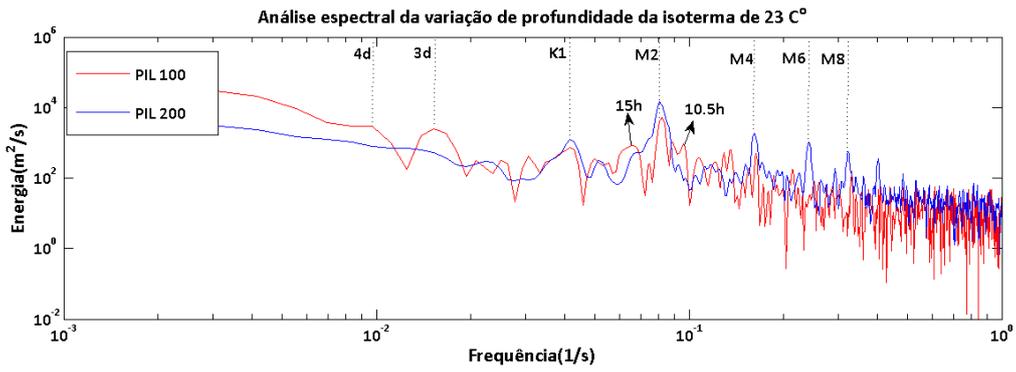


Figura 9. Análise espectral da variação de profundidade das isoterms de 23 °C para a estação PIL100 e PIL200.

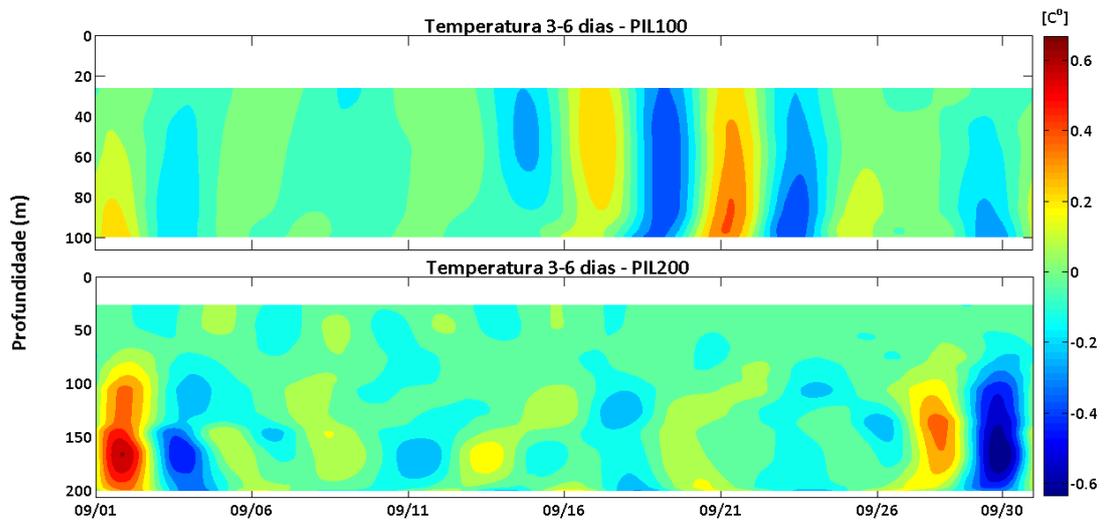


Figura 10. Campo de temperatura filtrado entre bandas de 3 a 6 dias para PIL100 (superior) e PIL200 (inferior).

Tabela 5. Constituintes harmônicos do deslocamento das isotermas em PIL200. A amplitude (Amp.) de deslocamento é dada em m e a fase em graus, em tempo local, 8 h afrente do UTC.

Temp. (oC)	Deslocamento das isotermas- PIL200											
	M2				S2				K1			
	Amp. (m)	Erro amp.	Fase (graus)	Erro fase	Amp. (m)	Erro amp.	Fase (graus)	Erro fase	Amp. (m)	Erro amp.	Fase (graus)	Erro fase
24	7.66	4.41	217.23	25.82	4.28	3.74	65.70	54.71	2.82	3.22	254.56	81.79
23	9.45	3.57	225.53	17.52	4.06	3.14	85.51	46.19	2.94	0.66	255.23	16.15
22	11.13	3.23	238.65	15.71	2.95	2.99	93.47	64.59	3.13	1.45	276.51	26.19
21	11.99	3.08	254.60	12.56	1.58	2.47	101.12	90.24	2.97	2.22	273.67	44.48
20	10.80	2.39	267.69	11.73	0.62	1.46	56.17	175.52	3.02	2.00	281.79	35.08
19	8.03	1.93	280.92	14.28	0.25	1.39	23.74	240.71	2.92	1.00	294.62	19.23
18	4.23	1.71	288.79	26.34	1.94	2.02	256.17	55.23	3.07	0.95	313.28	20.35

Tabela 6. Constituintes harmônicos do deslocamento da isoterma de 23 oC em PIL100 e PIL200. A amplitude (Amp.) de deslocamento é dada em m e a fase em graus, em tempo local, 8 h afrente do UTC.

Temp. (oC)	Deslocamento das isotermas- PIL100 (PIL200)											
	M2				M4				K1			
	Amp. (m)	Erro amp.	Fase (graus)	Erro fase	Amp. (m)	Erro amp.	Fase (graus)	Erro fase	Amp. (m)	Erro amp.	Fase (graus)	Erro fase
23	4.4(11.8)	3.2(8.6)	208.5(221.8)	42.9(43.9)	0.5(1.5)	1.2(3.4)	285.4(172)	185.5(150.9)	2.5(1.9)	2.2(1.6)	164(244.2)	60.2(51.7)

As perturbações das isotermas em PIL200 (Tabela 3d) são o reflexo do campo de onda interna desenvolvido na região. O intervalo que apresentou máximo deslocamento das isotermas em PIL200 foi observado entre os dias 15 e 19 de Setembro (Figura 11). Quando a ocorrência de depressões que marcam os máximos deslocamentos das isotermas ocorreram em intervalo aproximadamente semi-diurno, as quais são vistas acompanhadas por oscilações de menores amplitudes e maiores frequências. O máximo deslocamento da isoterma de 23 °C foi de ~80 m em meados do dia 17.

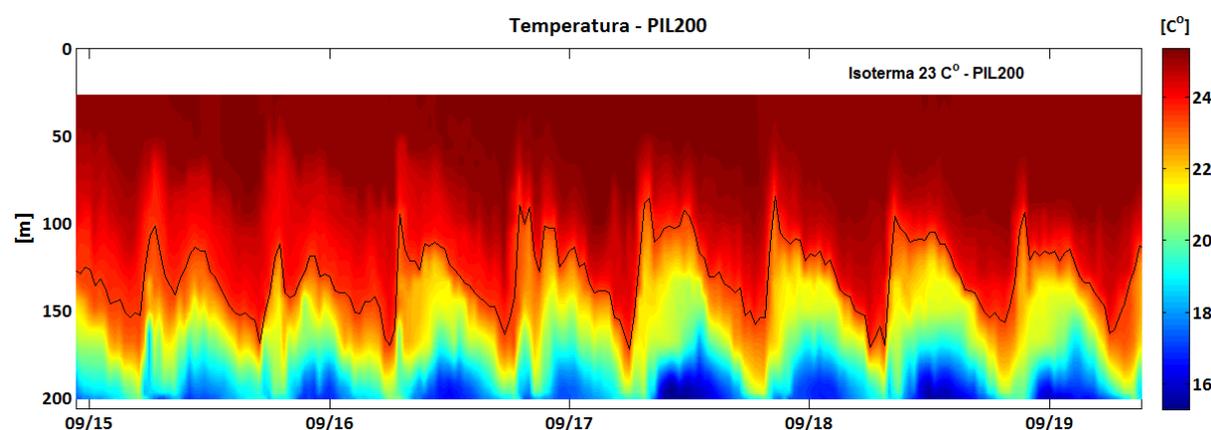


Figura 11. Temperatura em PIL200 em intervalo entre os dias 15 e 19. A linha preta em destaque marca a profundidade da isoterma de 23 °C.

#### 5.4. Escoamento de Água

A velocidade média do componente transversal (U) das correntes em PIL100 foi de  $0.28 \text{ m s}^{-1}$  para os fluxos positivos (costa adentro) e  $-0.08 \text{ m s}^{-1}$  para os negativos (costa afora). Já a velocidade média do componente longitudinal (V) foi de  $0.2 \text{ m s}^{-1}$  para os escoamentos positivos (para nordeste) e  $-0.18 \text{ m s}^{-1}$  para os negativos (para sudoeste). Padrão similar, com magnitudes ligeiramente menores, foi observado em PIL200, onde o componente transversal da velocidade média foi de  $0.18 \text{ m s}^{-1}$  para escoamentos positivos e  $-0.07 \text{ m s}^{-1}$  para os negativos. Já a velocidade do componente longitudinal foi de  $0.14 \text{ m s}^{-1}$  para escoamentos positivos e  $-0.13 \text{ m s}^{-1}$  para os negativos.

Em PIL100, a máxima velocidade do componente U foi de  $0.72 \text{ m s}^{-1}$  para os escoamentos positivos, célula de 21 m, e  $-0.28 \text{ m s}^{-1}$  para os negativos, célula 77 m. Já a máxima velocidade do componente V foi de  $0.58 \text{ m s}^{-1}$  para escoamentos positivos e  $-0.71 \text{ m s}^{-1}$ , ambos para a célula de 29 m. Em PIL200, a máxima velocidade de U foi de  $0.53 \text{ m s}^{-1}$ , célula de 28 m, e  $-0.34 \text{ m s}^{-1}$ , célula de 158 m. Já a máxima velocidade de V foi de  $0.46 \text{ m s}^{-1}$ , célula de 28 m, e  $-0.58 \text{ m s}^{-1}$ , célula de 148 m.

O perfil vertical médio das correntes em PIL100 (Figura 12a) caracterizou escoamentos cisalhantes para as duas componentes da velocidade, as máximas magnitudes foram alcançadas próximas à superfície, a partir de onde reduziram progressivamente com o aumento da profundidade. A corrente foi predominantemente para nordeste e costa adentro, apenas o componente longitudinal apresentou inversão do sentido para sudoeste a partir dos 70 m de profundidade, onde as magnitudes mantiveram-se próximas à zero. Diferentemente de PIL100, em PIL200 (Figura 12b) as máximas magnitudes foram alcançadas à meia profundidade ( $\sim 90 \text{ m}$ ), e apresentaram sentido para sudoeste e costa adentro.

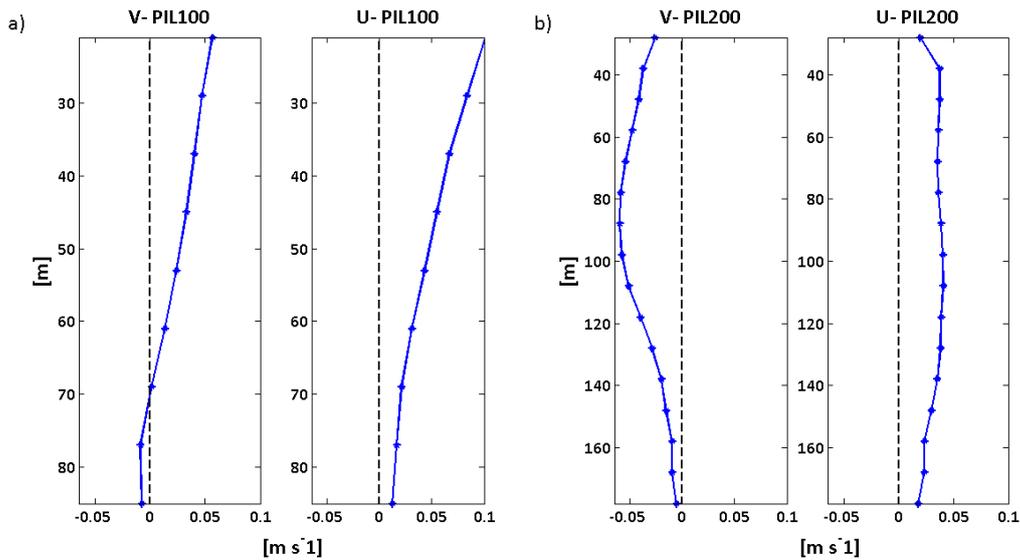


Figura 12. Perfil vertical médio de velocidade em PIL100 (a) e PIL200 (b).

O componente subinercial da corrente (Figura 5f-i) descreveu sentido variável (nordeste/sudoeste e costa adentro/costa afora) ao longo do período estudado, e não apresentou coerência aparente entre as componentes do fluxo.

As correntes foram fortemente controladas pela maré, apresentando fortes características semi-diurnas (Figura 3f-i), mais evidentes no componente longitudinal do fluxo. Os resultados da análise harmônica para as estações PIL200 e PIL100 estão expostos respectivamente nas Tabela 7 e Tabela 8, e as elipses de maré das principais constantes mostradas na Figura 13.

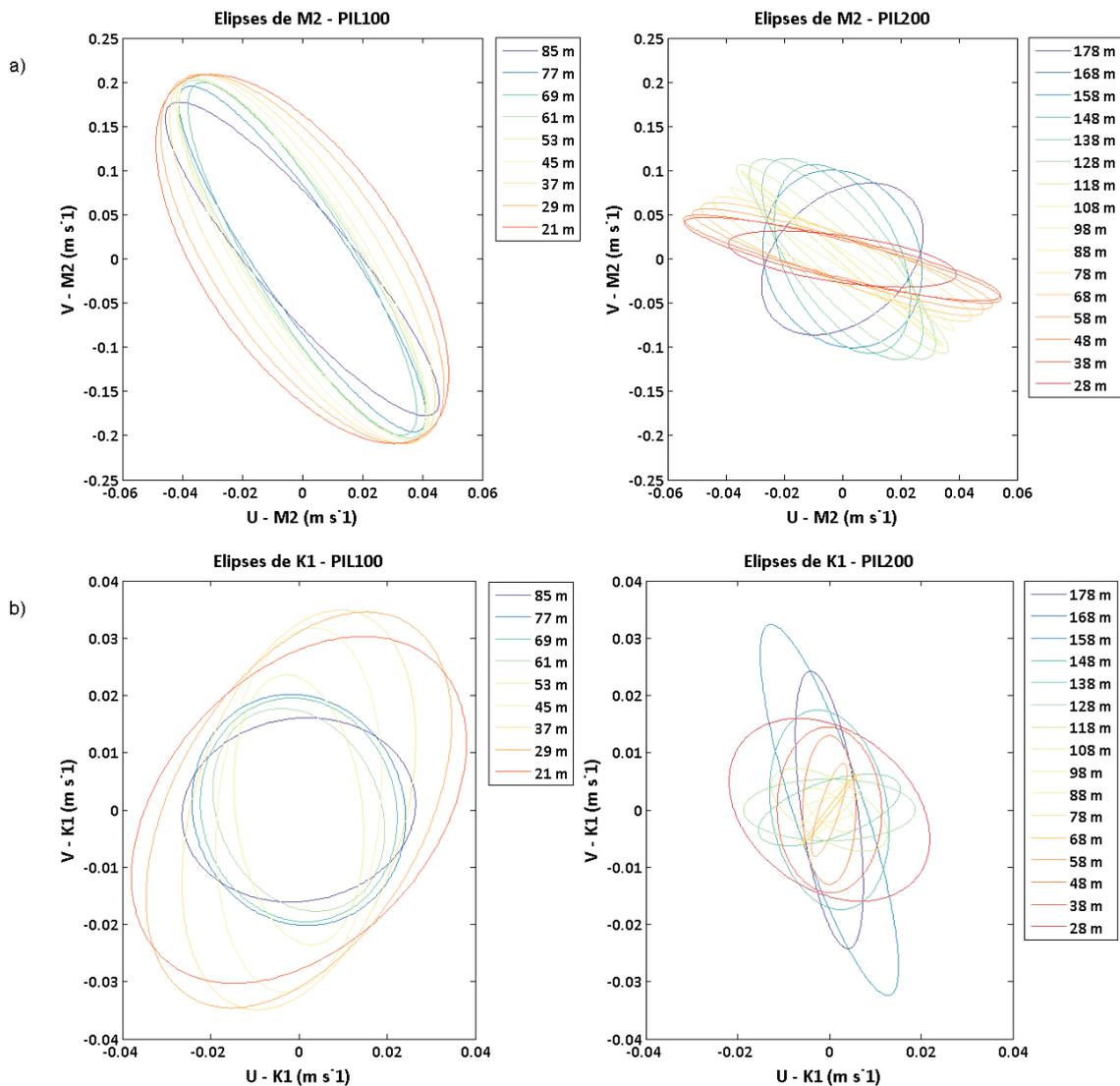
Observa-se que a magnitude das constantes semi-diurnas é 1 ordem de magnitude superior à das constantes diurnas. Como antecipado acima, o comprimento das elipses é maior em PIL100, onde existe concordância na orientação das correntes de maré ao longo da coluna d'água (Figura 13a, esquerda). Já em PIL200, onde o comprimento das elipses é metade daquele em PIL100, a orientação das elipses altera-se na coluna d'água e torna-se mais circular, especialmente após aproximadamente 80 m de profundidade (Figura 13a, direita). Em profundidades mais rasas existe certa correspondência na orientação das elipses com aquelas em PIL100. Em PIL100, o sentido de rotação das elipses de  $M_2$  foi anti-horário para todas as profundidades. Em PIL200, o sentido de rotação das elipses de  $M_2$  foi horário até célula de 98 m, a partir de onde o sentido passa a ser anti-horário. A orientação média de  $K_1$  em PIL100 foi de  $89^\circ$ , assemelhando-se à orientação da camada mais profunda de  $M_2$  em PIL200 ( $83^\circ$ ), vide Figura 13c (esquerda e direita, respectivamente).

Tabela 7. Componentes harmônicas do fluxo em PIL200 para cada célula de profundidade. As propriedades das elipses apresentadas são o comprimento do eixo maior (Eix. Ma.) e eixo menor (Eix. Me.) em m s-1, onde + m s-1 (Eix. Me.) indica rotação anti-horária do vetor velocidade e - m s-1 (Eix. Me.) rotação horária; orientação (Orient.) em graus, anti-horário em relação a um referencial aproximadamente paralelo ao contorno continental; e a fase em tempo local, 8 h afrente do UTC.

PIL200																
Prof. (m)	M2				S2				K1				O1			
	Eix. Ma. (m s-1)	Eix. Me. (m s-1)	Orient. (graus)	Fase (graus)	Eix. Ma. (m s-1)	Eix. Me. (m s-1)	Orient. (graus)	Fase (graus)	Eix. Ma. (m s-1)	Eix. Me. (m s-1)	Orient. (graus)	Fase (graus)	Eix. Ma. (m s-1)	Eix. Me. (m s-1)	Orient. (graus)	Fase (graus)
28	0.045	-0.023	145.54	138.34	0.106	0.019	95.08	243.24	0.023	0.014	157.87	53.96	0.01	0.006	48.79	196.09
38	0.07	-0.019	139.48	156.59	0.116	0.007	100.69	236.83	0.014	0.011	93.09	343.14	0.016	0.008	105.52	196.5
48	0.072	-0.016	137.96	157.13	0.113	0.006	100.29	236.65	0.013	0.006	89.87	342.74	0.016	0.008	105.52	196.5
58	0.075	-0.016	131.92	159.65	0.111	0.006	100.12	237.41	0.009	0.002	67.83	335.17	0.015	0.002	113.98	189.18
68	0.078	-0.017	126.31	162.62	0.109	0.007	100.43	238.48	0.008	0	45.52	353.35	0.01	0.004	120.27	204.46
78	0.082	-0.014	121.3	165.3	0.106	0.01	101.04	241.57	0.009	0.001	46.03	9.82	0.007	-0.001	119.13	321.38
88	0.09	-0.005	115.3	164.08	0.102	0.007	100.37	243.79	0.009	0.002	36.84	23.58	0.013	0.004	99.59	352.51
98	0.098	-0.002	109.53	160.19	0.089	0.001	103.1	242.46	0.007	0.002	8.49	2.65	0.014	0.007	71.28	333.65
108	0.106	0.002	109.25	157.4	0.073	-0.006	108.25	238.13	0.006	0.003	150.07	177.46	0.013	0.005	67.97	342.62
118	0.112	0.01	108.15	156.27	0.062	-0.012	109.05	236.79	0.014	0.005	157.74	205.66	0.015	0.005	73.04	355.57
128	0.116	0.017	103.74	156.2	0.048	-0.008	113.82	236.67	0.019	0.005	0.16	43.02	0.016	0.007	92.52	6.13
138	0.115	0.019	99.89	155.15	0.032	-0.001	123.21	230.44	0.016	0.005	14.33	56.13	0.014	0.009	117.04	33.41
148	0.107	0.021	95.42	159.72	0.02	0.007	132.03	215.1	0.018	0.012	106.64	182.19	0.013	0.004	157.33	69.86
158	0.101	0.027	92.27	172.28	0.023	0.01	118.7	188.75	0.035	0.007	112.56	193.18	0.008	-0.002	154.97	96.96
168	0.101	0.027	92.27	172.28	0.023	0.01	118.7	188.75	0.035	0.007	112.56	193.18	0.01	0.002	98.68	158.89
178	0.087	0.026	83	186.79	0.029	0.011	114.59	202.8	0.025	0.006	100.18	193.89	0.014	0.007	51.34	127.06

Tabela 8. Componentes harmônicas do fluxo em PIL100 para cada célula de profundidade. As propriedades das elipses apresentadas são o comprimento do eixo maior (Eix. Ma.) e eixo menor (Eix. Me.) em m s-1, onde + m s-1 (Eix. Me.) indica rotação anti-horária do vetor velocidade e - m s-1 (Eix. Me.) rotação horária; orientação (Orient.) em graus, anti-horário em relação a um referencial aproximadamente paralelo ao contorno continental; e a fase em tempo local, 8 h afrente do UTC.

PIL100																
Prof. (m)	M2				S2				K1				O1			
	Eix. Ma. (m s-1)	Eix. Me. (m s-1)	Orient. (graus)	Fase (graus)	Eix. Ma. (m s-1)	Eix. Me. (m s-1)	Orient. (graus)	Fase (graus)	Eix. Ma. (m s-1)	Eix. Me. (m s-1)	Orient. (graus)	Fase (graus)	Eix. Ma. (m s-1)	Eix. Me. (m s-1)	Orient. (graus)	Fase (graus)
21	0.211	0.038	98.54	175.85	0.15	0.02	96.5	226.08	0.041	0.026	29.79	230.66	0.02	0.008	83.36	272.35
29	0.211	0.034	99.15	175.66	0.151	0.015	96.1	226.1	0.042	0.026	44.93	238.48	0.021	0.009	78.8	270.21
37	0.212	0.028	99.33	175.66	0.149	0.013	95.11	226.69	0.037	0.023	63.95	248.92	0.022	0.008	77.43	265.49
45	0.211	0.023	99.35	175.47	0.148	0.01	93.93	226.41	0.032	0.018	81.26	252.95	0.021	0.01	67.5	257.27
53	0.208	0.021	100.07	175.17	0.149	0.005	93.19	226.17	0.024	0.014	100.68	250.49	0.021	0.01	60.49	245.15
61	0.206	0.02	100.07	174.72	0.148	-0.001	94.05	226.35	0.021	0.016	147.34	268.81	0.02	0.008	53.05	237.3
69	0.202	0.019	99.48	173.7	0.146	0.002	95.26	227.75	0.022	0.019	165.82	268.98	0.02	0.003	49.47	229.11
77	0.199	0.017	100.85	171.92	0.145	0.006	96.36	228.95	0.024	0.02	168.62	259.81	0.02	-0.003	47.54	226.29
85	0.182	0.02	103.16	168.34	0.128	0.005	97.32	228.32	0.026	0.016	3.93	86.46	0.021	-0.003	70.49	203.41



**Figura 13.** Elipses de maré reconstituída para a estação PIL100 (esquerda) e PIL200 (direita), em período  $M_2$  (a), e  $K_1$  (b). Observar que as escalas dos eixos são diferenciadas entre as componentes.

O fluxo da maré em PIL100 (PIL200) explica aproximadamente 13 % (40 %) da variância do componente transversal e 75 % (50 %) da variância do componente longitudinal da corrente observada (Figura 14). Em PIL100, a maré é mais importante próximo ao fundo (85 m) para as duas componentes do fluxo, onde sua variância corresponde a aproximadamente 21 % e 81% da variância observada em U e V respectivamente. Em PIL200, o máximo percentual de reprodução das correntes pelas marés (60 % para U e 53 % para V) ocorreu a 58 m de profundidade. Observa-se que enquanto o percentual de reprodução do componente V pela maré é pouco alterado na coluna d'água, ocorre drástica redução da reprodução do componente U a partir dos 60 m de profundidade.

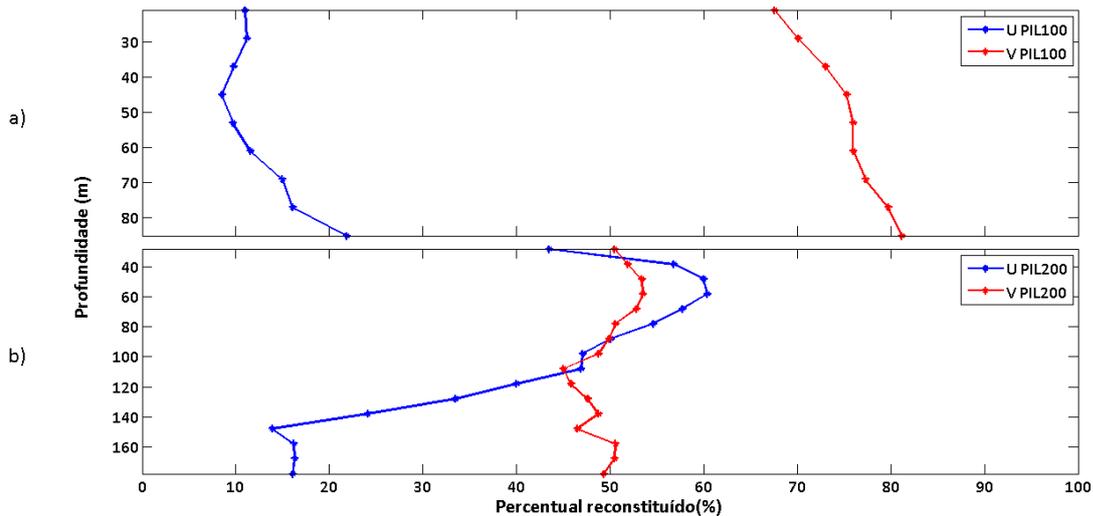


Figura 14. Perfis de percentual reconstituído do fluxo de maré por análise harmônica, para cada célula de profundidade, em PIL100 (a) e PIL200 (b).

#### 5.4.1. Fluxos de Maré Barotrópica

Os resultados da análise harmônica do escoamento barotrópico são apresentados na Tabela 9 para a estação PIL200 e na Tabela 10 para a estação PIL100. O comprimento zero do eixo menor da elipse de maré barotrópica em PIL200 (Figura 15) decorre da mudança no sentido de rotação entre as células abaixo e acima de 108 m (vide Tabela 7), de anti-horário para a primeira e horária para a última.

O escoamento barotrópico foi largamente modulado pelo componente semi-diurna da maré, de modo que o comprimento do eixo maior de  $K_1$  para PIL100 (PIL200) foi de aproximadamente 10 % (8 %) do comprimento de  $M_2$ . A razão PIL100/PIL200 entre o comprimento do eixo maior das componentes  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$ , e  $O_1$  foi de respectivamente 2.4, 2.1, 3, e 19. A diferença de  $M_2$  entre as duas estações de fundeio foi de  $9^\circ$  (~36 minutos), e a diferença de orientação foi também de  $9^\circ$ .

Tabela 9. Componentes harmônicas da média barotrópica em PIL200. As propriedades das elipses apresentadas são o comprimento do eixo maior (Eix. Ma.) e eixo menor (Eix. Me.) em  $m s^{-1}$ , onde +  $m s^{-1}$  (Eix. Me.) indica rotação anti-horária do vetor velocidade e -  $m s^{-1}$  (Eix. Me.) rotação horária; orientação (Orient.) em graus, anti-horário em relação a um referencial aproximadamente paralelo ao contorno continental; e a fase em tempo local, 8 h afrente do UTC.

Maré barotrópica- PIL200																
Prof. (m)	M2				S2				K1				O1			
	Eix. Ma. ( $m s^{-1}$ )	Eix. Me. ( $m s^{-1}$ )	Orient. (graus)	Fase (graus)	Eix. Ma. ( $m s^{-1}$ )	Eix. Me. ( $m s^{-1}$ )	Orient. (graus)	Fase (graus)	Eix. Ma. ( $m s^{-1}$ )	Eix. Me. ( $m s^{-1}$ )	Orient. (graus)	Fase (graus)	Eix. Ma. ( $m s^{-1}$ )	Eix. Me. ( $m s^{-1}$ )	Orient. (graus)	Fase (graus)
28-178	0.086	0	109.27	165.19	0.07	0.003	104.64	236.17	0.007	0.001	150.43	197.6	0.001	0.001	23.97	301.2

Tabela 10. Componentes harmônicas de média barotrópica em PIL100. As propriedades das elipses apresentadas são o comprimento do eixo maior (Eix. Ma.) e eixo menor (Eix. Me.) em  $m s^{-1}$ , onde +  $m s^{-1}$  (Eix. Me.) indica rotação anti-horária do vetor velocidade e -  $m s^{-1}$  (Eix. Me.) rotação horária; orientação (Orient.) em graus, anti-horário em relação a um referencial aproximadamente paralelo ao contorno continental; e a fase em tempo local, 8 h afrente do UTC.

Maré barotrópica- PIL100																
Prof. (m)	M2				S2				K1				O1			
	Eix. Ma. ( $m s^{-1}$ )	Eix. Me. ( $m s^{-1}$ )	Orient. (graus)	Fase (graus)	Eix. Ma. ( $m s^{-1}$ )	Eix. Me. ( $m s^{-1}$ )	Orient. (graus)	Fase (graus)	Eix. Ma. ( $m s^{-1}$ )	Eix. Me. ( $m s^{-1}$ )	Orient. (graus)	Fase (graus)	Eix. Ma. ( $m s^{-1}$ )	Eix. Me. ( $m s^{-1}$ )	Orient. (graus)	Fase (graus)
21-85	0.205	0.024	99.91	174.17	0.146	0.008	95.3	226.93	0.021	0.016	84.67	239.3	0.019	0.006	60.03	242.7

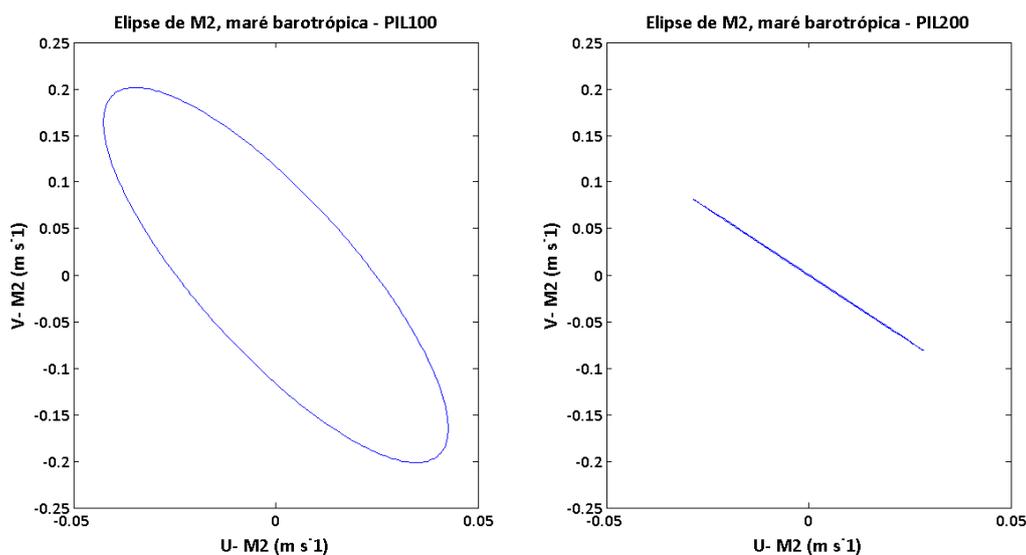


Figura 15. Elipse de maré barotrópica reconstituída em período  $M_2$  para a estação PIL100 (esquerda) e PIL200 (direita). O comprimento zero do eixo menor da elipse de maré barotrópica em PIL200 decorre da mudança no sentido de rotação das células de diferentes profundidades em PIL200.

#### 5.4.2. Fluxos de Maré Baroclínica

Os resultados da análise harmônica do escoamento residual baroclínico são apresentados na Tabela 11 para a estação PIL200 e na Tabela 12 para a estação PIL100. A corrente baroclínica apresentou forte caráter diurno, de modo que a razão  $K_1/M_2$  para PIL100 (PIL200) foi 1.9 (0.4). A razão PIL100/PIL200 entre o comprimento médio do eixo maior das componentes  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$ , e  $O_1$  foi de respectivamente 0.33, 0.23, 1.41, e 0.61.

Em profundidades intermediárias, o comprimento médio do eixo maior foi o mínimo para todas as componentes mostradas nas tabelas nas duas estações de fundeio. Em PIL100 (PIL200) o comprimento de  $M_2$  a 61 m (88 m) de profundidade foi de  $0.004 \text{ m s}^{-1}$  ( $0.011 \text{ m s}^{-1}$ ), enquanto que os máximos comprimentos foram registrados na célula mais profunda e na mais rasa, ou  $0.031 \text{ m s}^{-1}$  ( $0.055 \text{ m s}^{-1}$ ) a 85 m (178 m) e  $0.015 \text{ m s}^{-1}$  ( $0.049 \text{ m s}^{-1}$ ) a 21 m (28 m) em PIL100 (PIL200).

Profundidades intermediárias nas duas estações não apenas apresentaram as menores velocidades de maré baroclínica, mas também a inversão de fase de  $M_2$  de aproximadamente  $180^\circ$ . Em PIL100, a diferença de fase entre as camadas superiores e inferiores à profundidade intermediária (sem incluir a mesma) para  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$ , e  $O_1$  foi de respectivamente  $183^\circ$ ,  $115^\circ$ ,  $178^\circ$ , e  $188^\circ$ . Em PIL200 essa mesma diferença foi de respectivamente  $172^\circ$ ,  $141^\circ$ ,  $7^\circ$ , e  $6^\circ$ . Para essa última estação, a diferença de fase para a célula de 178 m volta a ser pequena em relação à média da camada mais rasa ( $10^\circ$ ).

Em PIL100, o sentido de rotação das elipses de  $M_2$  foi anti-horário para a maior parte das células de profundidade, exceto para as de 53 e 61 m. A orientação das elipses de  $M_2$  em PIL100 foi bastante variável ao longo da coluna d'água (Figura 16a, esquerda), a partir da célula mais superficial ( $169^\circ$ ) até a mais profunda ( $87^\circ$ ) as elipses foram rotacionadas de  $82^\circ$ . Em PIL200 a única célula de profundidade que apresentou sentido de rotação horária foi a de 98 m. A orientação das elipses de  $M_2$  em PIL200 foi também bastante variável (Figura 16a, direita), a partir da célula mais superficial ( $84^\circ$ ) até a mais profunda ( $156^\circ$ ) as elipses foram rotacionadas de  $72^\circ$ .

Tabela 11. Componentes harmônicas do residual baroclínico em PIL200. As propriedades das elipses apresentadas são o comprimento do eixo maior (Eix. Ma.) e eixo menor (Eix. Me.) em  $m s^{-1}$ , onde +  $m s^{-1}$  (Eix. Me.) indica rotação anti-horária do vetor velocidade e -  $m s^{-1}$  (Eix. Me.) rotação horária; orientação (Orient.) em graus, anti-horário em relação a um referencial aproximadamente paralelo ao contorno continental; e a fase em tempo local, 8 h afrente do UTC.

Maré baroclínica- PIL200																
Prof. (m)	M2				S2				K1				O1			
	Eix. Ma. ( $m s^{-1}$ )	Eix. Me. ( $m s^{-1}$ )	Orient. (graus)	Fase (graus)	Eix. Ma. ( $m s^{-1}$ )	Eix. Me. ( $m s^{-1}$ )	Orient. (graus)	Fase (graus)	Eix. Ma. ( $m s^{-1}$ )	Eix. Me. ( $m s^{-1}$ )	Orient. (graus)	Fase (graus)	Eix. Ma. ( $m s^{-1}$ )	Eix. Me. ( $m s^{-1}$ )	Orient. (graus)	Fase (graus)
28	0.049	0.027	84.13	333.96	0.041	0.017	81.48	248.11	0.028	0.015	149.9	40.65	0.014	0.008	55.68	131.49
38	0.045	0.012	50.83	320.98	0.046	0.004	94.69	237.47	0.02	0.013	126.49	11.4	0.01	0.003	93.49	158.55
48	0.042	0.011	48.23	322.52	0.044	0.003	93.28	237.14	0.017	0.009	112.98	358.52	0.007	-0.003	147.63	99.73
58	0.036	0.009	43.89	318.06	0.041	0.003	92.45	239.19	0.011	0.006	102.14	353.09	0.013	0.003	155.23	67.19
68	0.03	0.005	38.88	309.95	0.039	0.005	93.17	241.9	0.009	0.003	85.42	356.41	0.014	0.007	116.74	33.03
78	0.023	0.001	35.84	307.16	0.037	0.008	95.88	250.94	0.01	0.002	86.57	8.41	0.015	0.006	94.55	7.85
88	0.011	0	3.58	317.32	0.034	0.006	93.41	258.88	0.009	0.001	80.35	24.56	0.014	0.004	75.09	358.15
98	0.015	-0.002	115.25	128.39	0.021	-0.001	96.07	264.84	0.005	0.003	75.16	17.87	0.012	0.004	70.98	345.34
108	0.023	0.001	107.25	126.94	0.01	-0.004	23.23	352.14	0.003	0	113.73	86.61	0.013	0.006	75	335.97
118	0.031	0.008	96.41	126.94	0.016	0.007	34.76	354.36	0.007	0.004	170.95	219.39	0.013	0.003	102.86	353.09
128	0.037	0.01	80.61	126.66	0.024	0.009	79.94	41.75	0.014	0.003	12.94	53.85	0.007	-0.002	130.85	314.5
138	0.04	0.008	69.16	123.23	0.041	0.005	90.53	58.6	0.012	0.001	29.77	68.56	0.01	0.005	119.48	205.18
148	0.037	0.008	46.99	127.76	0.057	0.002	93.75	65.59	0.015	0.009	71.53	155.76	0.016	0.004	112.25	189.46
158	0.039	0.021	10.51	126.48	0.061	0.003	94.54	72.99	0.03	0.006	104.81	192.04	0.016	0.009	103.94	195.37
168	0.039	0.021	10.51	126.48	0.061	0.003	94.54	72.99	0.03	0.006	104.81	192.04	0.016	0.009	103.94	195.37
178	0.055	0.029	155.9	309.44	0.051	0	92.72	76.44	0.021	0.005	86.04	191.95	0.01	0.007	45.06	187.63

Tabela 12. Componentes harmônicas do residual baroclínico em PIL100. As propriedades das elipses apresentadas são o comprimento do eixo maior (Eix. Ma.) e eixo menor (Eix. Me.) em  $m s^{-1}$ , onde +  $m s^{-1}$  (Eix. Me.) indica rotação anti-horária do vetor velocidade e -  $m s^{-1}$  (Eix. Me.) rotação horária; orientação (Orient.) em graus, anti-horário em relação a um referencial aproximadamente paralelo ao contorno continental; e a fase em tempo local, 8 h afrente do UTC.

Maré baroclínica- PIL100																
Prof. (m)	M2				S2				K1				O1			
	Eix. Ma. ( $m s^{-1}$ )	Eix. Me. ( $m s^{-1}$ )	Orient. (graus)	Fase (graus)	Eix. Ma. ( $m s^{-1}$ )	Eix. Me. ( $m s^{-1}$ )	Orient. (graus)	Fase (graus)	Eix. Ma. ( $m s^{-1}$ )	Eix. Me. ( $m s^{-1}$ )	Orient. (graus)	Fase (graus)	Eix. Ma. ( $m s^{-1}$ )	Eix. Me. ( $m s^{-1}$ )	Orient. (graus)	Fase (graus)
21	0.015	0.008	169.21	277.41	0.012	0.005	12.5	123.17	0.032	0.018	4.14	237.12	0.008	-0.003	96.92	327.84
29	0.011	0.008	153.52	259.01	0.008	0.005	17.04	126.64	0.029	0.017	21.98	245.79	0.008	-0.002	94.41	323.82
37	0.009	0.005	100.64	212.79	0.004	0.003	24.45	154.87	0.022	0.013	44.67	261.96	0.007	-0.002	95.74	311.73
45	0.009	0.001	81.63	210.35	0.005	0	38.8	199.16	0.014	0.005	67.11	273.07	0.006	0.001	101.32	320.09
53	0.006	-0.002	76.27	227.31	0.007	-0.003	19	252.86	0.005	-0.001	141.98	234.12	0.004	0.002	136.93	331.13
61	0.004	-0.001	35.9	263.19	0.009	-0.003	1.26	297.87	0.014	0.007	27.74	77.48	0.003	0	2.56	201.47
69	0.006	0.002	168.98	64.4	0.007	0	22.79	315.9	0.021	0.014	35.69	82.88	0.005	-0.002	100.54	128.88
77	0.011	0.007	132.89	70.7	0.006	-0.001	62.09	342.12	0.025	0.018	33.76	75.81	0.011	-0.002	117.03	127.71
85	0.031	0.012	87.51	28.93	0.019	0.003	79.79	35.35	0.03	0.016	36.29	71	0.017	0.002	100.4	148.24

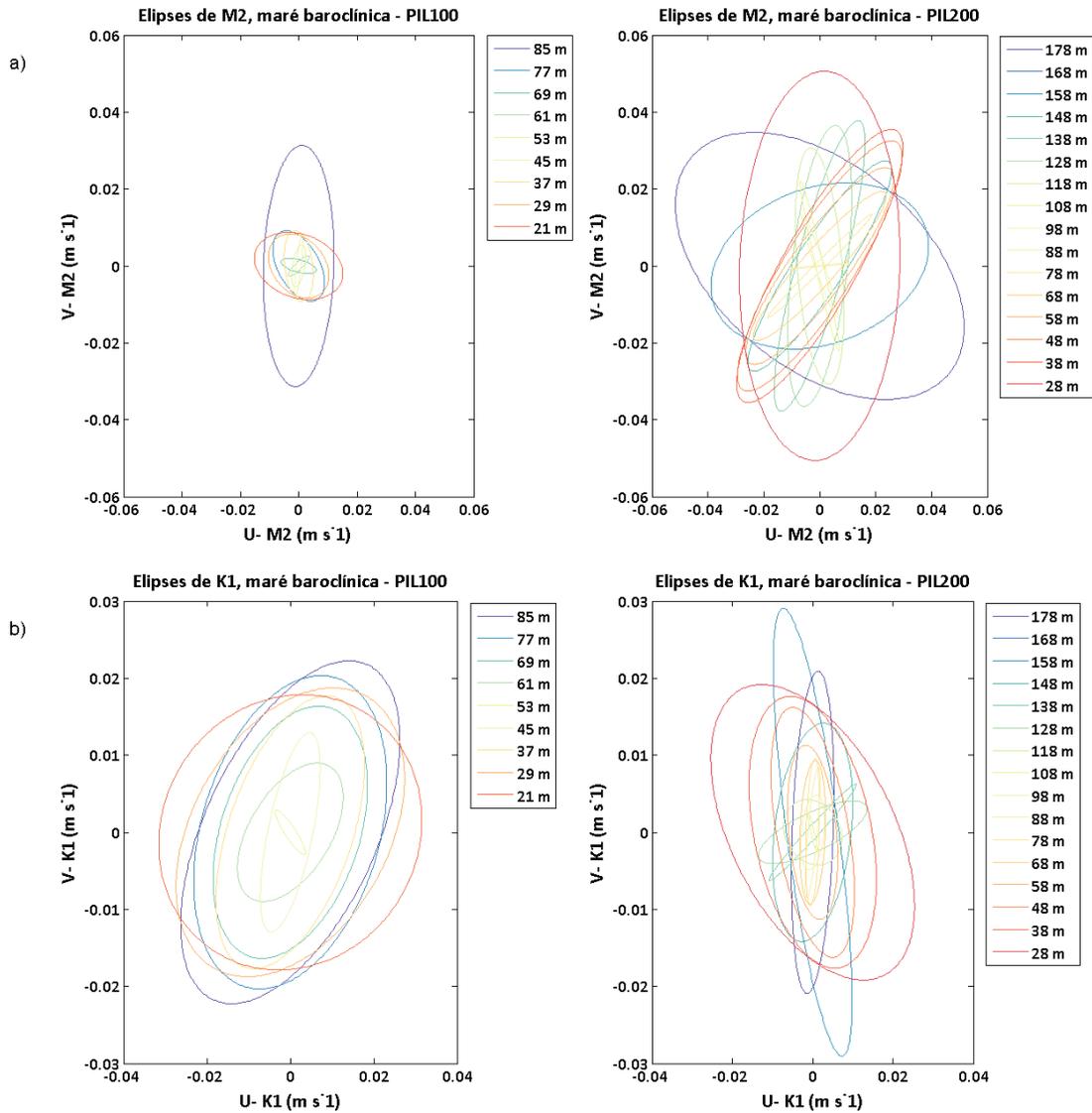


Figura 16. Elipses de maré baroclínica reconstituída para a estação PIL100 (esquerda) e PIL200 (direita), em período  $M_2$  (a) e  $K_1$  (b). Observar que as escalas dos eixos são diferenciadas entre as componentes.

### 5.4.3. Análise Espectral

A análise espectral das correntes descreve espectros de energia distintos em cada célula de profundidade para as duas estações de fundeio (Figura 17 e Figura 18). O componente longitudinal (V) de PIL200 (Figura 18b) apresentou máxima energia em período semi-diurno. Picos de energia também são observados em período entre 10 e 3 dias, e nos sub-harmônicos de  $M_2$  (e.g.,  $M_4$  e  $M_6$ ). As camadas mais profundas apresentaram picos de baixa energia em período próximo a 3 dias. Os espectros entre 10 e 3 dias apresentaram aumento aproximadamente progressivo a partir da camada mais funda (178 m) em direção a mais rasa (28 m).

O componente transversal (U) de PIL200 apresentou máxima energia em período próximo à 10 dias, seguido em ordem de importância por picos em período de 4 dias, próximo à

frequência inercial ( $f$ ) e a  $K_1$  (Figura 18a). Os espectros de período semi-diurno e entre 10 e 4 dias apresentaram aumento aproximadamente progressivo de energia a partir da camada mais profunda (178 m) em direção a mais rasa (28 m).

O componente longitudinal ( $V$ ) em PIL100 apresentou máxima energia em  $M_2$ , seguida por picos também em períodos entre 10 e 4 dias, próximos a  $f$ , e em  $K_1$  (Figura 17b). Os espectros em período entre 10 e 4 dias apresentaram aumento progressivo de energia a partir da camada mais profunda (85 m) em direção a mais rasa (21 m); assim como o espectro de  $M_2$ , apesar dos níveis energéticos estarem próximos nesse caso. Em  $K_1$  os picos foram mais significativos para as profundidades de 21 e 29 m, a partir da célula de 53 m existe um forte decaimento energético para esse período.

O componente transversal ( $U$ ) em PIL100 apresentou máxima energia em período de 5 dias (Figura 17a), de modo que os fluxos em profundidades inferiores a 53 m exibiram níveis de energia maiores do que os mais profundos. As menores energias nesse período foram descritas por fluxos entre 85 e 61 m, a partir de onde existe um aumento progressivo em direção à célula mais rasa (21 m). Em períodos próximos a  $M_2$  as células mais rasas descrevem picos de energia significativa em período de 14 h, os quais também apresentam aumento progressivo de energia em direção à célula de 21 m.

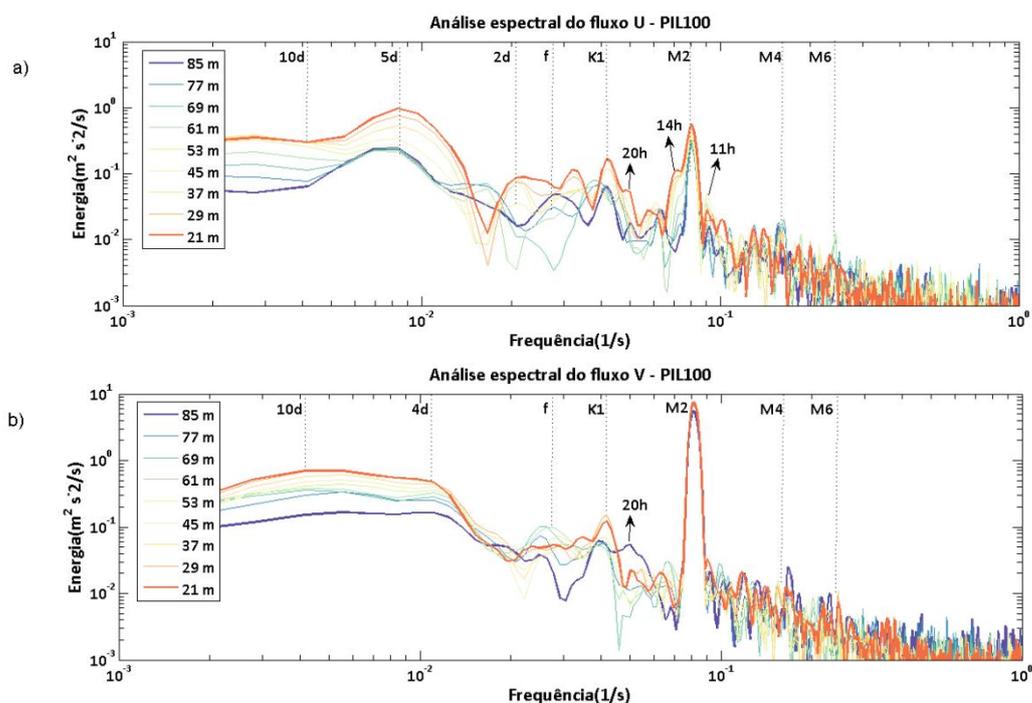


Figura 17. Análise espectral do componente transversal (a) longitudinal (b) dos fluxos por células de profundidade em PIL100.

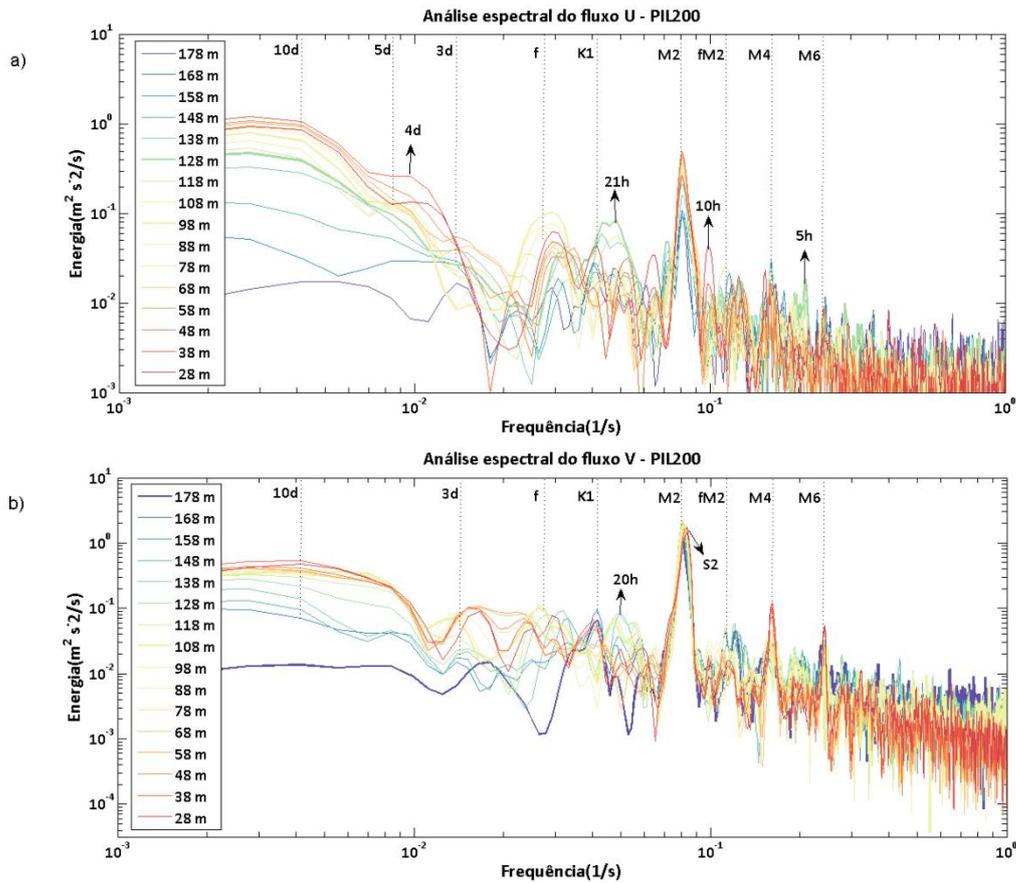


Figura 18. Análise espectral do componente transversal (a) e longitudinal (b) dos fluxos por células de profundidade em PIL200.

### 5.5. *Slocum Glider*

A cobertura do *Slocum glider* entre 23 e 27 de setembro mostram que perturbações do campo de temperatura em PIL200 apresentaram deslocamentos das isotermas aproximadamente em fase com a maré (Figura 19a, b). Os maiores deslocamentos ocorreram em intervalos de ~24 h, nas primeiras horas dos dias 24, 25 e 26, intercalados por deslocamentos menores entre cada evento. Embora a isoterma de 23 °C tenha apresentado deslocamento médio de 50 m e 40 m para ciclos de maiores e menores amplitudes, ela não foi a isoterma de maior deslocamento para a série temporal em destaque. Nem tampouco apresentou as máximas depressões em fase com as isotermas de menores temperaturas, as quais também apresentaram divergência de fase entre si. Contudo, as descrições a seguir assumem a isoterma de 23 °C como padrão, mantendo assim a consistência com os resultados descritos anteriormente. Em PIL100, apesar da isoterma de 23 °C ter apresentado picos em período aproximadamente semi-diurno, não houve correlação de fase entre estes e os máximos deslocamentos da série temporal de PIL200 (Figura 19c). Para efeito de

comparação com as observações provenientes do *glider*, os intervalos entre os últimos quatro maiores deslocamentos da referida isoterma em PIL200 foram nomeadas de *i*, *ii*, e *iii*.

Diante do fato de que: (1) a diferença de fase do componente  $M_2$  do deslocamento da isoterma de 23 °C entre PIL100 e PIL200 foi de ~48 minutos (Tabela 6), sugerindo que a diferença de fase seja ainda menor entre a região de transição e PIL200; (2) as máximas depressões das isotermas em PIL200 ocorreram em intervalo aproximadamente semi-diurno, e não houve registro de deslocamento maior do que 10 m dentro do referido intervalo; e (3) o tempo de descida (subida) do *glider* ao longo de uma coluna de água de 135 m, profundidade estimada da região de transição entre PIL100 e PIL200, foi de 15 minutos (12 minutos), estabelece-se como premissa que as oscilações da isoterma de 23 °C registradas pelo *glider* sejam coerentes o suficiente para descrever as máximas oscilações e suas potenciais mudanças de fase e forma baroclínica, mesmo considerando que o último seja um referencial móvel. A comparação da isoterma de 23 °C observada em PIL200 e PIL100 com os dados do *glider* esta exposta na Figura 20. O intervalo *iii* apresentou a maior semelhança entre as observações, onde o período de oscilação foi de ~10.5 h para os registros de PIL200 e do *glider*. Para o intervalo *ii*, o período foi de ~11 h em PIL200, enquanto que *glider* registrou uma fissão em dois períodos de 7 h. Similar ao que foi observado para o intervalo *i*, porém apresentando uma leve diminuição do período para ~10.5 h em PIL200 e ~6.5 h para o *glider*.

A partir da zona de transição entre PIL100 e PIL200 até ~40 km costa adentro, o coeficiente de retroespalhamento volumétrico (CRV) manteve-se acima da média para a plataforma continental, calculada ao longo do trajeto completo do *glider*, de 19 a 27 de setembro e entre as isóbatas de 42 m e 195 m (Figura 19f, g). Os máximos valores dessa variável foram registrados em meados do dia 23, nas proximidades da isóbata de 62 m. O campo de temperatura registrado pelo *glider* nas proximidades da quebra da plataforma apresentou três feições que aparentam serem intrusões na forma de “língua” de temperatura mais fria do que os valores de fundo (Figura 19d, posição indicada pelas setas). A primeira delas coincide no tempo e no espaço com o registro do máximo pico de CRV, em meados do dia 23. Enquanto que a terceira, a mais próxima à quebra do contorno continental, mostra uma nítida comunicação com a temperatura imediatamente abaixo da quebra da plataforma; que se estende até a segunda intrusão de temperatura.

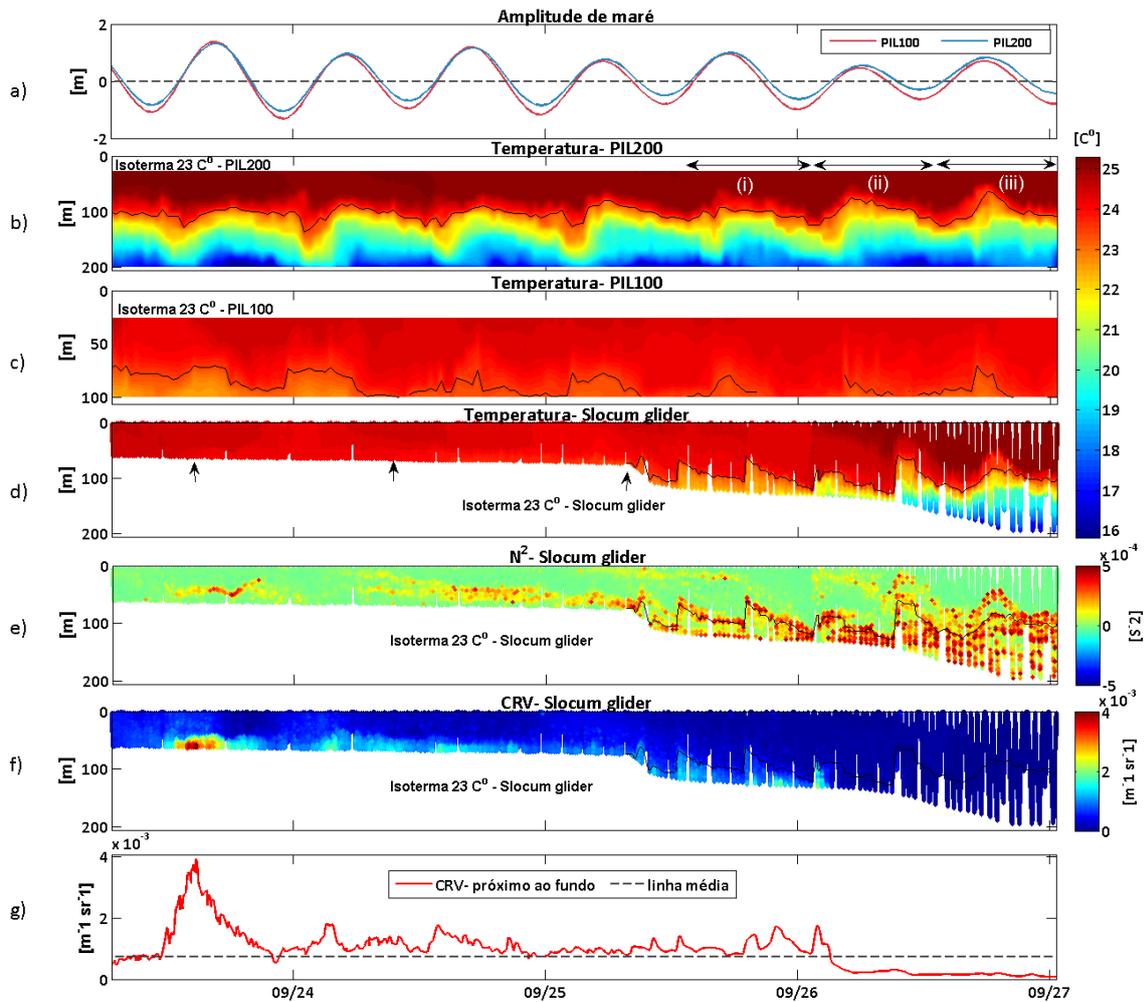


Figura 19. Séries temporais da amplitude de maré obtidas pelos ADCPs fundeados em PIL100 e PIL200 (a); campo de temperatura em PIL200, em destaque isoterma de 23 °C e os intervalos de comparação para com os registros do *glider* – *i*, *ii*, e *iii* (b); campo de temperatura em PIL100 e isoterma de 23 °C (c); campo de temperatura observado pelo *glider*, em destaque isoterma de 23 °C e frentes de temperatura (d); coeficiente de *Brunt-Väisälä* e isoterma de 23 °C (e); coeficiente de retrospalhamento volumétrico e isoterma de 23 °C (f); linha interpolada de CRV próximo ao fundo e linha média (g).

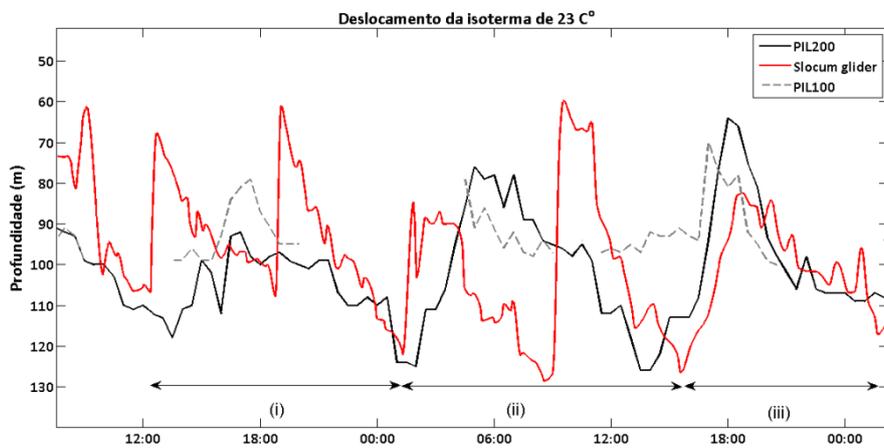


Figura 20. Deslocamento da isoterma de 23 °C descrita pelos sensores de temperatura nas estações fixas de fundo (PIL100 e PIL200) e pelo *Slocum glider*, sobre diferentes isóbatas da PCNA. Em destaque (*i*, *ii* e *iii*) os intervalos selecionados para discussão.

## 6. Discussão

### 6.1. Campo de Onda Interna

Estudos predecessores realizados na quebra da PCNA próximo à plataforma de produção de gás natural NRA (localização aproximada de PIL200) entre janeiro e julho, descreveram um campo de onda interna predominantemente semi-diurno e de desigualdade diurna, apresentando direção de propagação costa adentro (*e.g.*, Holloway, 1984; Holloway *et al.*, 2001; Van Gastel *et al.*, 2009; Van Gastel, 2010). Apesar dos referidos trabalhos não terem considerado o mês de setembro em suas análises, os resultados aqui apresentados descrevem um campo de onda interna de mesmas características. A razão  $K_1/M_2$  de 0.3 entre as amplitudes de deslocamento das isotermas em PIL200 (Tabela 5) sugere a predominância de marés internas semi-diurnas. A direção horizontal na qual as ondas internas se propagam é definida pela orientação das elipses dos fluxos baroclínicos, porém apresentando ambiguidade de  $180^\circ$  (Holloway, 1984). Desse modo, a orientação de  $M_2$  variando entre  $84^\circ$  (28 m) e  $155^\circ$  (178 m) em relação a um referencial aproximadamente paralelo ao contorno continental (Tabela 11) indica marés internas de propagação costa adentro, apresentando orientações respectivamente entre  $264^\circ$  e  $335^\circ$ .

Holloway *et al.* (2001) destacou que as maiores amplitudes de ondas internas foram observadas entre as isóbatas de 125 e 300 m, onde a forma baroclínica predominante foi a primeira (*forma-1*). As correntes baroclínicas apresentaram máximas velocidades de  $M_2$  próximo à superfície e ao fundo tanto em PIL100 quanto em PIL200 (respectivamente, Tabela 11 e Tabela 12); além de uma região de mínima velocidade à meia profundidade, a qual marca uma mudança de fase de aproximadamente  $180^\circ$  entre a camada superior e a inferior. Características que são consistentes com a *forma-1* (Holloway, 1984 e 2001). Esse tipo de forma baroclínica é tipicamente encontrado em plataformas continentais, além de definir o deslocamento vertical das isotermas em um único sentido (para cima ou para baixo) apresentam amplitudes e frequências caracteristicamente elevadas (Helfrich & Melville, 2006).

De acordo com Van Gastel (2010) as marés internas registradas próximas à NRA são produzidas em sítio localizado a cerca de 70 km costa fora a essa região, variando em 120 km ao longo da curvatura das isóbatas de 400-600 m (Figura 1). Conforme a maré interna se afasta do local de origem em direção à linha de costa, trens de ondas internas solitárias (*solitons*) passam a serem formados a partir da deformação não linear de marés internas

lineares (Van Gastel *et al.*, 2009), os quais são continuamente modificados através do aumento progressivo das amplitudes e do número de oscilações à medida que interagem com o fundo marinho em seu percurso costa adentro. As perturbações do campo de temperatura em PIL200 caracterizam *bores* internos com período de ocorrência aproximadamente semi-diurno acompanhados por *solitons* de período mais curto, como destacado na Figura 11. O termo *solibore* foi cunhado para caracterizar ondas as quais apresentam propriedades de *bores* internos acompanhados por *solitons* (Henyey & Hoering, 1997).

A deformação não linear das marés internas e a formação de *solitons* são características importantes do campo de onda interna na PCNA e em muitas outras plataformas e contornos continentais (*e.g.*, Gerkema & Zimmerman, 2008; Holloway *et al.*, 2001). A presente análise do campo de onda interna foi baseada em uma aproximação linear de ondas internas com fortes características não lineares, dessa forma, os resultados apresentados nessa seção precisam ser vistos com cautela. Principalmente para a estação PIL100, onde são esperadas importantes transformações dinâmicas associadas à drástica redução da profundidade. As baixas magnitudes das elipses de  $M_2$  em PIL100 são prováveis consequências dessa baixa linearidade (Tabela 12).

## 6.2. Transformações Baroclínicas

Após a passagem dos *solibores* por PIL200, a progressiva redução de profundidade em direção à PIL100 faz com que essas ondas tornem-se mais susceptíveis à quebra (Djordjevic & Redekopp, 1978). Com base em um modelo numérico não linear Van Gastel (2010) aponta para profundidades próximas a 130 m como sendo a região de maior dissipação de energia de ondas internas; o que condiz com observações apresentados por Holloway *et al.* (2001) para a mesma área de estudo, os quais identificaram os maiores fluxos de energia entre 80 e 150 m de profundidade. Dessa forma, a zona de transição entre PIL100 e PIL200, profundidade média de ~135 m, é apontada como a secção da plataforma na qual mecanismos de quebra são melhor desenvolvidos. As transformações envolvidas na mudança de forma baroclínica dos *solibores* entre as duas estações físicas de fundeio, resultado do processo de quebra dessas ondas, foram registradas pelo *Slocum glider* entre os dias 25 e 27 (Figura 20).

Para melhor entender as transformações na região de transição, é preciso definir as características dos *solibores* quando em PIL200. O campo de temperatura entre os dias 23 e 27 (Figura 19b) revela perturbações que caracterizam *solibores* mais semelhantes à *bores* internos do que *solitons*, o que é particularmente evidente para a depressão nas primeiras horas do dia 25. Estudos numéricos e laboratoriais vêm demonstrando que quando as

condições são conducentes à quebra, processos não lineares fazem com que os *solitons* se inclinem e formem *bores* internos (e.g., Vlasenko & Hutter, 2002).

A comparação entre os *solibores* entre os períodos i, ii, e iii indicam fortes mudanças na forma baroclínica (Figura 20). As características dessas ondas assemelham-se ao resultado do mecanismo de fissão de *solibores* apresentados por Aghsaei *et al.* (2010), com base em simulações numéricas bidimensionais de alta resolução. Segundo este autor, *solibores* ao incidirem sobre contornos de baixa declividade se degeneram por fissão à medida que ultrapassam a região onde a picnoclina localiza-se aproximadamente à meia profundidade. Esse processo ocorre gradualmente à medida que a onda progride em direção à linha de costa, e em escalas temporais mais longas do que a quebra da onda por capotamento (Aghsaei *et al.*, 2010).

À medida que a onda se aproxima de PIL100, o aumento abrupto da declividade deixa de favorecer a continuidade da quebra por fissionamento, o que conceitualmente resultaria em depressões em períodos cada vez menores (Aghsaei *et al.*, 2010). Nesse caso, é sugerido que a inclinação tenha sido o suficiente para causar a quebra por capotamento do *solibore* incidente. O que pode resultar na origem de *boluses* turbulentos (Lamb, 2003). A formação intermitente de *boluses* nas proximidades da quebra da plataforma continental pode originar pulsos de águas mais densas provenientes de regiões mais profundas para o interior da plataforma (Davies & Monismith, 2011). A existência de “línguas” de temperatura mais baixa localizadas na camada inferior da coluna d’água (setas, Figura 19d) sugere a formação dos referidos *boluses* turbulentos de propagação costa adentro.

Diversos estudos apontam para o importante papel dos *solibores* em promoverem a ressuspensão de material particulado em ambientes suficientemente rasos para interferirem em sua propagação, como em plataformas e trechos mais rasos dos contornos continentais (e.g, Bogucki *et al.*, 1997; Klymak & Moum, 2003; Hosegood & Van Haren, 2004; Quaresma *et al.*, 2007; Pormar *et al.*, 2012). O CRV manteve-se acima da média para a plataforma continental (linha tracejada, Figura 19g) a partir da região de transição entre as duas estações fixas de fundeio (próximo ao dia 26) em direção à linha de costa, até o início da elevação que marca o máximo valor alcançado para este coeficiente (em meados do dia 23). O que pode estar relacionado às instabilidades produzidas sob os *solibores*, as quais são comumente associadas ao processo de quebra dessas ondas à medida que se propagam costa adentro (Bourgault *et al.*, 2014).

### 6.3. Correntes Subinerciais

O perfil vertical médio do componente longitudinal (V) do fluxo em PIL100 foi aproximadamente unidirecional e positivo, diferente daquele registrado em PIL200 onde o perfil também unidirecional tem valores negativos (Figura 12), implicando na existência de uma zona de cisalhamento entre as duas estações de fundeio. A direção do fluxo longitudinal à costa em PIL200 foi para sudoeste, assinatura que caracteriza o escoamento geostrófico local: a Corrente de Holloway (D'Adamo *et al.*, 2009). A velocidade média dessa corrente foi de  $-0.03 \text{ m s}^{-1}$ , magnitude que caracteriza o enfraquecimento tipicamente observado durante o final do inverno austral (Bahmanpour *et al.*, 2016). Enquanto que direção oposta do fluxo longitudinal em PIL100 (para nordeste) esta aparentemente relacionada à forte componente norte do campo de vento (Figura 3a), que apresentou um padrão regular de acordo com a climatologia apresentada por Godfrey & Mansbridge (2000).

De acordo com McClatchie (2013) a inversão de sentido do escoamento geostrófico é comumente associada a mudanças na declividade da superfície do mar, pois o consequente ajuste do campo de densidade produz mudanças na magnitude e/ou direção das correntes geostróficas. Portanto, a grande variação (nordeste/sudoeste e costa adentro/costa afora) observada nas correntes subinerciais em PIL100 e PIL200 (Figura 5f-i) pode estar correlacionada com as oscilações registradas para o campo de temperatura (Figura 10). Cujas possível origem está na variação do nível do mar por mecanismos subinerciais: como na estação PIL100, onde foram observadas oscilações inframareais com periodicidade aproximada de 7 dias e altura de 0.6 m (Figura 5b, linha cinza).

### 6.4. Espectro de Energia

O componente longitudinal (V) das correntes em PIL100 e PIL200 foi largamente modulado pela maré, conforme atestam as análises espectrais (Figura 17b e Figura 18b). A nítida variação vertical de energia em  $M_2$  apresentada pelo componente transversal (U) das correntes indica a maior importância das marés baroclínicas em relação à V (Figura 17a e Figura 18a), já que variações verticais de velocidade não são esperadas mediante marés barotrópicas. O componente  $M_2$  em PIL100 diminui em amplitude com o aumento da profundidade (Figura 13a, esquerda), diferente do que ocorre em PIL200 onde a amplitude de  $M_2$  aumenta com a profundidade (Figura 13a, direita). Sugere-se então que as oscilações de  $M_2$  em PIL100 tenham sido determinadas principalmente por fluxos barotrópicos, e a mesma em PIL200 por fluxos baroclínicos. Os resultados discriminados de maré baroclínica para as

duas estações fixas de fundeio (Tabela 11 e Tabela 12) confirmam a maior significância de fluxos baroclínicos nas componentes fundamentais de maré em PIL200.

A transição entre os harmônicos de maré mais baixos para os harmônicos mais altos ocorre por cascata de energia atrelada às interações com oscilações de fundo e contornos físicos (*e.g.*, Huthnance, 1981; Hosegood & Van Haren, 2006). Quanto mais afastado do sítio de origem, o atrito e a difusão de energia tendem a favorecer a prevalência de harmônicos maiores (Wunsch, 1975). Contudo, apesar de estar localizada em zona mais profunda onde os fluxos são mais lentos e a topografia menos influente no escoamento, a estação PIL200 apresentou uma assinatura clara de oscilações de componentes sub-harmônicas de  $M_2$  (*e.g.*,  $M_4$  e  $M_6$ ) no componente longitudinal do fluxo (Figura 18b), assim como no deslocamento das isotermas (Figura 8). De acordo com Holloway *et al.* (2001), em observações provenientes de fundeios no contorno continental próximo a NRA, a elevada energia associada à essas frequências estaria relacionada à interações não lineares das marés baroclínicas na região.

Ondas internas ocorrem no oceano em bandas do espectro entre o período inercial ( $f = \sim 36$  h para a área de estudo considerada) e o de fluatibilidade ( $N =$  média de  $\sim 0.03$  h para a área de estudo considerada). No caso das marés internas, a energia em frequência não mareal reflete interações não lineares entre o deslocamento (principalmente) em  $M_2$  e variações mais lentas das condições de fundo. Hosegood & Van Haren (2006) denominaram tais oscilações em frequências fora dos harmônicos fundamentais, de marés internas incoerentes. Segundo esses autores, discrepâncias em relação à banda de onda interna (fora do limite  $f-N$ ) podem ser originadas pela intermitência de marés internas associadas à mudança da condição de fundo por processos de mesoescala; tais quais vórtices, meandros, ondas planetárias e topográficas.

Devido ao fato das estações PIL100 e PIL200 estarem localizadas longe do local de origem de marés internas (Holloway *et al.*, 2001; Van Gastel, 2010), as análises espectrais aqui apresentadas descrevem picos de energia em bandas largas do espectro. Além de  $M_2$  e  $K_1$ , períodos entre 3 e 10 dias foi a janela espectral que apresentou maior energia, principalmente para PIL100, onde a densidade de energia para o componente transversal do fluxo superou até mesmo  $M_2$  (Figura 17a). De modo geral, pulsos de velocidade entre 3 e 10 dias apresentaram energia equiparáveis à  $M_2$  para a maior parte da coluna d'água nas duas estações de fundeio (Figura 17 e Figura 18), principalmente para o componente transversal; sugerindo que a energia nessa banda pode estar fortemente correlacionada com a incoerência de marés internas na região. Por exemplo, na Bahia de *Biscay* variações no campo de

densidade resultaram em incoerências de marés internas em períodos entre 5-7 dias, as quais abrangeram cerca de 30 % da energia total do componente baroclínica em  $M_2$  (Van Haren, 2004a).

O campo de temperatura filtrado entra as bandas de 3 e 6 dias descreve variações de até 0.6 °C consistentes ao longo de faixas contínuas de profundidade (Figura 10). Numerosos estudos numéricos e observacionais vêm demonstrando que pequenas variações de densidade podem acarretar em importantes alterações no campo de onda interna (*e.g.*, Hosegood & Van Haren, 2006). Com base no campo de temperatura (Figura 19d) e salinidade (não mostrado) fornecido pelo *glider*, foi visto que próximo ao contorno continental da área de estudo a temperatura é o parâmetro dominante na determinação do campo de densidade. Portanto, a elevada energia entre 3 e 10 dias estaria relacionada à incoerência do espectro de marés internas através da redistribuição da energia de ondas internas, assim como no exemplo apresentado para a Bahia de Biscay, cuja origem estaria na modificação subinercial das condições de fundo (principalmente) decorrente das variações no campo de temperatura.

## 7. Conclusão

O campo de onda interna na PCNA em setembro de 2013 foi coerente com o apresentado por estudos predecessores para o mesmo local entre os meses de janeiro e julho, caracterizado por ser predominantemente semi-diurno e de desigualdade diurna, direção de propagação costa adentro, e *forma-1* baroclínica. As perturbações do campo de temperatura descreveram *solibores* mais semelhantes à *bores* internos do que *solitons*, o que foi atribuído à tendência de quebra das ondas internas já em PIL200; pois nessas condições processos não lineares fazem com que os *solitons* se inclinem e formem *bores* internos.

As observações do *glider* na região de transição entre PIL100 e PIL200 sugere a degeneração das marés internas por fissão, o que foi atribuído à baixa declividade local associada ao aumento progressivo de profundidade. Enquanto que em PIL100 evidências sugerem o desenvolvimento de *boluses* turbulentos mediante o aumento abrupto da declividade. A ocorrência dos referidos processos de quebra entre as isóbatas de 100 e 200 m, apesar de não ter sido previamente reportada, foi prevista por estudos observacionais e numéricos na região através de valores elevados para a dissipação de energia de ondas internas nesse trecho da plataforma.

Observações provenientes das duas estações fixas de fundeio revelaram uma dinâmica controlada principalmente por marés. As componentes harmônicas de maré interna se apresentaram mais fortemente em PIL200 do que em PIL100. Levando em conta que a análise utilizada foi baseada em uma aproximação linear de ondas internas com fortes características não lineares, foi sugerido que as menores magnitudes das componentes de maré interna em PIL100 tenha sido consequência do aumento da não-linearidade decorrente da menor profundidade local em relação à PIL200.

As análises espectrais aqui apresentadas descrevem picos de energia em bandas largas do espectro, as maiores densidades energéticas foram observadas em  $M_2$ ,  $K_1$ , e períodos entre 3 e 10 dias. A energia na janela espectral de 3-10 dias foi equiparável à  $M_2$  para a maior parte da coluna d'água. A elevada energia nessa banda foi atribuída à incoerência de marés internas na região, associada principalmente ao ajuste do campo de densidade à ação de processos físicos de mesoescala. As correntes subinerciais tanto em PIL100 quanto em PIL200 apresentaram evidências do impacto das referidas mudanças no campo de densidade sobre o escoamento geostrófico pré-estabelecido, o qual foi coerente com o perfil vertical médio de inverno para a corrente geostrófica local (Corrente de Holloway).

## 8. Referências Bibliográficas

- Aghsaee, P., Boegman, L., & Lamb, K. G. (2010). Breaking of shoaling internal solitary waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 659, 289-317.
- Apel, J. R. (2002). Oceanic internal waves and solitons. *An atlas of oceanic internal solitary waves*, 1-40.
- Baines, P. G. (1981). Satellite observations of internal waves on the Australian north-west shelf. *Marine and Freshwater Research*, 32(3), 457-463.
- Bahmanpour, M. H., Pattiaratchi, C., Wijeratne, E. M. S., Steinberg, C., & D'Adamo, N. (2016). Multi-Year Observation of Holloway Current along the Shelf Edge of North Western Australia. *JOURNAL OF COASTAL RESEARCH*, 517-521.
- Bourgault, D., Morsilli, M., Richards, C., Neumeier, U., & Kelley, D. E. (2014). Sediment resuspension and nepheloid layers induced by long internal solitary waves shoaling orthogonally on uniform slopes. *Continental Shelf Research*, 72, 21-33.
- Bosserelle, C., Pattiaratchi, C., & Haigh, I. (2012). Inter-annual variability and longer-term changes in the wave climate of Western Australia between 1970 and 2009. *Ocean Dynamics*, 62(1), 63-76.
- Brink, K. H., Bahr, F., & Shearman, R. K. (2007). Alongshore currents and mesoscale variability near the shelf edge off northwestern Australia. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 112(C5).
- Chereskin, T. K. (1983). Generation of internal waves in Massachusetts Bay. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 88(C4), 2649-2661.
- Church, J. A., Craig, P. D., & Wiley, J. (1998). Australia's shelf seas: diversity and complexity-coastal segment (30, WS). *The sea*, 11, 933-96.
- D'Adamo, N., Fandry, C., Buchan, S., & Domingues, C. (2009). Northern sources of the Leeuwin current and the "Holloway Current" on the North West Shelf. *Journal of the Royal Society of Western Australia*, 92(2), 53-66.
- Djordjevic, V. D., & Redekopp, L. G. (1978). The fission and disintegration of internal solitary waves moving over two-dimensional topography. *Journal of Physical Oceanography*, 8(6), 1016-1024.

- Egbert, G. D., & Ray, R. D. (2000). Significant dissipation of tidal energy in the deep ocean inferred from satellite altimeter data. *Nature*, *405*(6788), 775-778.
- Gerkema, T., & Zimmerman, J. T. F. (2008). An introduction to internal waves. Lecture Notes, Royal NIOZ, Texel.
- Godfrey, J. S., & Mansbridge, J. V. (2000). Ekman transports, tidal mixing, and the control of temperature structure in Australia's northwest waters. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *105*(C10), 24021-24044.
- Helfrich, K. R., & Melville, W. K. (2006). Long nonlinear internal waves. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, *38*, 395-425.
- Henye, F. S., & Hoering, A. (1997). Energetics of borelike internal waves. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *102*(C2), 3323-3330.
- Holloway, P. E. (1983). Tides on the Australian North-west shelf. *Marine and Freshwater Research*, *34*(1), 213-230.
- Holloway, P. E. (1984). On the semidiurnal internal tide at a shelf-break region on the Australian North West Shelf. *Journal of Physical Oceanography*, *14*(11), 1787-1799.
- Holloway, P. E., Humphries, S. E., Atkinson, M., & Imberger, J. (1985). Mechanisms for nitrogen supply to the Australian North West Shelf. *Marine and Freshwater Research*, *36*(6), 753-764.
- Holloway, P. E., Pelinovsky, E., Talipova, T., & Barnes, B. (1997). A nonlinear model of internal tide transformation on the Australian North West Shelf. *Journal of Physical Oceanography*, *27*(6), 871-896.
- Holloway, P. E. (1994). Observations of internal tide propagation on the Australian North West Shelf. *Journal of Physical Oceanography*, *24*(8), 1706-1716.
- Holloway, P. E., Chatwin, P. G., & Craig, P. (2001). Internal tide observations from the Australian north west shelf in summer 1995. *Journal of Physical Oceanography*, *31*(5), 1182-1199.
- Hosegood, P., & van Haren, H. (2004). Near-bed solibores over the continental slope in the Faeroe-Shetland Channel. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, *51*(25), 2943-2971.

- Hosegood, P., & van Haren, H. (2006). Sub-inertial modulation of semi-diurnal currents over the continental slope in the Faeroe-Shetland Channel. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 53(4), 627-655.
- Huthnance, J. M. (1981). Waves and currents near the continental shelf edge. *Progress in Oceanography*, 10(4), 193-226.
- Huthnance, J. M. (1989). Internal tides and waves near the continental shelf edge. *Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics*, 48(1-3), 81-106.
- Lamb, K. G. (2003). Shoaling solitary internal waves: on a criterion for the formation of waves with trapped cores. *Journal of Fluid Mechanics*, 478, 81-100.
- McClatchie, S. (2013). Regional Fisheries Oceanography of the California Current System. Springer.
- McClennen, C. E. (1973). New Jersey continental shelf near bottom current meter records and recent sediment activity. *Journal of Sedimentary Research*, 43(2).
- Palanques, A., Puig, P., Guillén, J., Jiménez, J., Gracia, V., Sánchez-Arcilla, A., & Madsen, O. (2002). Near-bottom suspended sediment fluxes on the microtidal low-energy Ebro continental shelf (NW Mediterranean). *Continental Shelf Research*, 22(2), 285-303.
- Pattiaratchi, C., Hollings, B., Woo, M., Hanson, C., & Welhena, T. (2010). Dense Shelf Water Cascade Along West Australian Continental Shelves. Conference paper.
- Pawlowicz, R., Beardsley, B., & Lentz, S. (2002). Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T\_TIDE. *Computers & Geosciences*, 28(8), 929-937.
- Pomar, L., Morsilli, M., Hallock, P., & Bádenas, B. (2012). Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record. *Earth-Science Reviews*, 111(1), 56-81.
- Rao, A. D., Babu, S. V., Murty, P. L. N., & Pandey, S. (2011). Impact of stratification on internal waves and differential wearing of thermal inversions on the east coast of India. *Natural hazards*, 57(3), 577-595.
- Rayson, M. D., Ivey, G. N., Jones, N. L., Meuleners, M. J., & Wake, G. W. (2011). Internal tide dynamics in a topographically complex region: Browse Basin, Australian North West Shelf. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C1).

- Sainsbury, K. J. (1979). CSIRO defining fish stocks on NW shelf. *Australian Fisheries*, 38(3), 4-13.
- Schott, F. (1977). On the energetics of baroclinic tides in the North Atlantic. *Annales Geophysicae* 33, 41.
- Stastna, M., & Lamb, K. G. (2008). Sediment resuspension mechanisms associated with internal waves in coastal waters. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113(C10).
- Van Gastel, P. (2011). *Internal wave dynamics on the Australian North West Shelf*. University of Western Australia.
- Webster, I. (1985). Wind-driven circulation on the North West Shelf of Australia. *Journal of physical oceanography*, 15(11), 1357-1368.
- Weisberg, R. H., He, R., Liu, Y., & Virmani, J. I. (2005). West Florida shelf circulation on synoptic, seasonal, and interannual time scales. *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and models*, 325-347.
- Wu, J. (1980). Wind-stress coefficients over sea surface near neutral conditions-A revisit. *Journal of Physical Oceanography*, 10(5), 727-740.
- Wunsch, C. (1975). Internal tides in the ocean. *Review of Geophysics and Space Physics* 13, 167-182.
- Van Haren, H. (2007). Unpredictability of internal M2. *Ocean Science*, 3(2), 337-344.
- Vlasenko, V., & Hutter, K. (2002). Numerical experiments on the breaking of solitary internal waves over a slope-shelf topography. *Journal of Physical Oceanography*,
- Vlasenko, V., Stashchuk, N., & Hutter, K. (2005). *Baroclinic tides: theoretical modeling and observational evidence*. Cambridge University Press.
- Xie, X. H., Cuypers, Y., Bouruet-Aubertot, P., Pichon, A., Lourenço, A., & Ferron, B. (2015). Generation and propagation of internal tides and solitary waves at the shelf edge of the Bay of Biscay. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(10), 6603-6621.
- Xing, J., & Davies, A. M. (2001). A three-dimensional baroclinic model of the Irish Sea: formation of the thermal fronts and associated circulation. *Journal of Physical Oceanography*, 31(1), 94-114.

Yang, Y. J., Fang, Y. C., Chang, M. H., Ramp, S. R., Kao, C. C., & Tang, T. Y. (2009). Observations of second baroclinic mode internal solitary waves on the continental slope of the northern South China Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(C10).