

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

NOELE FRANCHI LEONARDO

**VARIABILIDADE DIURNA E SAZONAL DO ATLÂNTICO EQUATORIAL, UTILIZANDO
DADOS DE UMA BÓIA (0°S 23°W) DO PROJETO PIRATA.**

**PONTAL DO PARANÁ
2010**

NOELE FRANCHI LEONARDO

**VARIABILIDADE DIURNA E SAZONAL DO ATLÂNTICO EQUATORIAL,
UTILIZANDO DADOS DE UMA BÓIA (0°S 23°W) DO PROJETO PIRATA.**

Monografia apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia com habilitação em Pesquisa Oceanográfica no Curso de Graduação em Oceanografia, Centro de Estudos do Mar, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Marcelo Sandin Dourado

**PONTAL DO PARANÁ
2010**

Dedico este trabalho a minha família meus pais Gislem e Luiz Carlos, meus irmãos Eric e Adriele e a minha sobrinha Juju que mesmo distantes conseguimos manter a força e o amor que nos une a cada dia nessa caminhada, pois sabemos que onde quer que estejamos jamais estaremos sozinhos e em qualquer situação estaremos acolhendo uns aos outros.

De todo o meu coração a vocês!!!

"Na vida, não vale tanto o que temos,
nem tanto importa o que somos.
Vale o que realizamos com aquilo que
possuímos e, acima de tudo, importa
o que fazemos **de** nós!"

Chico Xavier

RESUMO

A variabilidade diurna e sazonal para o Atlântico Equatorial a partir de dados da bóia localizada em 0°S 23°W do programa PIRATA, foram discutidas neste trabalho para 10 anos de dados (1999 – 2009). Variáveis meteorológicas (ie. radiação solar, temperatura da superfície do mar e do ar, precipitação, salinidade, umidade relativa, direção e intensidade do vento), foram utilizadas para estimar os fluxos turbulentos de calor sensível, latente, momento e por onda longa através do esquema COARE 3.0. Os resultados da variação diurna mostraram que as variabilidades da temperatura da superfície do mar (TSM) e do ar possuem um ciclo diurno bem marcado, há uma defasagem de três horas entre o máximo da radiação solar e o máximo da temperatura da superfície do mar devido ao processo de aquecimento atmosférico. A precipitação possui dois máximos às 10h e às 16 h. A TSM e as radiações solares contribuem para uma inibição da turbulência e, como consequência, redução da salinidade de superfície. O aumento da salinidade, observado após as 16 horas pode estar associado à redução da precipitação e temperatura, bem como a processos tri-dimensionais. Observou-se que a fluxo de calor sensível e latente apresentam um ciclo diurno com um máximo principal e um secundário, embora estes não coincidam no tempo. Quando comparados com a variação da velocidade do vento e da diferença de temperatura entre o ar e o mar, observa-se que a diferença de temperatura é o principal mecanismo que dirige estes fluxos. Associado aos fluxos de calor observa-se então os máximos diários de precipitação. O fluxo de calor sensível é prioritariamente direcionado da superfície para atmosfera. Os resultados para o balanço de energia no sistema oceano-atmosfera indicou que a região equatorial é caracterizada pelo ganho de calor através dos processos radiativos. A radiação de onda curta (o oceano ganha energia) e o fluxo de calor latente (perda de calor pela evaporação) foram às componentes mais relevantes para o balanço de calor no Atlântico Tropical.

Palavras-chave: Interação oceano-atmosfera, fluxos turbulentos, balanço de energia, variabilidade diurna, Atlântico Tropical, PIRATA.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Oceano Atlântico Equatorial.....	5
Figura 2 - Bóia Atlas.....	7
Figura 3 - Localização da bóia utilizada neste estudo (023W).....	9
Figura 4 – Disponibilidade de dados bóia Pirata (023W)	9
Figura 5 - Valores médios horários de (a) Radiação solar, (b) temperatura do ar, (c) temperatura da superfície do mar, (d) umidade relativa, (e) direção do vento, (f) velocidade do vento, (g) precipitação e (h) salinidade.	14
Figura 6 - Média Horária dos fluxos turbulentos de calor sensível, calor latente, fluxo de momento e radiação de onda longa líquida.....	23
Figura 7 - Evolução diurna dos fluxos de energia: (H) calor sensível, (LE) calor latente, (Rn) radiação solar líquida e (Q) balanço total de energia.....	26
Figura 8 - Média Mensal da (a) Radiação solar, (b) temperatura do ar, (c) temperatura da superfície do mar, (d) umidade relativa, (e) direção do vento, (f) velocidade do vento, (g) precipitação e (h) salinidade.	31
Figura 9 - Média mensal dos fluxos turbulentos de (a) calor sensível , (b) calor latente, (c) fluxo de momento e (d) fluxo por onda longa líquida.....	34
Figura 10 - Média Mensal dos fluxos de energia: (a) calor sensível (H), (b) calor latente (LE), (c) radiação solar líquida (Rn) e (d) balanço total de energia (Q).	36

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Características dos sensores das bóias. Adaptação contendo a descrição dos sensores utilizados pela bóia.....	8
Tabela 2 - Parâmetros Estatísticos das variáveis médias	11
Tabela 3 – Média e desvio padrão estimados utilizando as equações de Swinbank (1963), Idso e Jackson (1969), Oliveira et al.(2002) e Jacobs (1978(para diferentes condições de nebulosidade.....	18
Tabela 4 - Média e desvio padrão estimados utilizando as equações de Swinbank (1963), Idso e Jackson (1969), Oliveira et al.(2002) e Clark (1974). Para o cálculo de balanço de calor por ondas longas, para diferentes condições de nebulosidade.....	20
Tabela 5 – Parâmetros estatísticos dos fluxos na superfície do mar.....	21
Tabela 6 – Média (desvio padrão) das componentes do balanço de energia na superfície (Q).....	25
Tabela 7 - Parâmetros estatísticos das variáveis meteorológicas.....	29
Tabela 8 – Médias por estação do ano para os fluxos de calor sensível, latente e momento e radiação por onda longa líquida.....	32
Tabela 9 – Média (desvio padrão) mensal das componentes do balanço de energia em superfície(Q).....	35

SUMÁRIO

1- INTRODUÇÃO	1
2- OBJETIVOS	4
2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	4
3 – ÁREA DE ESTUDO	5
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	7
4.1 PROJETO PIRATA (<i>PILOT RESEARCH MOORED ARRAY IN THE TROPICAL ATLANTIC</i>).....	7
4.2.- Fluxo de Superfície	9
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	11
5.1 Dados da bóia PIRATA	11
5.1.1- Variabilidade diurna das variáveis médias.....	12
5.2 - FLUXOS TURBULENTOS E RADIATIVOS	15
5.2.1 A radiação de onda longa	15
5.2.2 Radiação de onda longa descendente.....	15
5.2.3 - A radiação de onda longa líquida.....	19
5.3 - Fluxos na Superfície do Mar	21
5.3.1 - Variabilidade diurna média	22
5.4 - Balanço de Energia.....	24
5.5 - Médias Mensais	27
5.5.1 - FLUXOS TURBULENTOS E RADIATIVOS.....	32
5.5.2 - BALANÇO DE ENERGIA	35
6-CONCLUSÃO.....	37
7- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	39
8 - APÊNDICE 1 - LISTA DE SIMBOLOS.....	43

1- INTRODUÇÃO

Os climas equatoriais diferem em muitos aspectos dos temperados. A diferença mais importante é o balanço de energia, pois a quantidade de radiação solar recebida na região equatorial é mais elevada do que aquela recebida nas regiões temperadas. As temperaturas mostram mais uniformidade nas regiões tropicais, sendo distintas das temperadas pela ausência da estação fria, e sua subdivisão é baseada no volume e distribuição da precipitação. As variações sazonais da temperatura do ar e do mar aumentam com a latitude e com o grau de continentalidade. Essas são mais elevadas no verão, quando a intensidade da radiação solar é maior, e menores no inverno quando a incidência de radiação solar é mais baixa. Vários fatores influenciam a distribuição da temperatura sobre a superfície da Terra, incluindo a quantidade de radiação recebida, a natureza dos ventos predominantes e as correntes oceânicas (AYOADE, 2006).

A região equatorial é a parte mais aquecida do planeta. O ar próximo à superfície da Terra se aquece e se expande, tendendo naturalmente a fluir para cima, mantendo um ar tropical quente e leve. Quando as correntes ascendentes esfriam, ocorre a condensação do vapor de água, fazendo com que esta região seja continuamente afetada pela precipitação (BAPTISTA, 2000).

A variabilidade climática do oceano Atlântico Tropical foi discutida por Enfield e Mayer (1997) como sendo similar ao ENOS (El Niño – Oscilação Sul). As anomalias da temperatura da superfície do Mar (TSM) com sinais opostos caracterizam duas fases de variabilidade climática, relacionadas à TSM positiva e negativa resultando em um gradiente térmico norte-sul, conhecido na literatura como Padrão Dipolo (Souza e Nobre, 1998). Este padrão de variabilidade do sistema oceano-atmosfera é mais importante sobre o Atlântico Tropical afetando a posição e a intensidade da Zona de convergência Intertropical (ZCIT) (Hastenrath, 1984; Moura & Shukla, 1981; Souza & Nobre, 1998; Clauzet *et al*, 2005). Existe uma grande dificuldade para avaliar a influência do ENOS no Atlântico, através da associação do Padrão Dipolo com os modos equatoriais do Atlântico (Castelão, 2002). Estas variações influenciam, assim, no clima, no regime de ventos e na variação da precipitação de algumas regiões continentais tais como África e Nordeste da América do Sul (SKIELKA, 2009).

Em princípio o ciclo diurno da convecção tropical atmosférica pode ser interpretado como uma resposta ao aquecimento da superfície da Terra, devido à radiação solar incidente. Quando a temperatura da superfície aumenta, a convecção resultante aumenta atingindo o máximo no fim da tarde ou início da noite. Com o resfriamento da superfície, a convecção diminui atingindo um mínimo no início da manhã (SOUSA & ROCHA, 2006).

A variabilidade da precipitação é dominada pelas trocas de calor e umidade entre a superfície e atmosfera. Dados históricos apontam um padrão consistente de máximos de precipitação nas regiões continentais e mínimos sobre as regiões oceânicas. Em padrões de escalas globais, é observado um máximo sobre as regiões continentais no final da tarde e nas regiões oceânicas no final da noite (SILVA, 2009; CRONIN & MCPHADEN, 1999).

No caso do oceano o aumento da convecção ocorre à noite devido ao resfriamento da superfície, intensificando a turbulência e assim a profundidade da camada de mistura oceânica (CMO) (SKIELKA, 2008).

A energia da atmosfera é transferida para a superfície do oceano principalmente através do cisalhamento do vento sob a forma de momento o que induz assim as correntes de superfície. O oceano por sua vez transfere energia para atmosfera na forma de calor latente e sensível. O calor latente para atmosfera é função da quantidade de vapor d'água presente na atmosfera, envolvendo assim mudança de fase da água. Já o calor sensível depende da intensidade do vento e do gradiente de temperatura entre o ar e o mar (ROGERS, 1995).

As dinâmicas de grande escala do oceano e da atmosfera são intimamente relacionadas. A energia é transferida da atmosfera para o oceano dirigindo assim sua circulação. Por sua vez, a energia transferida do oceano afeta a circulação atmosférica, o tempo e o clima. Os processos responsáveis pelas trocas entre o oceano e atmosfera ocorrem em pequena escala via fluxos de calor, momento, umidade e traçadores. Medidas diretas dos fluxos em superfície são limitadas a poucas plataformas especializadas de modo que medidas extensivas estão restritas a parametrização dos fluxos que podem usar variáveis facilmente medidas *in situ* ou remotamente. Os fluxos podem ser determinados a partir de medidas da velocidade e direção do vento, temperatura e umidade média obtida numa dada altura

introduzindo coeficientes de transferência *bulk* de calor, umidade e momento (GEERNAERT, 1990).

Este trabalho está organizado da seguinte forma. Na próxima seção são definidos os objetivos gerais e específicos. A área de estudo, o Oceano Atlântico equatorial, é descrita na seção 3. A metodologia e o tratamento de dados utilizados no trabalho são apresentados na seção 4. A seção 5 apresenta uma discussão dos resultados e a conclusão é apresentada na seção 6.

2- OBJETIVOS

O objetivo geral deste trabalho é investigar a variabilidade diurna e sazonal do Oceano Atlântico Equatorial, a partir de dados disponibilizados do projeto PIRATA, baseado na metodologia de Cronin e McPhaden (1999).

2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Dentre os objetivos deste trabalho os específicos são destacados como:

- ✓ Caracterizar o ciclo diurno e sazonal da temperatura da superfície do mar e do ar, precipitação, salinidade, radiação solar, direção e velocidade do vento;
- ✓ Estimar os fluxos de calor latente, sensível e momento, utilizando o esquema de Fairall 3.0;
- ✓ Calcular o balanço de calor por ondas longas;
- ✓ Estimar o balanço de energia.

3 – ÁREA DE ESTUDO

O Oceano Atlântico Equatorial (fig.1) é relativamente estreito, limitado pela África a leste e pela América do Sul a oeste. Não existe uma delimitação exata para se definir as latitudes máximas e mínimas do Atlântico Equatorial.

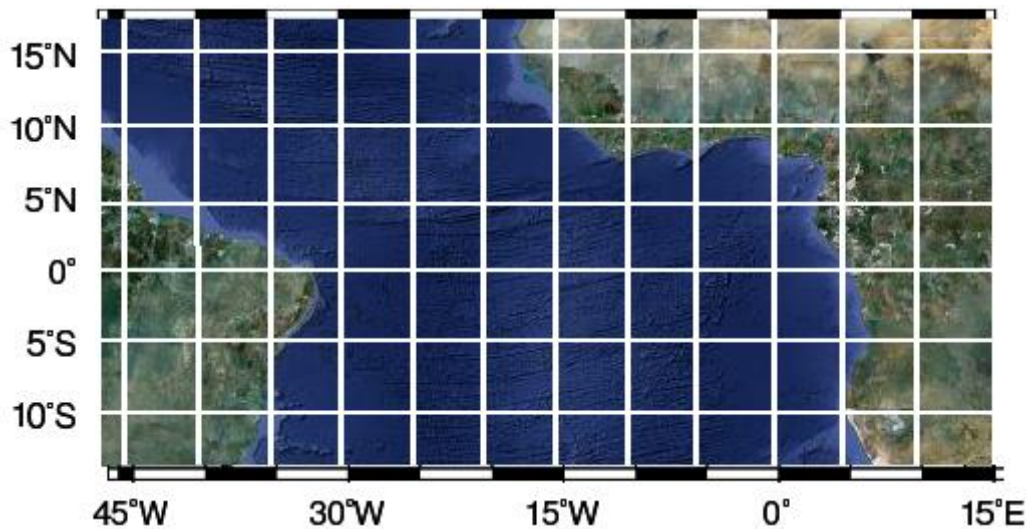


Figura 1 - Oceano Atlântico Equatorial

O oceano equatorial é distinto de outras regiões oceânicas devido a suas particularidades dinâmicas e termodinâmicas. O balanço geostrófico próximo a região equatorial, diminui de tal maneira que o transporte de Ekman desaparece e as correntes de superfície são dirigidas pelos ventos de leste (Pedlosky, 1994). O cisalhamento do vento orienta as correntes em superfície, gerando um intenso gradiente horizontal no oceano, resultando assim na formação de uma corrente de jato situada abaixo da camada de mistura do oceano conhecida como subcorrente equatorial (SCE) (Skielka *et al.*, 2010). A SCE é encontrada na profundidade de 100m aproximadamente e possui uma velocidade máxima de 0,8 m/s, descrevendo uma variação sazonal alcançando maior profundidade quando o vento em superfície é mais intenso (PHILANDER *et al.*, 1996).

Sobre regiões equatoriais, as variações anuais da temperatura de superfície do mar (TSM) dependem mais dos processos de interação oceano-atmosfera do que do ciclo anual dos fluxos de calor de superfície para o Oceano Atlântico tropical (Carton e Zhou, 1997; Yu *et al.*, 2005). As variações da mistura vertical são induzidas pelo vento, advecção vertical e horizontal de calor e resfriamento devido à

evaporação, que é relacionada aos processos de retro-alimentação oceano-atmosfera. Todos estes processos estão, direta ou indiretamente, associados à redução ou intensificação do vento de superfície que é determinado, em grande parte, pelo deslocamento sazonal da zona de convergência intertropical (ZCIT) (CARTON ET AL., 1996; CHANG ET AL., 2000 e WEINGARTNER E WEISBERG, 1991a).

A ZCIT está situada sobre regiões de águas quentes, onde a convecção e, conseqüentemente, intensa nebulosidade e precipitação existem (Hasthenrath, 1991). Quando a ZCIT está situada sobre uma determinada região, a intensidade horizontal do vento enfraquece e as principais componentes do balanço de radiação em superfície diminuem (SKIELKA *et al.*, 2010).

Apesar da redução na radiação solar incidente em superfície, estudos precedentes identificaram o papel da diminuição do vento em promover o aumento da TSM como o resultado de dois fatores principais: redução da perda de calor latente induzida pelo vento e a elevação da termoclina (SKIELKA *et al.*, 2010).

A precipitação no Atlântico Equatorial está relacionada com o movimento da ZCIT devido à quantidade de nuvens e evaporação. As taxas de precipitação são maiores nos trópicos do que em regiões subtropicais e o regime diurno de precipitação no equador é caracterizado com um máximo à noite e nas primeiras horas da manhã (Nieuwolt,1977). A precipitação no Atlântico Equatorial está intimamente ligada com as taxas de radiação de onda longa (ROL), já que o ciclo anual da TSM varia modestamente na região Equatorial. A maior variabilidade da ROL é resultante da variação da quantidade e altura das nuvens (BOMVETI, 2006).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 PROJETO PIRATA (*PILOT RESEARCH MOORED ARRAY IN THE TROPICAL ATLANTIC*)

O Programa PIRATA compreende um conjunto de 18 bóias tipo ATLAS (*Autonomous Temperature Line Acquisition System*), que estão ancoradas entre as posições de 15°N à 20°S e 38°W à 0°S (fig. 2). Baseado no projeto CLIVAR (*Climate Variability and Predictability Program*), o PIRATA é um programa com cooperação internacional entre a França, Estados Unidos e o Brasil. Seu objetivo é a investigação das interações atmosfera-oceano no Atlântico Tropical para entender a evolução espacial e temporal da TSM, transferências de quantidade de movimento, calor e água doce e relacionar seus impactos na variabilidade climática regional em escalas sazonais e inter-anuais.



Figura 2 - Bóia Atlas

As informações oceânicas e meteorológicas das bóias são armazenadas na memória em alta resolução (10 minutos) sendo transmitidas por satélite,

disponibilizadas em tempo real na Internet através da página (<http://www.pmel.noaa.gov/pirata>). Os dados disponíveis são, radiação solar, precipitação, vento, umidade relativa, temperatura do ar, pressão, temperatura de superfície do mar, temperatura de sub-superfície, salinidade e densidade (tab. 1) (Servain *et al*, 1998).

Tabela 1 - Características dos sensores das bóias. Adaptação contendo a descrição dos sensores utilizados pela bóia.

Variável	Sensor	Altura-Sensor	Resolução	Intervalo	Precisão
Velocidade do vento (m/s)	Hélice	4 m	0.2	1-0 (0.4- 36)	±0.3 ou 3%
Direção do vento (°)	Hélice	4m	1.4	0-355	5- 7.8°
Temperatura do Ar (°C)	Termistor	3m	0.01	14-32	±0.2°C
Umidade Relativa (%)	Capacitância	3m	0.4	55-95 (0-100%)	±2.7%
Precipitação(mm/h)	Capacitância	3m	0.2	0-50	±0.4 (10min)
Salinidade (Sm ⁻¹)	Condutividade		0.0001	3-6 (0-6)	±0.02
Radiação de onda curta (Wm ⁻²)	Piranômetro	3m	0.4	200- 1000 (0-1600)	±2%

Fonte: Adaptada de http://pmel.noaa.gov/tao/proj_over/sensors.shtml.

Por estar localizada próxima a costa brasileira e possuir uma série temporal com poucas falhas (fig.4), foram utilizados, para este trabalho, 10 anos (1999-2009) de dados da bóia situada a 0°N, 23°W (B23W) (Fig.3).

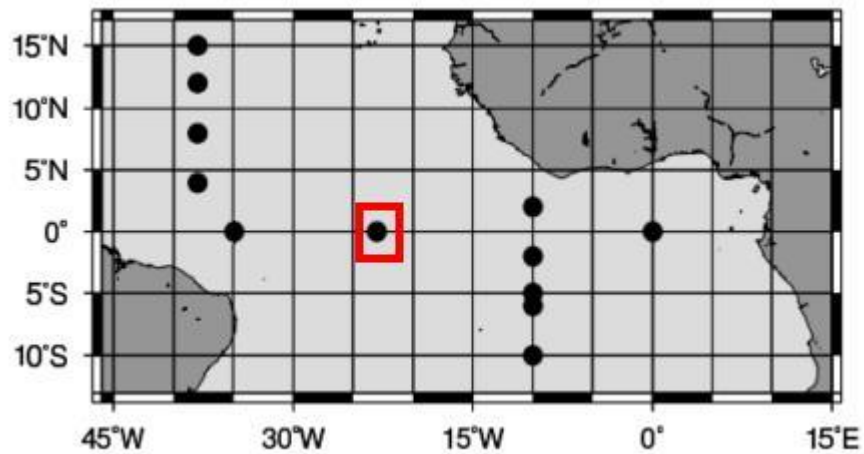


Figura 3 - Localização da bóia utilizada neste estudo (0°23'W).

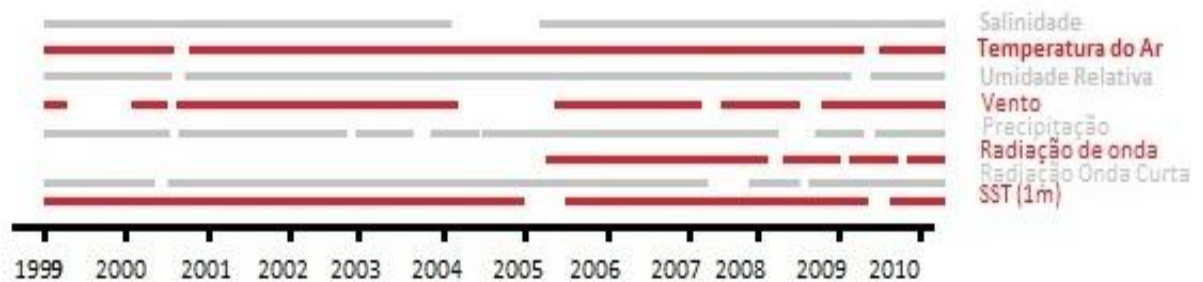


Figura 4 - Disponibilidade de dados bóia Pirata (0°23'W).

4.2.- Fluxo de Superfície

O fluxo de calor sensível (H) é expresso como sendo a diferença de temperatura entre a superfície do oceano e a parcela de ar adjacente. Este fluxo descreve o transporte de calor associado a movimentos convectivos e é descrito como:

$$H = \rho C_p C_h U (T_{SM} - T_{ar}) \quad (1)$$

Onde ρ é a densidade do ar, C_p é o calor específico do ar a pressão constante, C_h o coeficiente de transferência de calor sensível, U velocidade do vento e T_{ar} é a temperatura do ar.

O fluxo de calor latente (LE) é descrito pela quantidade de energia necessária para a água evaporar. Quando o vapor condensa na atmosfera este libera energia que estava antes armazenado e pode ser expresso como:

$$LE = \rho L_e C_e U (q_s - q_{ar}) \quad (2)$$

Onde ρ é a densidade do ar, L_e é o calor latente de vaporização, C_e coeficiente de transferência de calor latente, q_s é umidade específica saturação referente à interface oceano-atmosfera e q_{ar} a umidade específica do ar no nível de referência (normalmente 10 metros).

O fluxo de momento (τ) é expresso como sendo a quantidade de energia que é transferida da atmosfera, por atrito do vento, para a superfície do oceano, sendo este determinado como:

$$\tau = \rho C_d U^2 \quad (3)$$

Onde C_d coeficiente de transferência turbulenta de momento.

Estes fluxos serão estimados utilizando o algoritmo Coare 3.0 proposto e desenvolvido para regiões equatoriais por Fairall et al. (1996, 2003) disponível em ftp://ftp1.esrl.noaa.gov/users/cfairall/wcrp_wgsf/computer_programs/cor3_0/.

Para calcular as médias das séries temporais, os dados foram convertidos de hora GMT para hora local. Foram então calculadas as médias diárias mensais e trimestrais (as estações do ano) das variáveis médias e turbulentas.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados são apresentados da seguinte maneira, primeiramente serão apresentados os resultados da variabilidade diurna das variáveis oceanográficas, meteorológicas e dos fluxos turbulentos de calor e radiativos, na sequência serão apresentados os resultados da variabilidade sazonal para as mesmas variáveis e por fim estarão descritos os resultados para o balanço de energia.

5.1 Dados da bóia PIRATA

A tabela 2 mostra os valores médios, máximos e mínimos para as variáveis meteorológicas e oceanográficas para o período. Observa-se que, na média, a temperatura do ar é ligeiramente inferior à TSM, uma diferença de 0,5°C, caracterizando uma atmosfera instável. Os ventos são moderados de direção sudeste.

Tabela 2 - Parâmetros Estatísticos das variáveis médias

Variável	Média	Máximo	Mínimo	Desvio Padrão
Temp. do Ar (°C)	26,2	30,2	21,9	1,14
TSM (°C)	26,7	31,2	23,5	1,29
Precipitação (mm/h)	0,29	49,7	0	1,9
Salinidade	35,8	36,4	33,2	0,32
Umidade Relativa (%)	85,9	100	50,9	3,9
Velocidade Vento (m/s)	4,48	16,7	0	0,47
Direção de Vento (°)	127,62	360	0	60,1
Radiação Solar (W/m²)	467,4	1432,6	0	567,9

5.1.1- Variabilidade diurna das variáveis médias

A figura 5 apresenta a média diurna de radiação solar, temperatura do ar, temperatura da superfície do mar, umidade relativa, velocidade do vento, precipitação e salinidade.

A radiação solar mostra um valor máximo de 467 W/m^2 às 14 horas. Observa-se que valores de radiação maiores que zero começam em torno de 7h da manhã e terminam às 20h marcando uma duração de dia média de 13 horas aproximadamente.

As temperaturas da superfície do mar e do ar apresentam um ciclo associado à variação da radiação. Contudo, ambas as temperaturas apresentam valores máximos em defasagem em relação à radiação solar. A TSM mostra um máximo de 27°C às 17 horas enquanto a temperatura do ar tem seu valor máximo de $26,5^\circ\text{C}$ às 18 horas. Esta mesma defasagem pode ser observada no valor mínimo da TSM de $26,6^\circ\text{C}$ às 9 horas, mas não na temperatura do ar ($25,9^\circ\text{C}$ às 7 horas). A amplitude diurna média da TSM, $0,4^\circ\text{C}$, é menor do que a da temperatura do ar, $0,6^\circ\text{C}$. Isto é resultado da maior capacidade de armazenar calor do oceano. Em geral, a temperatura da água apresenta um ciclo diurno menor do que a temperatura do ar, pois sua capacidade de adquirir e perder calor é mais lenta (Dutra, 2008).

A intensidade do vento mostra um ciclo bem definido, com valor mínimo de $4,3 \text{ m/s}$ à 1h e um máximo de $4,7 \text{ m/s}$ às 7 horas. Os ventos são predominantes de SE ($125 - 130^\circ$) o que caracterizam, juntamente com a velocidade relativamente fraca, os ventos alísios.

Como esperado a umidade relativa varia de maneira inversa com a temperatura do ar, refletindo uma maior capacidade para conter vapor quando o ar está mais aquecido. Os maiores valores são encontrados nas primeiras horas do dia, atingindo seu pico máximo às 4 horas de 87%. Seu mínimo, em torno de 84%, é encontrado às 18 horas.

A precipitação apresenta dois máximos da ordem de $0,5 \text{ mm/h}$ as 11 e 17 horas. O primeiro máximo coincide com o início da diminuição da salinidade. Como tanto a precipitação como a radiação solar tendem a suprimir a mistura turbulenta, isto parece ter impacto no decréscimo de salinidade observada a partir das 10h. O aumento da salinidade a partir das 18 horas pode estar associado com a redução da

temperatura e da precipitação. Neste caso a turbulência tende a ser mais importante misturando a camada superficial e, conseqüentemente, aumentando a salinidade. Estes resultados foram também observados por CRONIN e MCPHADEN (1999) para o pacífico Equatorial.

Há uma diferença de aproximadamente três horas entre o máximo da radiação solar (13 horas) e a resposta da temperatura da superfície do mar (16 horas). Essa variação da temperatura do mar tem um duplo impacto no ciclo da salinidade. O aumento da TSM contribui para uma maior evaporação e, neste caso, espera-se um aumento da salinidade em superfície. Entretanto uma maior quantidade de vapor d'água na atmosfera pode levar a uma maior taxa de precipitação que, por sua vez, diminuiria a salinidade. Comparando o comportamento da TSM e da salinidade, observa-se que um aumento na TSM está relacionado a uma queda na salinidade.

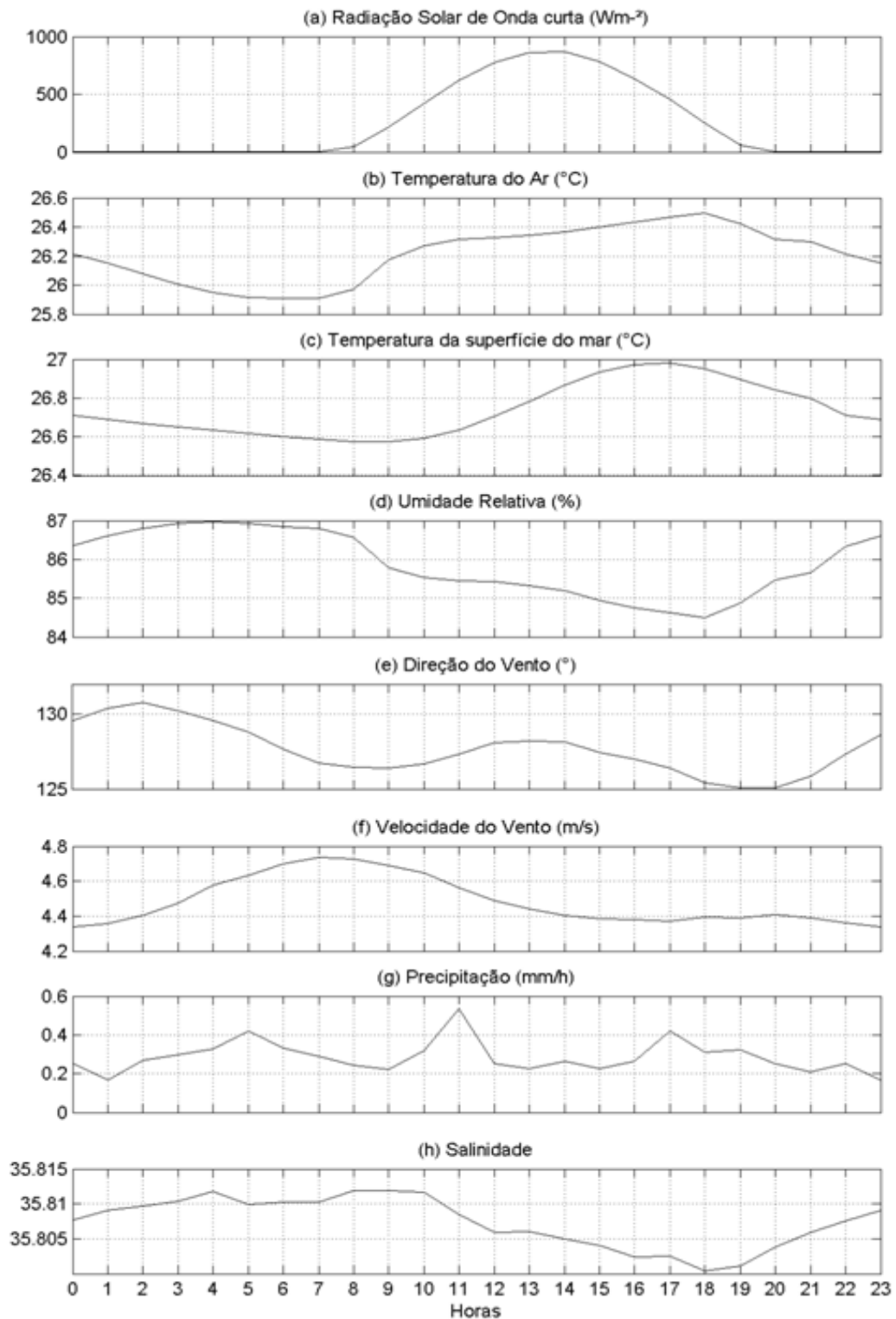


Figura 5 - Valores médios horários de (a) Radiação solar, (b) temperatura do ar, (c) temperatura da superfície do mar, (d) umidade relativa, (e) direção do vento, (f) velocidade do vento, (g) precipitação e (h) salinidade.

5.2 - FLUXOS TURBULENTOS E RADIATIVOS

5.2.1 A radiação de onda longa

A radiação solar sofre uma série de processos ao passar pela atmosfera, sendo uma parte desta radiação refletida pelas nuvens e espalhada pelo ar. A outra parte é relacionada com a absorção dessa radiação incidente, pelas nuvens e pelos gases na atmosfera, que ao aquecerem emitem energia na forma de radiação de onda longa. Tanto a atmosfera quanto a superfície do mar emitem radiação de onda longa. O quanto cada meio emite é definida em função da sua temperatura. A superfície da Terra emite em função simplesmente da temperatura de superfície, sendo que quanto maior a temperatura, mais radiação de onda longa é emitida. A emissão a partir da atmosfera é mais complexa, dependendo da quantidade de energia adquirida pela superfície, vapor d'água e da cobertura de nuvens.

A radiação de onda longa líquida Q_{lw} é expressa por

$$Q_{lw} = LW\uparrow - LW\downarrow \quad (4)$$

Onde $LW\uparrow$ e $LW\downarrow$ são as radiações de onda longa emitida pela superfície e emitida pela atmosfera respectivamente.

5.2.2 Radiação de onda longa descendente

Nesta seção são apresentados vários testes realizados com algumas equações para o cálculo de radiação de onda longa que estão disponíveis na literatura.

A primeira equação aqui apresentada foi proposta por Swinbank (1963). Esta expressão depende somente da temperatura do ar e é dada por:

$$LW \downarrow = \sigma T_{ar}^4 (9.365 \cdot 10^{-6} T_{ar}^2) \quad (5)$$

onde $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$ é a constante de Stefan Boltzman, T_{ar} a temperatura do ar em K.

A segunda expressão foi proposta por Idso e Jackson (1969),

$$LW \downarrow = \sigma T_{ar}^4 [1 - 0.261 \exp \{-7.77 \times 10^{-4} (273.15 - T_{ar})^2\}] \quad (6)$$

e finalmente

$$LW \downarrow = -(a + b\sqrt{e})\sigma T_{ar}^4 \quad (7)$$

Onde e é a pressão de vapor, a e b são constantes iguais a 0,39 e 0,05 respectivamente (Oliveira et al, 2002).

Estas fórmulas foram propostas para dias de céu claro. Jacobs (1978) propôs uma correção para tomar em conta a cobertura de nuvens.

$$LW_1^c = LW \downarrow (1 + 0.26C) \quad (8)$$

Onde C é a cobertura de nuvens em oktas variando de 0 para céu claro a 1 céu completamente coberto.

O coeficiente de correlação (r) entre os dados observados (PIRATA) e os dados calculados é dado por,

$$r = \frac{n\sum x.y - (\sum x).(\sum y)}{\sqrt{[n\sum x^2 - (\sum x)^2].[n\sum y^2 - (\sum y)^2]}} \quad (9)$$

Onde r é igual a ± 1 , a correlação é perfeita, o sinal indicando o sentido da correlação. No caso positivo (negativo), y cresce (decrece) quando x cresce (decrece). Quanto mais o coeficiente de correlação for próximo a zero, menor será o indicio de que as variáveis estejam correlacionadas linearmente.

A tabela 3 apresenta os valores para radiação de onda longa descendente calculada a partir das equações (5-7) e (8) para as condições de céu claro parcialmente encoberto e céu completamente coberto. Valores positivos indicam fluxos em direção a atmosfera. A média (desvio padrão) estimada utilizando os

dados observados foi de 410,21 W/m² (19,46) para o período de 2006 a 2009. É evidente que um aumento da nebulosidade implica em um aumento da radiação de onda longa, pois uma camada de nuvens pode absorver a maior parte da radiação terrestre e assim irradiá-la de volta.

Comparando os dados médios estimados com os valores do programa PIRATA, observamos que os melhores resultados são obtidos com as fórmulas apresentadas por Oliveira *et al.* (2002) para céu claro, erro de 15,71 W/m² e Swinbanck para nebulosidade média ($C = 0,5$) com erro de 21,75 W/m². Estes valores representam 4 e 5% do valor observado respectivamente. Os resultados obtidos para céu completamente encoberto em todos os casos mostram a pouca nebulosidade presente durante todo o período. A equação proposta Idso e Jackson (1969) apresenta os piores resultados para todas as condições de cobertura de nuvens o que mostra sua sensibilidade a região para qual ela foi proposta.

O coeficiente de correlação de Pearson entre a radiação de onda longa descendente calculada pelas diversas fórmulas e a observada foi de 0,46.

Tabela 3 - Média e desvio padrão (STD) estimados das equações de Swinbank (1963), Idso e Jackson (1969), Oliveira et al., 2002 e Jacobs (1978) para diferentes condições de nebulosidade.

	C=0		C=0,5		C=1	
	Média	STD	Média	STD	Média	STD
Swinbank (1963)	382,27	8,6	431,96	9,7	481,66	10,8
Idso e Jackson (1969)	455,42	6,8	514,62	7,7	573,83	8,6
Oliveira et al., (2002)	394,50	8,2	445,78	9,3	497,07	10,4

5.2.3 - A radiação de onda longa líquida

Nesta seção são apresentados os resultados obtidos para a radiação de onda longa líquida (eq.4) utilizando duas formulações distintas.

A primeira foi proposta por Fairall *et al* (2003) e é expressa por:

$$Q_{lw} = \varepsilon \sigma T_s^4 - LW_{\downarrow} \quad (10)$$

A segunda foi proposta por Clark *et. al* (1974),

$$Q_{lw} = \varepsilon \sigma T_s^4 (0,39 - 0,05 e_a^{0,5}) (1 - \lambda C) + 4 \varepsilon \sigma T_s^3 (T_s - T_{ar}) \quad (11)$$

Onde, λ é o coeficiente de cobertura de nuvens que varia com a latitude ($\lambda = 0,51$ para o equador), (Silva *et al.*, 2009), $\varepsilon = 0,97$ é a emissividade da água, e_a é a pressão de vapor.

A tabela 4 mostra a média e o desvio padrão para a radiação de onda longa líquida estimada utilizando as equações propostas por Swinbank (1963), Idso e Jackson (1969), Oliveira *et al.*, (2002) juntamente com a expressão de Jacobs (1978) para estimar a radiação de onda longa descendente e a expressão proposta por Clark *et. al* (1974). A radiação de onda longa líquida média (desvio padrão) utilizando os valores de LW_{\downarrow} do programa Pirata e a expressão (10) foi estimada igual a 45,70 W/m² (14,15) para o período. Na média, os melhores resultados são obtidos com a equação de Clark *et. Al* (1974), mas esta expressão não mostra sensibilidade significativa a nebulosidade. As outras expressões apresentam um erro maior, mas a variação com a nebulosidade é mais próximo ao esperado.

Tabela 4 - Média e desvio padrão estimados das equações de Swinbank (1963), Idso e Jackson (1969), Oliveira et al., 2002 e Clark (1974). Para o cálculo de balanço de calor por ondas longas, para diferentes condições de nebulosidade.

	C=0		C=0,5		C=1	
	Média	STD	Média	STD	Média	STD
Swinbank (1963)	79,82	3,38	32,85	4,29	-14,08	4,87
Idso e Jackson (1969)	117,47	3,73	75,38	3,65	33,31	3,66
Oliveira (2002)	62,10	4,84	12,83	5,51	-36,38	6,29
Clark (1974)	45,88	18,18	45,99	18,18	46,00	18,18

5.3 - Fluxos na Superfície do Mar

A tabela 5 mostra os valores médios, máximos e mínimos calculados para os fluxos de calor sensível, latente, onda longa líquida e momento utilizando o esquema proposto por Fairall et al., 2003. Pode-se observar que o fluxo de calor sensível é uma grandeza menor do que o fluxo de calor latente. Isto ocorre porque em áreas oceânicas a diferença entre a temperatura do ar e do mar é pequena, resultando em uma atmosfera aproximadamente neutra.

Tabela 5 - Parâmetros estatísticos dos Fluxos de calor sensível, calor latente, fluxo de momento e radiação de onda longa líquida.

Variável	Média	Máximo	Mínimo	Desvio Padrão
Calor Sensível (W/m²)	3	106,6	0	4,2
Calor Latente (W/m²)	55,3	288,3	0	23,6
Fluxo de Momento (N/m²)	0,037	0,567	0,0005	0,23
Radiação de onda longa líquida (W/m²)	45,70	48.03	44.48	1,09

5.3.1 - Variabilidade diurna média

A figura 6 apresenta a média diurna do fluxo de calor sensível, latente, momento e radiação de onda longa líquida.

O fluxo de calor sensível tem um valor médio de 3 W/m^2 com máximo às 6 da manhã de $4,2 \text{ W/m}^2$ (quando a diferença entre as temperaturas do mar e do ar foram máximas, apresentando uma amplitude de $0,8^\circ\text{C}$) e mínimo às 10 horas da manhã de $1,75 \text{ W/m}^2$, coincidindo com o máximo valor da velocidade do vento, (fig.5f). Isto parece indicar que o fluxo de calor sensível é dirigido pela diferença de temperatura entre o ar e o mar.

A média estimada para o fluxo de calor latente é de $55,2 \text{ W/m}^2$, uma ordem de grandeza maior que o de calor sensível. O fluxo de calor latente apresenta um mínimo de $51,6 \text{ W/m}^2$ à 1 hora e um máximo de $60,1 \text{ W/m}^2$ às 16 horas, com um máximo secundário às 8 horas de 55 W/m^2 . Neste caso também o máximo diurno não parece associado ao máximo da velocidade do vento.

O fluxo de momento segue o mesmo ciclo diurno da velocidade do vento apresentando uma média de $0,038 \text{ N/m}^2$, com valores máximos próximos a $0,05 \text{ N/m}^2$ às 11 horas e mínimo de $0,035 \text{ N/m}^2$ a 1 hora.

A média calculada para a radiação de onda longa líquida foi de $45,70 \text{ W/m}^2$, atingindo seu máximo às 18 horas de 48 W/m^2 e seu mínimo de $44,5 \text{ W/m}^2$ às 7 horas. Justino (1998) indica que a região compreendida entre 5°S e 5°N apresenta valores mais baixos de radiação de onda longa líquida devido a pequena diferença apresentada entre as temperaturas do ar e do mar.

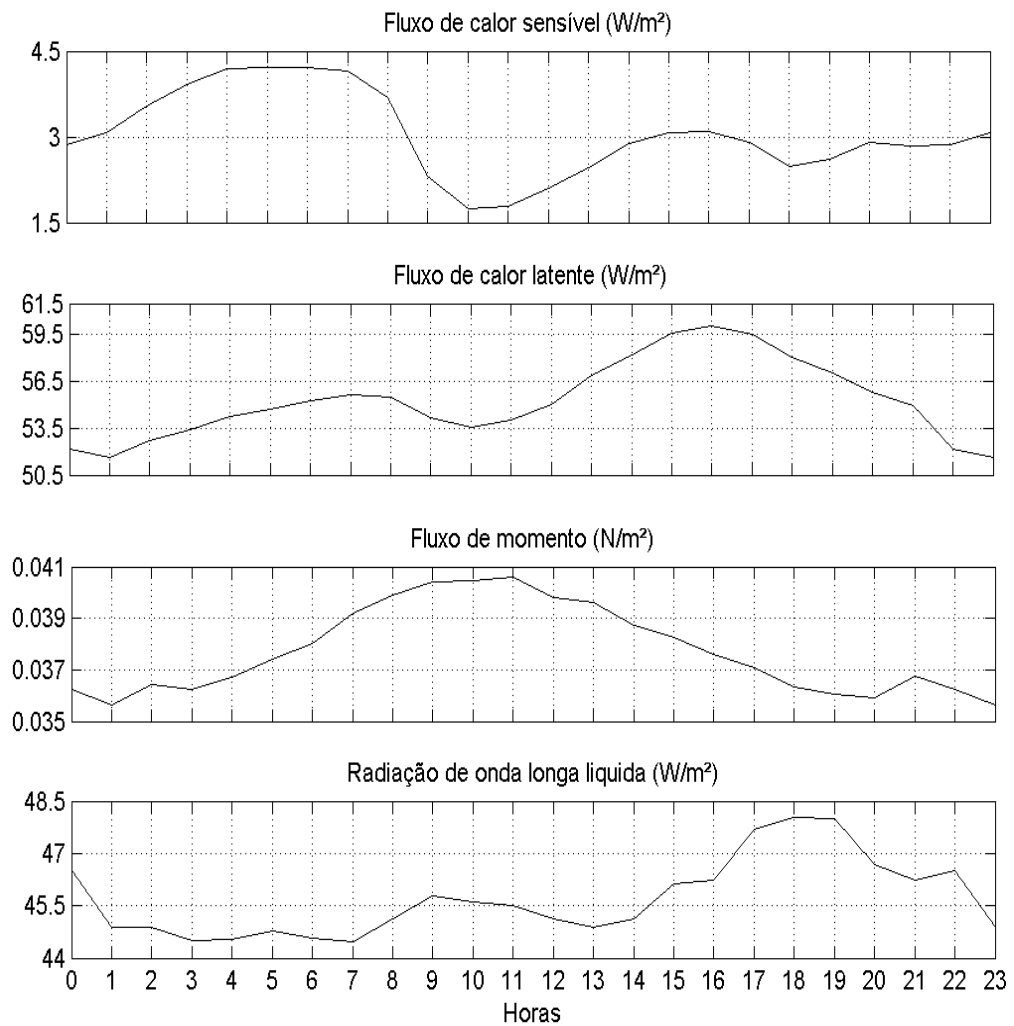


Figura 6 - Média Horária dos fluxos turbulentos de calor sensível, calor latente, fluxo de momento e radiação de onda longa líquida.

5.4 - Balanço de Energia

O balanço de energia sobre a superfície do oceano (Q) foi avaliado a partir dos fluxos radiativos e os turbulentos de calor sensível e calor latente na interface oceano-atmosfera. Os cálculos são feitos somente para o período 2003-2006, quando medidas de radiação de onda longa descendente estão disponíveis. O balanço de energia é dado por,

$$Q=R_n+H+LE \quad (12)$$

Onde, R_n é a radiação líquida na superfície do oceano, que é determinada através do balanço entre os fluxos radiativos na camada oceano-atmosfera.

$$R_n=Q_{lw} + SW_{\uparrow}+SW_{\downarrow} \quad (13)$$

Onde SW_{\uparrow} e SW_{\downarrow} radiação solar incidente a superfície e refletida pela superfície.

A SW_{\uparrow} foi estimada através de:

$$SW_{\uparrow} = -\alpha SW_{\downarrow} \quad (14)$$

Onde α é o albedo da superfície estimado igual a 0,55 (Fairall et al., 2003)

Os valores médios (desvio padrão), para o calor sensível, latente, radiação de onda curta líquida, radiação de onda longa líquida e balanço de energia são apresentados na tabela 6. A radiação de onda longa líquida apresentou média positiva de 45,75 W/m² (14,15), sendo seu fluxo prioritariamente para atmosfera. A radiação de onda curta líquida (Q_{sw}) apresentou média de -245,26 W/m², ou seja, seu fluxo é direcionado da atmosfera para a superfície. O balanço entre os fluxos radiativos e turbulentos de calor resultaram em um ganho de energia, média de -128,13 W/m², determinado principalmente pela radiação solar descendente.

Tabela 6 - Médias (desvio padrão) das componentes do balanço de energia em superfície (Q).

	H (W/M²)	LE (W/M²)	Q_{LW} (W/M²)	Q_{SW} (W/M²)	Q (W/M²)
Média	3	55,3	45,70	-245,26	-128,13
Std	4,2	23,6	14,15	341,73	340,13

A figura 7 ilustra a evolução média horária do balanço de radiação e do calor armazenado/liberado pelo oceano para o período.

O fluxo de calor total é a soma de todos os componentes radiativos e turbulentos. Observa-se que o fluxo de calor sensível não exerce influência no balanço de energia total visto a baixa diferença entre as temperaturas do mar e do ar. O balanço de energia acompanha a variabilidade da radiação solar com um máximo (negativo) em torno das 14h.

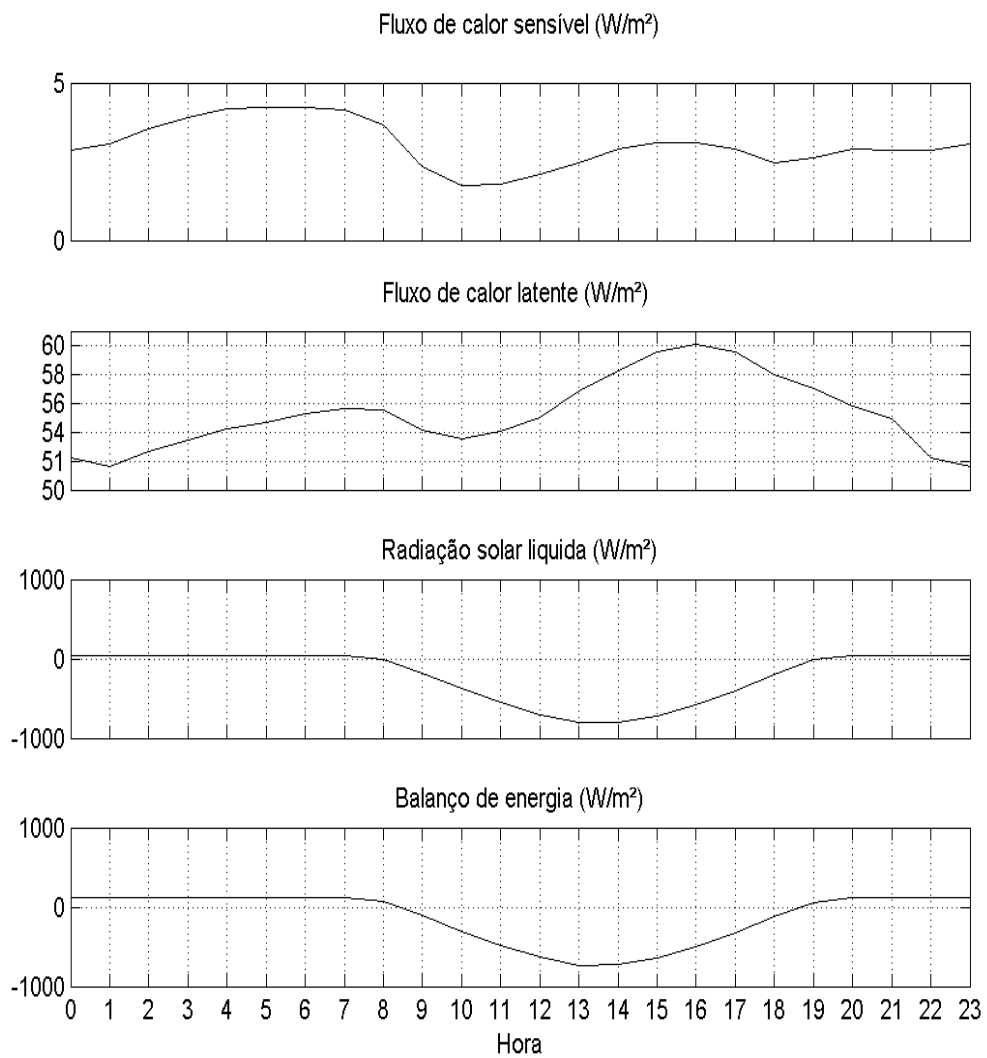


Figura 7 - Evolução diurna dos fluxos de energia: (H) calor sensível, (LE) calor latente, (R_n) radiação solar líquida e (Q) balanço total de energia.

5.5 - Médias Mensais

Nessa seção são apresentados os resultados referentes às médias mensais das variáveis meteorológicas para o período. A tabela 7 mostra os valores estatísticos das variáveis por estação do ano. No inverno, como esperado, a oferta de energia é menor que no período de verão. Assim foram encontrados os menores valores para todas as variáveis no inverno, com exceção da velocidade do vento, que é encontrado no mês de abril (outono), devido provavelmente a uma relação de causa-efeito com a TSM.

A figura 8 apresenta a média mensal para o período de radiação solar, temperatura do ar, temperatura da superfície do mar, umidade relativa, velocidade do vento, precipitação e salinidade.

A radiação solar apresenta um ciclo anual com valores mais baixos no primeiro semestre e valores mais altos no segundo, com um máximo de 526,67 W/m^2 em setembro e um valor mínimo de 415,5 W/m^2 no mês de fevereiro. Skielka (2006) mostrou que no segundo semestre do ano (julho a dezembro) a área da bóia apresentou mais dias de céu claro do que o primeiro semestre. Dutra e Soares (2009) investigando a nebulosidade utilizando a radiação solar medida pela mesma bóia concluíram que os dias de céu claro (DCC) são pouco frequentes na região estudada, representando 1% do total com máximo no mês de julho e mínimo em dezembro. Siqueira e Nobre (2008), através de um estudo comparativo dos fluxos de radiação solar à superfície sobre o Atlântico Tropical e constataram que a radiação solar atinge os valores máximos nos equinócios (outono e primavera), quando a ZCIT está mais afastada do equador e os valores mínimos nos solstícios (verão e inverno), o que caracteriza a passagem da ZCIT sobre essas localidades.

A evolução da temperatura da superfície do mar e do ar possui o mesmo comportamento, sendo que a temperatura do mar possui valores mais elevados. Os valores máximos da TSM foram encontrados em março (27,8°C) e um pico encontrado em abril de 28,6°C justificado pela maior quantidade de energia disponível no verão. Skielka (2006), utilizando cinco anos de dados (1998 a 2004) da bóia 0°S 23°W, encontrou valor máximo da TSM (28,6°C) em abril e um mínimo de 25 em janeiro.

Tabela 7 - Parâmetros Estatísticos das variáveis meteorológicas.

Variável	Inverno		Outono		Primavera		Verão	
	Média	Std	Média	Std	Média	Std	Média	Std
Rad. Solar (W/m²)	258,79	325,01	240,59	352,1	269,91	356,6	231,64	333,9
Temp. Ar (°C)	25,06	0,80	27,26	0,81	25,99	0,58	26,51	0,77
TSM(°C)	25,56	0,96	28,21	0,75	26,16	0,66	27,04	0,78
U.R (%)	85,16	3,32	85,35	4,48	85,05	3,08	87,74	3,93
V. vento (m/s)	5,60	1,29	2,47	1,78	6,03	1,16	3,89	1,69
Dir. Vento (°)	121,48	23,3	110,63	83,3	137,84	27,8	129,03	66,4
PRP (mm/h)	0,07	0,72	0,55	2,89	0,09	0,63	0,32	2,19
Salinidade	35,81	0,27	35,77	0,39	35,86	0,18	35,74	0,35

Nota-se que a TSM começa a elevar os seus valores no início de janeiro, atingindo seu pico em abril e seus valores começam a diminuir a partir de maio, alcançando o seu mínimo em agosto (25,1°C). A temperatura do ar apresenta o mesmo ciclo mensal da TSM, o máximo em abril (27,5°C) e mínimo em agosto (24,6°C). Silva et al (2010) explica que como o aquecimento dos corpos de água ocorrem de maneira mais lenta que nas superfícies continentais, os maiores valores de TSM e temperatura do ar são encontrados na transição entre o verão e o outono, assim como o processo de resfriamento também se dá desta forma, com os menores valores de TSM e temperatura do ar registrados entre os meses de julho e agosto.

A intensidade do vento é menor no início do ano, tendo abril como mês de velocidade mais baixa chegando a 2,1 m/s. A partir de abril os valores começam a aumentar, chegando a novembro com a velocidade máxima de 6,2 m/s. Estes ventos são predominantes de SE (100 – 150°). Santana *et al.* (2008) analisaram climatologicamente o Oceano Atlântico tropical, para a latitude de 0° e 10°S e demonstraram que a atmosfera próxima a superfície apresenta um pouco mais aquecida nos meses de verão e a direção predominante dos ventos nessa faixa é de 84% para sudeste, com ventos mais fracos no verão do que nos meses de inverno. Uma relação de causa efeito entre a velocidade do vento e a temperatura do ar pode ser considerada visto que os extremos entre essas duas variáveis são encontradas entre março e abril (2,5m/s e 28,2°C) e entre os meses de setembro e novembro (6 m/s e 26,2°C).

A umidade relativa sobre o oceano é alta chegando a 90%, não apresentando um ciclo sazonal bem definido. Seu máximo é encontrado no mês de dezembro de 88,3% e seu mínimo no mês de abril de 84,1%.

Observando o gráfico da precipitação nota-se que a ocorrência de chuva se dá principalmente nos meses quentes de verão quando as temperaturas do mar e do ar estão mais elevadas, ocasionando assim uma maior evaporação e por consequência maiores taxas de precipitação. Seus máximos (mínimos) são encontrados no mês de abril (agosto) de 0,64mm/hr (0,51 mm/hr). A Zona de Convergência Intertropical desloca-se em direção as temperaturas mais elevadas. De acordo com os resultados obtidos neste trabalho para a temperatura do ar e do

mar, é interessante observar que as temperaturas estão mais altas no primeiro semestre, ocasionando assim o deslocamento norte-sul da ZCIT.

A salinidade mensal teve a sua mínima no mês de fevereiro de 35,56 e a máxima de 35.95 no mês de maio. É possível observar uma diminuição da salinidade no primeiro trimestre (quando é verão) e um aumento destas a partir do mês de abril.

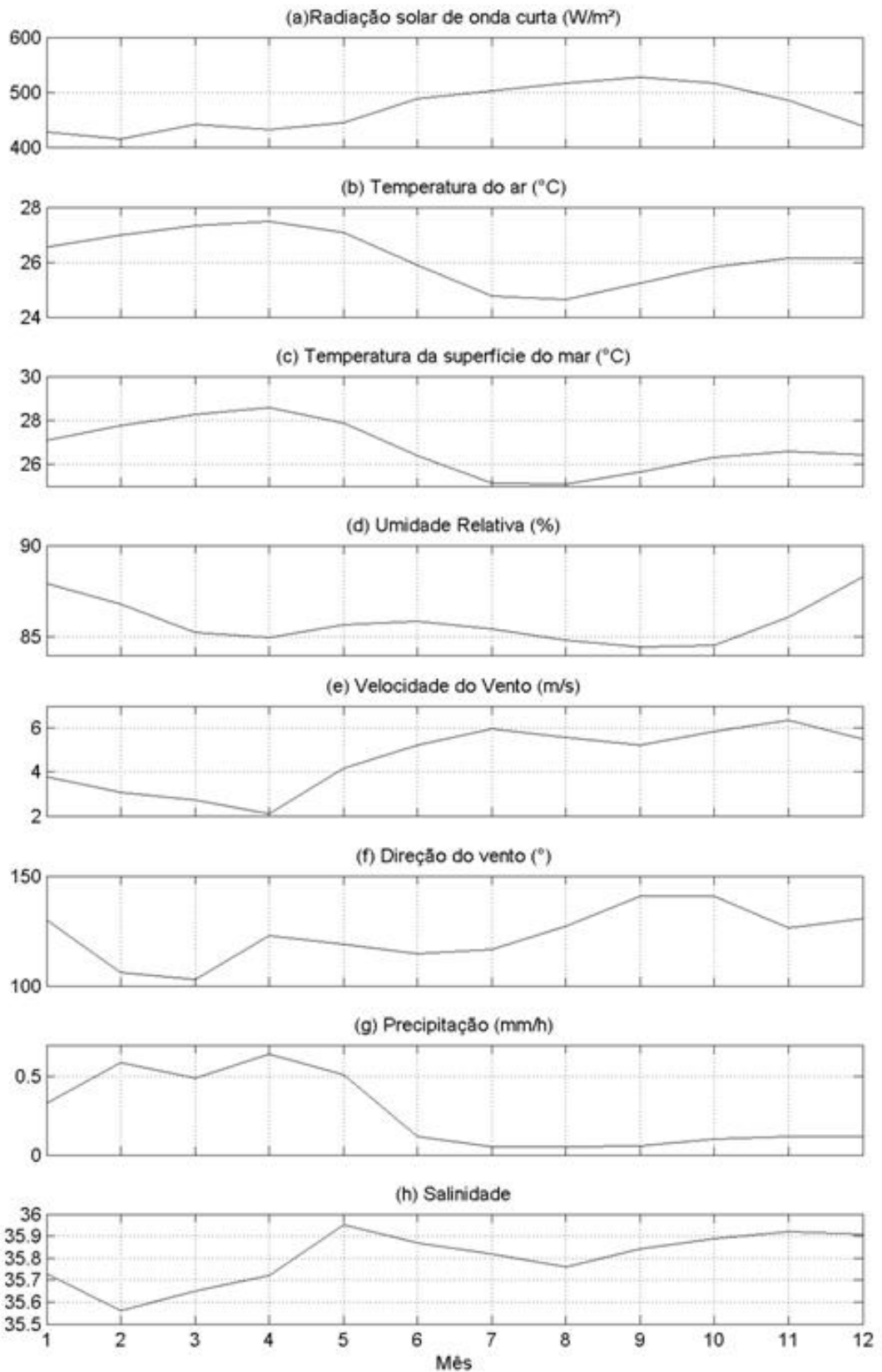


Figura 8 - Média Mensal da (a) Radiação solar, (b) temperatura do ar, (c) temperatura da superfície do mar, (d) umidade relativa, (e) direção do vento, (f) velocidade do vento, (g) precipitação e (h) salinidade.

5.5.1 - FLUXOS TURBULENTOS E RADIATIVOS

Nesta seção são apresentados os resultados médios mensais dos fluxos turbulentos e radiativos de calor.

A tabela 8 apresenta a média e o desvio padrão (STD) para o calor sensível (H), calor latente (LE) e momento (τ) e a radiação de onda longa líquida (Q_{lw}). Nota-se que, como a temperatura do mar foi sempre maior que a do ar em todas as estações do ano, o fluxo turbulento de calor sensível apresentou valores médios positivos. O fluxo de calor latente e a radiação de onda longa líquida apresentaram maiores valores no inverno e na primavera, sendo estes valores maiores no segundo semestre do que no primeiro, quando a ZCIT se desloca para norte, resultando em ventos mais intensos, diminuindo assim a nebulosidade, conseqüentemente é maior a fonte de radiação de onda longa da atmosfera em relação a superfície (SILVA E OLIVEIRA, 2008).

Tabela 8 - Médias por estação do ano para os fluxos de calor sensível, latente e momento e radiação de onda longa líquida.

	Inverno		Outono		Primavera		Verão	
	Média	Std	Média	Std	Média	Std	Média	Std
H	2,71	0,86	4,03	0,65	2,74	0,86	2,78	0,67
LE	58,24	2,58	52,62	3,72	65,89	2,23	44,55	2,35
Tau	0,004	0,002	0,022	0,008	0,051	0,002	0,04	0,002
Q_{lw}	54,49	2,15	41,69	1,42	44,86	1,50	42,64	1,31

A figura 9 representa o gráfico da variação mensal dos fluxos turbulentos. O fluxo de calor sensível apresentou um pico máximo no valor de $5,23 \text{ W/m}^2$ no mês de abril e o menor valor foi encontrado no mês de dezembro de $1,54 \text{ W/m}^2$. Compatível com a temperatura da superfície do mar e do ar, que possuem seus maiores valores em abril ($28,58 \text{ }^\circ\text{C}$ e $27,48 \text{ }^\circ\text{C}$ respectivamente) e a sua maior amplitude ($1,10 \text{ }^\circ\text{C}$). O sentido médio do calor sensível então é predominantemente dirigido da superfície para atmosfera. Como o fluxo de calor sensível depende termicamente do gradiente

de temperatura entre o ar e a superfície do mar e mecanicamente da intensidade do vento e entre eles o ciclo anual é inverso, resultando assim em um ciclo anual de calor sensível sem grandes variações.

O fluxo de calor latente teve seu máximo valor encontrado no mês de outubro ($68,63 \text{ W/m}^2$) e menor valor no mês de janeiro ($43,50 \text{ W/m}^2$). Como a variação sazonal da umidade (fig.5d) é praticamente constante durante o ano todo, os fluxos de calor latente são influenciados principalmente pela variação na intensidade dos ventos (fig. 5e). Justino (2000) encontrou valores máximos de liberação de calor latente em torno do Equador ($0^\circ\text{S } 25^\circ\text{W}$) nos meses de março a junho, concluindo que é coincidente com o período em que as ondas de leste vindas da África provocam precipitação no litoral do nordeste e conclui que o fluxo de calor latente na zona equatorial não apresenta grandes variações ao longo do ano, os máximos são observados no outono e os mínimos no inverno.

O fluxo de momento teve seus maiores valores de 0.050 e 0.048 N/m^2 nos meses de agosto e setembro e os menores valores de 0.018 e 0.019 N/m^2 nos meses de abril e março. Como o fluxo de momento é dependente da intensidade do vento, ambos possuem o mesmo ciclo anual.

A radiação solar de onda longa líquida apresentou média (desvio padrão) de $46,02 \text{ W/m}^2$ ($6,02$). Seus maiores valores foram encontrados no mês de julho ($58,51 \text{ W/m}^2$) e mínimo no mês de março ($38,64 \text{ W/m}^2$).

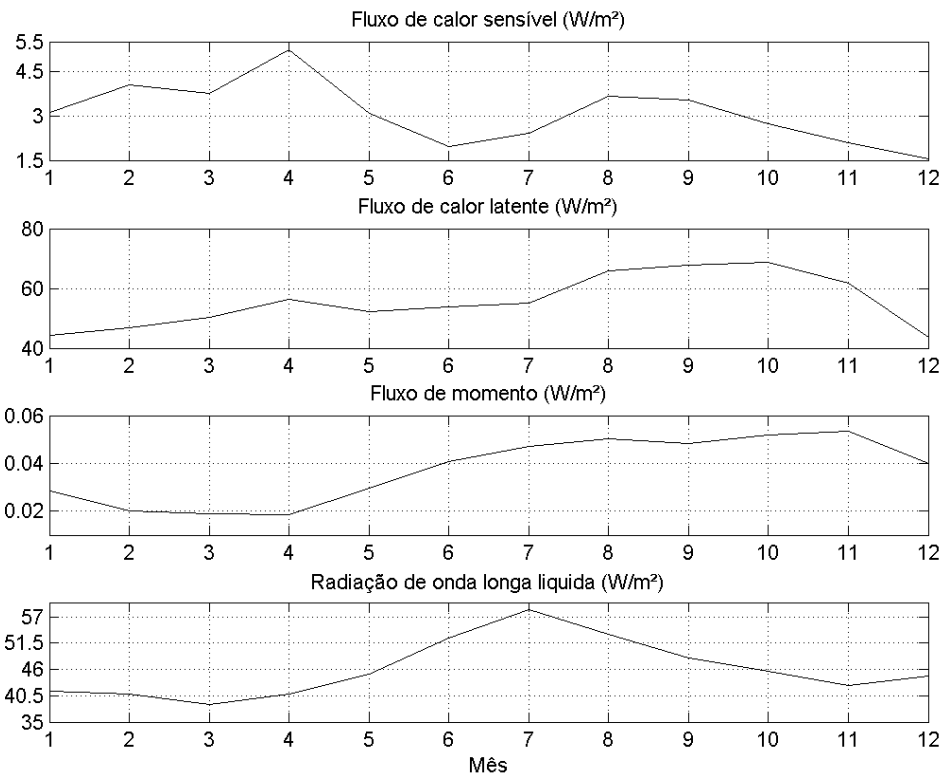


Figura 9 - Média mensal dos fluxos turbulentos de (a) calor sensível , (b) calor latente, (c) fluxo de momento e (d) fluxo por onda longa líquida.

5.5.2 - BALANÇO DE ENERGIA

Médias mensais das componentes turbulentas foram utilizadas para o cálculo do balanço de energia para o período. A tabela 9 demonstra a média e o desvio padrão para as componentes do balanço de energia. A radiação de onda longa líquida (Q_{LW}) apresentou médias positivas (46,02 W/m²) e a radiação de onda curta (Q_{SW}) apresentou médias negativas (-243,71). O balanço de energia apresentou média negativa (-197,69 W/m²), sendo relacionado principalmente pela quantidade de radiação de onda curta na atmosfera.

Tabela 9 - Média (desvio padrão) mensal das componentes do balanço de energia em superfície (Q).

	H (W/M ²)	LE (W/M ²)	Q _{LW} (W/M ²)	Q _{SW} (W/M ²)	Q (W/M ²)
Média	3,09	55,53	46,02	-243,71	-197,69
Std	1,03	8,83	6,02	22,93	19,01

As evoluções mensais dos componentes do balanço de energia em superfície estão expostas na figura 10. Os fluxos de calor sensível e latente apresentaram valores positivos, ou seja, seu fluxo é prioritariamente direcionado da superfície para atmosfera. Estes não exercem influência no balanço de energia total. A radiação solar líquida, apresentou apenas valores negativos. Seu máximo (-241,39 W/m²) foi encontrado no mês de março e o mínimo (-321,07) foi encontrado no mês de outubro. Esses valores encontrados são semelhantes com os máximos e mínimos do balanço de energia, -164,09 W/m² (março) e -229,87 W/m² (outubro), respectivamente. O coeficiente de correlação entre o calor latente e o balanço de energia foi calculado em -0,6. Para o balanço de energia e a radiação solar líquida o coeficiente foi calculado em 0,93. Concluindo assim que é a radiação solar o fator determinante para o acúmulo do balanço de energia. Justino (2000) inferiu que a variabilidade da radiação solar é baixa na zona equatorial.

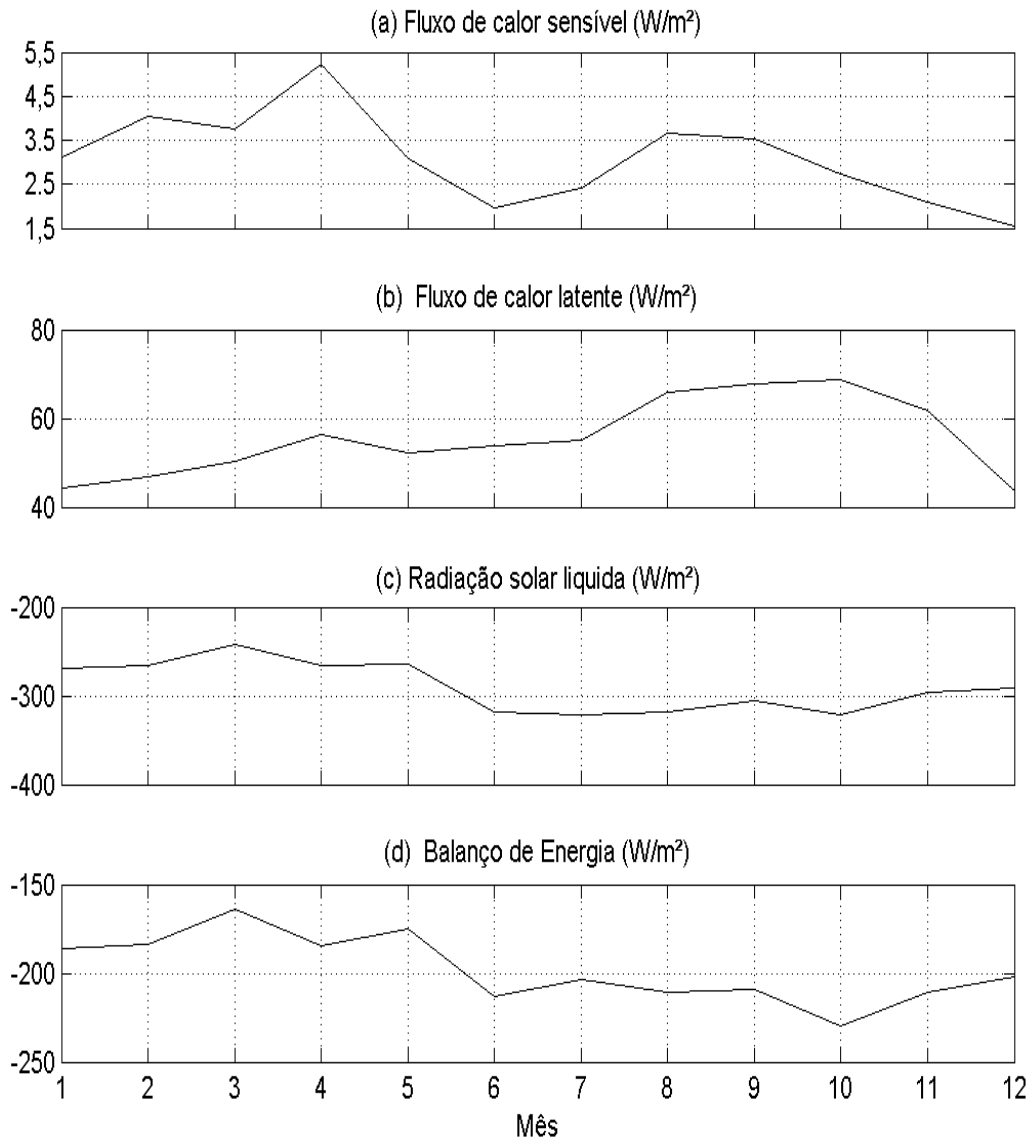


Figura 5 - Média Mensal dos fluxos de energia: (a) calor sensível (H), (b) calor latente (LE), (c) radiação solar líquida (Rn) e (d) balanço total de energia (Q).

6- CONCLUSÃO

A variabilidade diurna e mensal de variáveis meteorológicas (i.e, radiação solar, temperatura do ar e do mar, salinidade, precipitação, direção e intensidade do vento e umidade relativa) foram investigadas a partir de dados obtidos de uma bóia (B23W) do projeto PIRATA situada a 0°S 23W. A partir desses dados, foram estimados os fluxos turbulentos de calor sensível, latente, momento e o fluxo de calor por ondas longas, utilizando o esquema COARE 3.0 proposto por Fairall et al. (2003) e parametrização de Clark et. al (1974) respectivamente. O balanço de energia também foi investigado neste trabalho.

Os resultados da variação diurna mostram que as variabilidades da temperatura da superfície do mar e do ar possuem um ciclo diurno bem marcado. As menores temperaturas são encontradas ao amanhecer, resultado do resfriamento radiativo da superfície terrestre à noite. E a temperatura mais alta ocorre no começo da tarde, após o pico da radiação solar. A defasagem de três horas entre a resposta do aquecimento da temperatura do mar em relação à radiação solar é devido ao processo de aquecimento atmosférico, pois o ar absorve pouca radiação solar e é aquecido principalmente pela energia proveniente da superfície da Terra. Essa taxa na qual a terra fornece energia a atmosfera, não está em balanço com a taxa com a qual a atmosfera irradia calor. A média diurna da temperatura do ar é inferior a do mar, sendo que o gradiente entre as duas não ultrapassa 1°C, sendo importante no fluxo turbulento de calor sensível, onde seu fluxo é prioritariamente direcionado do oceano para a atmosfera.

A precipitação possui dois máximos as 10 e 16 horas. Estes dois processos contribuem para uma inibição da turbulência e, como consequência, redução da salinidade de superfície.

É notável que a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é um dos mais importantes sistemas meteorológicos que atuam nos trópicos, sendo parte integrante da circulação geral da atmosfera. A ZCIT está estreitamente relacionada com a TSM, pois ela geralmente está situada sobre ou próxima as altas TSM.

Observou-se que os fluxos de calor sensível e latente apresentam um ciclo diurno com um máximo principal e um secundário, embora estes não coincidam no tempo. Quando comparados com a variação da velocidade do vento e da diferença

de temperatura entre o ar e o mar, observa-se que a diferença de temperatura é o principal mecanismo que dirige estes fluxos. Associados aos fluxos de calor estão os máximos diários de precipitação. O fluxo de calor sensível é prioritariamente direcionado da superfície para atmosfera

Os testes utilizados para estimar a radiação de onda longa descendente, apresentaram que para as parametrizações utilizadas (Swinbank, 1963), (Idso e Jackson, 1969) e Oliveira (2002), corrigidas pela parametrização utilizando nebulosidade proposta por Jacobs (1978), são sensíveis para a área equatorial, devido nebulosidade em determinadas regiões observada pelo posicionamento da ZCIT.

A menor contribuição para o balanço de energia é dada pelo fluxo de calor sensível que é função da diferença de temperatura ar-mar, visto que esta diferença na zona tropical é muito pequena.

O balanço de energia no sistema oceano-atmosfera indicou que a região equatorial é caracterizada pela perda de calor através dos processos radiativos tanto em sua variabilidade diurna como a mensal.

As variações mensais das variáveis meteorológicas, turbulentas e radiativas, indicam que o ciclo sazonal é representado pelo contraste de temperatura existente entre as épocas de verão/inverno ao longo do ano na distribuição da temperatura da superfície oceânica.

7- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ayoade, J. O. 2006. **Introdução à climatologia para os trópicos**. 11a ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p.50-63.
- Baptista, M.C. 2000. **Uma análise do campo de vento de superfície sobre o Oceano Atlântico Tropical e Sul usando dados do escaterômetro do ERS**. Dissertação de mestrado em Sensoriamento Remoto pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, SP.
- Bomventl, T. N, Wainer, I. E.K.C, Sardinha, T. relação entre a radiação de onda longa, precipitação e temperatura da superfície do mar no Oceano Atlântico Tropical. **Rev. Bras. Geofísica**. 24(4): 513-524, 2006.
- Carton, J. A., X. Cao, B. S. Giese, and A. M. da Silva, 1996: Decadal and interannual SST variability in the tropical Atlantic. **J. Phys. Oceanogr.**, 26, 1165–1175.
- Carton, J. A.; Zhou, Z. 1997. Annual cycle of sea surface temperature in the tropical Atlantic Ocean. **J. Geophys. Res.**, v. 102,
- Chang, P., R. Saravanan, L. Ji, and G. C. Hegerl, 2000: The effect of local sea surface temperatures on atmospheric circulation over the tropical Atlantic sector. **J. Climate**, 13, 2195–2216
- U, L.; XIANGZE, X.; WELLER, R. A. 2006. Role of net surface heat fluxes in seasonal variations of sea surface temperature in the tropical Atlantic Ocean. **J. Climate**. v. 19, p. 6153-6169.
- Castelão, G. P. 2002. **Um estudo sobre os fluxos de calor na superfície do Atlântico Tropical usando dados do PIRATA**. Dissertação de mestrado em ciências na área de oceanografia física, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo.
- Clark, N. E., L. Eber, R. M. Laurs, J. A. Renner, e J. F. T. Saur, 1974: Heat exchange between ocean and atmospheric in the eastern North Pacific for 1961-71. NMFS SSRF 682, **NOAA Tech. Rep.**
- Clauzet.G.; Wainer.I.; Servain.J. 2005. A Variabilidade oceânica e atmosférica na região do Atlântico Tropical nos dados da rede PIRATA a partir da análise de ondeletas. **Rev. Bras. Meteorologia**. v.20, n.1, p.43-58,.
- Cronin.M.F., McPhaden.M.J. (1999) Diurnal cycle of rainfall and surface salinity in the western pacific warm pool. **Journal of geophysical research**. V.26, N.23, P.3465-3468;
- Dutra L.M.M. e Soares J., 2008: **Estimativa dos fluxos turbulentos verticais de calor na superfície do oceano Atlântico**. In: XV Congresso Brasileiro de Meteorologia, São Paulo, São Paulo. Anais do XV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Em CD.

Dutra L.M.M.; Soares J.; 2008: **Balço de radiação sobre o oceano Atlântico tropical na região do arquipélago de São Pedro e São Paulo.** *Anais do XIV Simpósio de Iniciação Científica do IAG/USP.*

Dutra L.M.M.; Soares J.; 2009: **Estudo das componentes radiométricas sobre o oceano Atlântico tropical.** Anais do 17º Simpósio Internacional de Iniciação Científica da USP. *Novembro de 2009, São Paulo, SP (CDROM).*

Enfield, D.B.; Mayer, d.a. 1997. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Oscillation. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. C1, p. 929-945.

Fairall, C.W., E.F. Bradley, 2003. Bulk Parameterization of air-Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE algorithm. **J. of Climate**, 16, 571-591,

Fairall, C.W., Bradley, E.F.; Rogers, D.P.; Edson, J.B.; G.S. Young, 1996. Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment. **J. Geophys. Res.**, v. 101, 3747-3764,

Geernaert, G. L., 1990. Bulk parameterizations for the wind stress and heat fluxes, in *Surface Waves and Fluxes, Volume 1--Current Theory*, edited by G. L. Geernaert, and W. J. Plant, p. 91-172, **Kluwer Academic Publishers.**

Hastenrath, S., 1984: Interannual variability and annual cycle: mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1097-1107

Hastenrath, S. 1991. **Climate Dynamics of the Tropics.** **Kluwer Academic**, 488p.

Idso SB, Jackson RD. 1969. Thermal radiation from the atmosphere. **J Geophysics Res** 74(23):5397–5403

Jacobs, J.D (1978). Radiation climate of Broughton Island. In: BarryRG, Jacobs JD (eds) *Energy budget studies in relation to fast-ice breakup processes in Davis Strait*, Institute of Arctic and Alp. Research. **Occas. Paper** No.26, University of Colorado. Boulder, CO, p. 105–120

Justino F.B. 2000. **Análise do Ciclo sazonal do Oceano Atlântico Tropical a partir de conjuntos climatológicos e modelagem numérica.** Dissertação de Mestrado Instituto Oceanográfico da USP. 65p.

Justino, F.B, 2008 **Análise Sazonal dos Fluxos Radiativos no Oceano Atlantico Tropical** In: XV Congresso Brasileiro de Meteorologia, São Paulo, São Paulo. Anais do XV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Em CD.

Lindzen, R. S.; Nigam, S., 1987: On the role of sea surface temperature gradients in forcing low level winds and convergence in the tropics. **J. Atmos. Sci.**, 44, 2240–2458.

Mcphaden, M. J., A. Busalacchi, R. Cheney, J. Donguy, K. Gage, D. Halpern, M. Ji, P. Ju- lian, G. Meyers, G. Mitchum, P. Niiler, J. Picaut, R. Reynolds, N. Smith, e K. TAKEUCHI, 1998: The tropical ocean atmosphere (TOGA) observing system: A decade of progress. **J. Geophysics. Res.**, 103(C7), 14.169–14.240.

Moura, A. D., Shukla, J., 1981: On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, 38, 2653-2675.

Nieuwolt, S; 1977 - Tropical Climatology - An Introduction to the Climates of the tow latitudes, 207p.

Oliveira, A., Hare, J. E; Grachev, A. A.; J. Soares, J.; Bacellar, S. A.; Machado, A. J.; Espinosa, A. M. 2002. Energy Balance Over The Tropical Atlantic Ocean. IN **12th Conference on Interactions of the Sea and Atmosphere**,

Pedlosky, J. (1994). **Geophysical Fluid Dynamics**. BERLIN: SPRINGER-VERLAG.

Philander, S. G. (1980). The Equatorial Undercurrent Revisited. *Ann. Rev. Earth Planet* , p. 191-204.

Philander, S. G. (May de 1980). The Equatorial Undercurrent Revisited. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences** , 8, p. 191-294.

Philander, S. G., and Chao, Y. (1991). On the contrast between the seasonal cycles of the equatorial atlantic and pacific oceans. **Journal of Physical Oceanography** , 21, p. 1399-1406.

Philander, S. G., Gu, D., Lambert, G., Lau, N. C., Li, T., and Pacanowski, R. C. (1996). Why the ITCZ is mostly north of the Equator. 9, 2958. Rogers, D. P. Air-sea Interaction: Connecting the Ocean and Atmosphere. Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, California. **Rev. Geophys.** Vol 33 Supp. American Geophysical Union, 1995.

Rogers, D.P. Air-sea Interaction: Connecting the Ocean and Atmosphere. Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, California. **Rev. Geophys.** Vol.33, Suppl. American Geophysical Union, 1995.

Santanta, C. S; Soares, B, D; Filho, G.M.(2008) **Caracterização climatológica da área sobre o oceano Atlântico Tropical incluída na ZEE do programa Revizee nordeste**. In: XV Congresso Brasileiro de Meteorologia, São Paulo, São Paulo. Anais do XV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Em CD

Servain, J. et al. 1998. A pilot research moored array in the tropical Atlantic (PIRATA). **Bulletin of American Meteorological Society**, v.79, n.10, p.2019-2031..

Silva, C., M., S. 2009. **Simulando o ciclo diurno de precipitação na Amazônia: resultados obtidos a partir do modelo CATT-BRAMS**. Tese de Doutorado em Meteorologia pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Cachoeira Paulista, SP.

Silva M.; Oliveira A.P., 2008: **Estimativa do balanço de radiação na superfície do Oceano Atlântico - Comparação entre os dados do projeto FluTuA e do projeto SRB do ASDC- Nasa**. Anais do XIII Simpósio de Iniciação Científica do IAG/USP, São Paulo, SP (CDROM).

Silva, T.M; Costa, E.S; Filho, G.F.M; Lucena, B.D. 2010. Variabilidade temporal da TSM do Atlântico Tropical e das tábuas das marés para o porto de Salvador-BA. **Rev. Eletrônica de Ciências**, v.3, n.1

Siqueira, I.; Nobre, p. (2008). **Comparação dos fluxos de radiação solar de onda curta à superfície sobre o Atlântico Tropical**. IN: XV CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, SÃO PAULO, SÃO PAULO.

Souza, E.B.; Nobre.P. 1998. Uma revisão sobre o padrão dipolo no Atlântico Tropical. **Rev.Bras. Meteorologia**.,v.13, n.1, p.31-44.

Souza.E.B.; Rocha.E.JP. 2006. Diurnal Variation of rainfall in Bragança-PA(Eastern Amazon) During Rainy Season: Mean Characteristics and Extreme Events. **Rev. Bras. Meteorologia** , v.21, n.3a, 142-152.

Skielka, U. T. e Soares, J., 2006: **Estudo das Condições Meteorológicas e Oceanográficas no Arquipélago de São Pedro e São Paulo**. In: XIV Simpósio Internacional de Iniciação Científica da USP, 2006, São Paulo.

Skielka, U.T., 2007: **Estudo Das Condições Meteorológicas E Oceanográficas No Arquipélago De São Pedro E São Paulo**. RELATÓRIO FINAL DE PESQUISA DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA - PIBIC/CNPQ.

Shielka, U.,T. 2009. **Estudo numérico da evolução da camada de mistura oceânica o Oceano Atlântico Equatorial utilizando o modelo GOTM**. Dissertação de mestrado em Meteorologia pelo IAG/USP, São Paulo, SP.

Skielka, U., Soares, J., Oliveira, A. P., and Servian, J. (2010). Diagnostic of the diurnal cycle of turbulence of the Equatorial Atlantic Ocean upper boundary layer. **Dynamics of Atmospheres and Oceans** (SUBMETIDO).

Stephens G.L.,Radiatives properties of extend water clouds. Part I. **Journal of Atmospheric Science** 35, 2111 (1978).

Swinbank, W. C. 1963. Long-Wave Radiation from clear skies.Quarterly **Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 89, n. 381,p. 339-348.

Weingartner, T. J., and Weisberg, R. H. (1991a). A description of the annual cycle in the sea surface temperature and upper ocean heat in the equatorial Atlantic. **J. Phys. Oceanography** , 21, p. 83.

Weingartner, T. J., and Weisberg, R. H. (1991b). On the annual cycle of equatorial upwelling in the central Atlantic ocean. **J. Phys. Ocean.** , 21, p. 68.

Yu, W., B. Xiang, L. Liu, and N. Liu, 2005: Understanding the origins of interannual thermocline variations in the tropical Indian Ocean. **Geophys. Res. Lett.**, **32**.

APENDICE 1 – LISTA DE SIMBOLOS

C_p – Calor específico do ar a pressão constante

C_h – Coeficiente de transferência do calor sensível

C_e – Coeficiente de transferência do calor latente

C_d – Coeficiente de transferência turbulenta de momento

H – Fluxo de Calor Sensível

LE – Fluxo de calor Latente

L_e – Calor latente de vaporização

T_{ar} – Temperatura do ar

TSM – Temperatura da superfície do mar

Q – Fluxo de calor

Q_{sw} – Radiação de onda longa curta

Q_{lw} – Radiação de onda longa líquida

q_s - umidade específica saturação referente à interface oceano-atmosfera

q_{ar} a umidade específica do vapor d'água para o nível de referência (normalmente 10 metros).

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

U – Velocidade do vento

τ – Fluxo de momento

ρ - densidade do ar

σ -Constante de Stefan – Boltzman

e - pressão de vapor

ε – Emissividade da água

C – Cobertura do céu em Oktas

λ – coeficiente de cobertura de nuvens variando com a latitude.

α – albedo da superfície