

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

ANDREZA DE CAMPOS VIEIRA

**CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DA CAMADA LIMITE
PLANETÁRIA NA REGIÃO DO CANAL DE SÃO
SEBASTIÃO - SP**

**São Paulo
2006**

ANDREZA DE CAMPOS VIEIRA

**CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DA CAMADA LIMITE
PLANETÁRIA NA REGIÃO DO CANAL DE SÃO
SEBASTIÃO - SP**

Dissertação apresentada ao Instituto de
Astronomia, Geofísica e Ciências
Atmosféricas para obtenção do grau de
Mestre em Ciências.

Área de Concentração: Meteorologia

Orientadora: Prof^a Dr^a Jacyra Ramos Soares

**São Paulo
2006**

AUTORIZO A REPRODUÇÃO E DIVULGAÇÃO TOTAL OU PARCIAL DESTE TRABALHO, POR QUALQUER MEIO CONVENCIONAL OU ELETRÔNICO, PARA FINS DE ESTUDO E PESQUISA, DESDE QUE CITADA A FONTE.

Catálogo na Publicação

Departamento de Ciências Atmosféricas

Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo

Vieira, Andreza de Campos

Contribuição ao estudo da Camada Limite Planetária na região do Canal de São Sebastião - SP / A. C. Vieira; orientadora Prof^a Dr^a Jacyra Ramos Soares. -- São Paulo, 2006.

52 p.

Dissertação (Mestrado – Programa de Pós-Graduação em Ciências. Área de Concentração: Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo. Departamento de Ciências Atmosféricas.

1. Camada limite planetária. 2. Evolução espacial da CLP.
3. Balanço de energia: continente e oceano. I. Soares, J. R. II. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo.
III. Título

Dedico este trabalho ao meu avô, Raimundo
Celso Vieira (*in memoriam*).

Agradecimentos

Gostaria de deixar aqui meus sinceros agradecimentos à todos colegas, funcionários e professores da USP que de alguma forma contribuíram para a concretização deste trabalho.

Devo especiais agradecimentos à minha orientadora, Prof^a Dr^a Jacyra Ramos Soares, pelo companheirismo, amizade, profissionalismo e apoio incondicionais do início ao fim deste trabalho. Sua força e determinação serão para mim uma marca e exemplo de vida.

Ao Prof^o Dr. Amauri Pereira de Oliveira pelos ensinamentos e contribuição na realização deste trabalho.

A toda equipe do Centro de Biologia Marinha e Laboratório de Hidrodinâmica Costeira da USP pela cessão dos dados utilizados neste trabalho e suporte prestado.

Aos Professores Dr. Belmiro Mendes de Castro F^o e Dr. Álvaro Esteves Migotto por sua gentileza e atenção dispensada.

À minha família e meu noivo, Allan L. Dantas, pelo apoio, incentivo, dedicação e apreço e por estarem presentes em cada conquista.

À CAPES – Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior pelo apoio financeiro concedido durante esse período de imersão nas águas das Ciências Atmosféricas.

Sumário

Agradecimentos	i
Sumário.....	ii
Lista de Figuras	iii
Lista de Tabelas	v
Resumo	vi
Abstract.....	vii
Capítulo 1 Introdução	8
1.1 Objetivos.....	10
1.2 Estrutura do trabalho	11
Capítulo 2 Região de estudo e dados utilizados	12
2.1 Topografia	13
2.2 Cobertura do solo	15
2.3 Dados utilizados	16
2.3.1 Tratamento de dados.....	18
2.3.2 Análise de dados.....	19
Capítulo 3 Metodologia.....	24
3.1 Balanço de energia sobre o continente	24
3.2 Balanço de energia sobre o oceano.....	27
3.3 Determinação da altura da CLP sobre o continente e o oceano	29
3.4 Transição da CLP numa região de canal	32
Capítulo 4 Resultados.....	34
4.1 Resultados para a porção continental	34
4.2 Resultados para a porção oceânica	39
4.3 Transição da altura da CLP entre o continente e o oceano.....	43
Capítulo 5 Conclusões.....	46
Referências	49

Lista de Figuras

Figura 2.1 (a) Localização geográfica do Canal de São Sebastião em relação ao estado de São Paulo, assinalado com um “X”. (b) Região de estudo vista do espaço. (Fonte: LANDSAT/Embrapa).....	13
Figura 2.2 Mapeamento topográfico bi e tridimensional do Canal de São Sebastião (SP). Os pontos assinalados com “X” nos mapas representam os pontos de coletas de dados – Ponta do Baleeiro (23°49’S, 045°25’W) no CEBIMar, Fundeio C2 (23°49’S, 045°24’W) - e o TEBAR (23°48’S, 045° 23’W), próximo ao Porto de São Sebastião. As linhas em vermelho representam as latitudes onde foram aplicadas a proposta de transição da CLP. (Fonte: SRTM3)	14
Figura 2.3 (a) Ocupação do solo na região do CSS construída de acordo com dados e classificação do IGBP. (Fonte: IGBP) (b) Frequência dos tipos de ocupação encontrados na região de estudo segundo classificação utilizada.....	16
Figura 2.4 Evolução diária da temperatura média do ar para Verão (DJF) e Inverno (JJA)....	19
Figura 2.5 Evolução diária da umidade específica média do ar para Verão e Inverno.	20
Figura 2.6 Evolução diária (a) da intensidade e (b) direção médias do vento para Verão e Inverno.....	21
Figura 2.7 Evolução diária das componentes do vento (a) zonal e (b) meridional médias para Verão e Inverno.	22
Figura 2.8 Evolução diária da pressão atmosférica média para Verão e Inverno.	22
Figura 2.9 Evolução diária da temperatura média da água a 5m de profundidade de para Verão e Inverno.	23
Figura 3.1. Esquema simplificado do sistema solo-vegetação-atmosfera segundo proposta de Deardorff (1978).....	25
Figura 4.1 Balanço de radiação para (a) verão e (b) inverno no topo do dossel para porção continental do CSS. As componentes do balanço de radiação são: OC_{DOWN} – fluxo de onda curta incidente no topo do dossel, OC_{UP} - fluxo de onda curta refletida pela superfície, OL_{DOWN} – fluxo de onda longa emitida pela atmosfera para a superfície, OL_{UP} – fluxo de onda longa emitida pelo topo do dossel para a atmosfera e R_N - radiação líquida.....	36
Figura 4.2 Balanço de energia para (a) verão e (b) inverno no topo do dossel para a porção continental da região do CSS. As componentes do balanço de energia são: H – fluxo de	

calor sensível, LE – fluxo de calor latente, R_N – radiação líquida e G – fluxo de calor no solo.	37
Figura 4.3 Evolução temporal da altura da CLP para (a) verão e (b) inverno sobre a porção continental da grade para a região do CSS.....	38
Figura 4.4 Balanço de radiação para (a) verão e (b) inverno sobre o oceano para a região do CSS. As componentes do balanço de radiação são: OC_{DOWN} – fluxo de onda curta incidente na superfície do oceano, OC_{UP} - fluxo de onda curta refletida pela superfície do oceano, OL_{DOWN} – fluxo de onda longa emitida pela atmosfera para a superfície, OL_{UP} – fluxo de onda longa emitida pela superfície do oceano para a atmosfera e R_N - radiação líquida.	39
Figura 4.5 Evolução diária da temperatura média do ar sobre o oceano e da água para (a) verão e (b) inverno.....	40
Figura 4.6 Evolução diária da umidade específica média do ar sobre o oceano e de saturação para (a) verão e (b) inverno.	40
Figura 4.7 Balanço de energia para (a) verão e (b) inverno sobre o oceano para a região do CSS. As componentes do balanço de energia são: H – fluxo de calor sensível, LE – fluxo de calor latente, R_N – radiação líquida e G – fluxo de calor no solo.	41
Figura 4.8 Evolução temporal da altura da CLP para (a) verão e (b) inverno sobre a porção oceânica da grade para a região do CSS.....	42
Figura 4.9 Evolução espacial da altura da CLP ao longo da linha A para (a) verão, (b) verão com escala vertical detalhada, (c) inverno e (d) inverno com escala vertical detalhada. .	44
Figura 4.10 Evolução espacial da altura da CLP ao longo da linha B para (a) verão, (b) verão com escala vertical detalhada, (c) inverno e (d) inverno com escala vertical detalhada. .	45

Lista de Tabelas

Tabela 2.1 Resumo do conjunto de dados utilizados no estudo	17
Tabela 3.1 Descrição dos parâmetros utilizados e alcucos por Deardorff (1978).....	26
Tabela 4.1 Constantes utilizadas no modelo ISBA	34
Tabela 4.2 Parâmetros de solo, vegetação e atmosfera utilizados na estimativa de fluxos sobre o continente	35

Resumo

Este trabalho investiga a evolução espacial da Camada Limite Planetária (CLP) na região do Canal de São Sebastião (CSS) - SP, uma das áreas mais impactadas por derramamentos acidentais de óleo das regiões sul e sudeste do Brasil. Para tanto foi feito levantamento da topografia e cobertura do solo para uma região de 12 km x 12 km no CSS com o intuito de levantar parâmetros essenciais para a estimativa do balanço de energia sobre o continente. Foram utilizados dados médios horários de vento, temperatura e umidade específica do ar coletados pelo Centro de Biologia Marinha (CEBIMar), e temperatura do oceano obtida de um fundeio ancorado próximo ao centro do canal. Os dados médios foram utilizados para estimar do balanço de energia sobre o continente, utilizando o método proposto por Deardorff (1978), e sobre o oceano através de parametrização do tipo *bulk* para as condições de verão e inverno. Com os resultados obtidos foi determinada a altura da CLP para ambas as superfícies e, em seguida, aplicada uma média móvel com advecção destas alturas no sentido do vento zonal - a componente mais intensa do vento ao longo do dia segundo análise de dados para ambas estações estudadas - para investigar sua evolução espacial ao longo de duas linhas de latitude: uma interceptando o CEBIMar e outra, mais ao sul, numa região composta por água e continente em igual proporção.

Abstract

This work investigates the spatial evolution of the Planetary Boundary Layer in the region of São Sebastião Channel (SSC) - SP, one of the most impacted area by accidental oil spilling in the South and Southeast regions of Brazil. It was performed a topographic and soil cover survey for a region of 12 km x 12 km in the SSC region in order to obtain the essential parameters to estimate the energy balance over the continent. Hourly averaged data of wind, air temperature and specific humidity colleted by the Marine Biologic Center (CEBIMar) and ocean temperature obtained by a mooring near the centre of the channel were used in this work to estimate the energy balance over the continent using the routine proposed by Deardorff (1978) and over the ocean using bulk parameterizations for winter and summer conditions. The obtained results were used to determine the PBL height for both surfaces. To investigate the PBL spatial evolution in the transition continent-water-continent it was applied a movable average with advection of the PBL height in the zonal wind direction – the wind component more intense during winter and summer, according to the data analysis- to investigate the PBL spatial evolution through two latitude lines: one intercepting the CEBIMar and another in an region southward with equal water and continent proportion.

Capítulo 1 Introdução

A investigação da Camada Limite Planetária (CLP) é de fundamental importância para ampliar a compreensão acerca dos processos atmosféricos na baixa troposfera, uma vez que ali acontece a maior parte das atividades relacionadas à manutenção e preservação da espécie humana e organismos vivos.

A CLP é a região da atmosfera onde as variáveis meteorológicas, tais como a velocidade do vento, a temperatura e a umidade, ajustam seus valores na atmosfera livre às condições de contorno da superfície da Terra. Os contornos da superfície são de não deslizamento para a velocidade geralmente e impõem fluxos de superfície para o calor e a umidade. É evidente que os perfis verticais das variáveis meteorológicas nessa camada devem depender fortemente do processo que determina o transporte vertical e de mistura na CLP (Nieuwstadt and Duynkerke, 1996). O processo responsável pelo transporte e mistura das propriedades do fluido atmosférico é a turbulência que surge em resposta às forçantes em superfície - atrito, aquecimento solar e diferencial das superfícies, evapotranspiração, etc - com a finalidade de manter o equilíbrio vertical dessas propriedades no domínio da CLP.

As campanhas observacionais em muito têm contribuído para que se possa compreender melhor os processos turbulentos e a dinâmica da CLP. Apesar da sua enorme importância, estudos observacionais da CLP sobre a interface continente-oceano são praticamente inexistentes no Brasil (Dourado e Oliveira, 2001; Wainer *et. al.*, 2003; Oliveira, 2003). Isso ocorre principalmente sobre o oceano cujas observações meteorológicas requerem equipamentos robustos (Bradley *et. al.*, 1991), pois a severidade do ambiente marinho provoca a rápida deterioração dos sensores, alterando o desempenho dos mesmos. Além disso, se as observações forem realizadas em plataformas móveis (navios ou bóias) a

interferência dos movimentos da plataforma dificulta, ou até inviabiliza, a obtenção dos dados, especialmente os fluxos verticais turbulentos. No caso de observações efetuadas com aviões, além do alto custo, que impede a caracterização climatológica da região, existe também uma limitação de operação, uma vez que não é possível obter medidas abaixo de 30 metros (Enriquez e Friehe, 1997).

Medidas da altura da CLP sobre o continente, importantes para estudos de impactos ambientais, são limitadas em razão do alto custo da implementação de experimentos micrometeorológicos, tanto em termos de recursos técnicos quanto humanos, o que inviabiliza a obtenção de dados por longos períodos de tempo. Desse modo, praticamente não há dados observacionais que caracterizem a interação entre as escalas do movimento que afetam a estrutura dinâmica e termodinâmica da CLP (Wood, 2000).

Uma alternativa às medidas observacionais é a modelagem analógica que consiste em gerar turbulência em fluidos em condições de laboratório. Segundo Oliveira (2004), uma maneira de operacionalizar esse método é gerando um escoamento controlado - em termos de intensidade e direção - utilizando ar em um túnel de vento atmosférico ou com água em tanques de convecção. O Brasil dispõe de poucos túneis de vento em operação e, sua utilização voltada a estudos de turbulência atmosférica ainda é reduzida e racionalizada entre grupos de pesquisa de diversas áreas do conhecimento.

Além dos métodos analógicos e medidas diretas, estimativas da altura da CLP podem ser realizadas através da obtenção dos fluxos turbulentos utilizando parametrizações tipo *bulk* que poderão ser utilizadas nas formulações de estimativa da altura da CLP. Uma série de expressões para determinar a altura da CLP está disponível na literatura (Vickers e Mahrt, 2004; Stull, 1988; Arya, 1988; Venkatram, 1980; Zilitinkevich, 1972; Tennekes, 1973).

Dentro dessa perspectiva, o Canal de São Sebastião (CSS) foi escolhido como região de estudo, por estar localizado no litoral norte de São Paulo considerada uma das áreas mais

impactadas pelos vazamentos de óleo nas regiões sudeste e sul do Brasil, basicamente em função da presença do Terminal Petrolífero Almirante Barroso (TEBAR), por onde trafega mais de 50% da produção de todo o petróleo do país (Poffo *et. al.*, 2001). De acordo com Meyer e Cantão (1996), nos últimos 20 anos, mais de 200 vazamentos de óleo e derrames acidentais ocorreram na região do CSS, contribuindo para a poluição crônica da água e áreas vizinhas. Em consequência desses derrames, inúmeros costões rochosos e praias são atingidos sistematicamente acarretando o comprometimento da qualidade ambiental desses ecossistemas (Coutinho, 2002).

Quando ocorre um vazamento de óleo em alto mar devido à diferença de densidades entre o óleo e a água salgada, a mancha tende a flutuar e espalhar -se na direção dos ventos de superfície. Dessa forma, torna-se importante o conhecimento dos ventos de superfície, isto é, os ventos na CLP.

Alguns estudos oceanográficos já foram feitos na região (Leandro, 1999; Soares, 1994, Silva, 1995; Fontes, 1995, Soares *et. al.*, 1999, 1997) envolvendo a climatologia das águas da região e a utilização de modelos de dispersão oceânica.

1.1 Objetivos

Face às dificuldades existentes para caracterizar a CLP em regiões costeiras, o objetivo geral deste trabalho é propor um método de investigação da evolução espacial da altura da CLP na região do Canal de São Sebastião utilizando dados médios das propriedades meteorológicas e oceanográficas para condições de verão e inverno. Para tanto serão utilizados dados de uma estação meteorológica automática e de um fundeio ambos fixados em pontos centrais do canal.

Os objetivos específicos são:

- Estimar a evolução temporal do balanço de energia sobre o continente e sobre o oceano;
- Determinar a altura da CLP a partir dos balanços de energia para ambas as condições;
- Determinar a transição da CLP entre o continente e o oceano.

1.2 Estrutura do trabalho

A dissertação está organizada em 4 capítulos além da introdução. O Capítulo 2 traz a caracterização da região de estudo além da descrição detalhada do conjunto de dados, o tratamento realizado para que sua utilização fosse possível e análise dos mesmos.

A metodologia de trabalho é apresentada no Capítulo 3 onde é possível encontrar uma descrição sucinta das teorias envolvidas na compreensão dos processos aqui estudados, os modelos de estimativa do balanço de energia e determinação da altura da CLP sobre o continente e o oceano, além da proposta de transição da CLP na interface continente-oceano-continente.

No capítulo 4 são apresentados e comentados os resultados obtidos em cada etapa do trabalho. E, finalmente, no Capítulo 5 são apresentadas as conclusões acerca dos resultados obtidos, a viabilidade de utilização da proposta apresentada enquanto método alternativo para investigação da CLP na região do CSS.

Capítulo 2 Região de estudo e dados utilizados

A região de estudo é o Canal de São Sebastião (CSS), localizado entre a planície costeira - abrangendo o município de São Sebastião - e a Ilha de São Sebastião (ISS) - município de Ilhabela - cerca de 200 km a nordeste do estado de cidade de São Paulo (SP) conforme ilustra a Figura 2.1a. Esse canal com aproximadamente 22 km de comprimento, se estende entre as latitudes 23°41'S e 23°54'S, apresenta forma curva cuja orientação com o norte verdadeiro varia entre NE e N nas suas entradas sul e norte, respectivamente. Essas entradas com configuração afunilada têm larguras aproximadas de 7,2 e 5,6 km, e a parte mais estreita, com aproximadamente 1,9 km, está localizada na ponta do Araçá (Silva, 1995).

Sua localização geográfica, características físicas e ambientais tornam o CSS uma região de grande importância estratégica e econômica. Tornou-se um pólo turístico e suas águas calmas abrigam um porto e um terminal petrolífero, ambos situados próximos à entrada norte do canal. Próximo à entrada sul, localiza-se o CEBIMar (Centro de Biologia Marinha) onde foram coletados os dados meteorológicos utilizados neste trabalho. Além dos pontos citados, pode-se verificar a presença de manchas urbanas ao longo da linha de costa em ambos os municípios como mostrado na Figura 2.1b.

A presença do Terminal Marítimo Almirante Barroso (TEBAR) movimenta elevado número de navios petroleiros, gerando extensa atividade ligada ao setor petroquímico e de transportes (Leandro, 1999). Contudo, nas últimas décadas foram registradas mais de 200 ocorrências de vazamentos de óleo envolvendo embarcações que trafegam na região do CSS. Tais eventos preocupam órgãos de defesa civil e meio ambiente no sentido de planejar ações de contenção das manchas de óleo, dado que as correntes marítimas na região são altamente influenciadas pelos ventos (Emilsson *apud* Castro F°, 1990, p. 111).

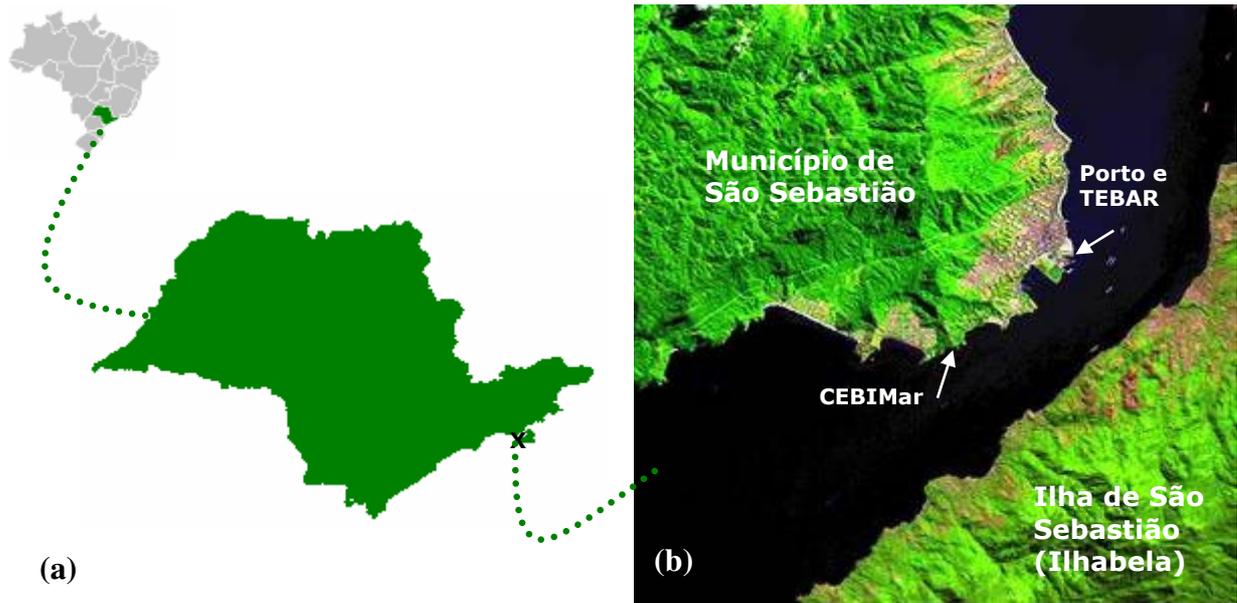


Figura 2.1 (a) Localização geográfica do Canal de São Sebastião em relação ao estado de São Paulo, assinalado com um "X". (b) Região de estudo vista do espaço. (Fonte: LANDSAT/Embrapa¹)

O CEBIMar está instalado à beira mar, na porção continental do CSS em frente à Ilhabela numa Área Sob Proteção Especial (ASPE), reservada à pesquisa e contemplação onde são proibidas a coleta e pesca de organismos da fauna e flora. Este centro mede alguns dados ambientais como velocidade do vento, umidade relativa, temperatura do ar e pressão atmosférica ao nível do mar para o monitoramento das condições de vida marinha.

2.1 Topografia

O mapeamento topográfico bi e tridimensional do Canal de São Sebastião (SP) está apresentado na Figura 2.2. Os pontos assinalados com "X" nos mapas representam os pontos de coletas de dados - Ponta do Baleeiro (23°49'S, 045°25'W) no CEBIMar, Fundeio C2 (23°49'S, 045°24'W) - e o TEBAR (23°48'S, 045° 23'W), próximo ao Porto de São Sebastião. As linhas em vermelho representam as latitudes onde foram aplicadas a proposta de transição da CLP.

¹ Obtido em 08/03 /2005 da internet: <http://www.cdbrasil.cnpm.embrapa.br>

Os dados de topografia utilizados neste trabalho são os do Shuttle Radar Topography Mission 3 arc-seconds² (SRTM3), um programa de mapeamento global conduzido pela NASA em conjunto com outros órgãos e agências espaciais. O espaçamento da grade horizontal é de 3 segundos de arco em latitude e em longitude, o que corresponde a uma grade de 90 m x 90 m na região do Equador.

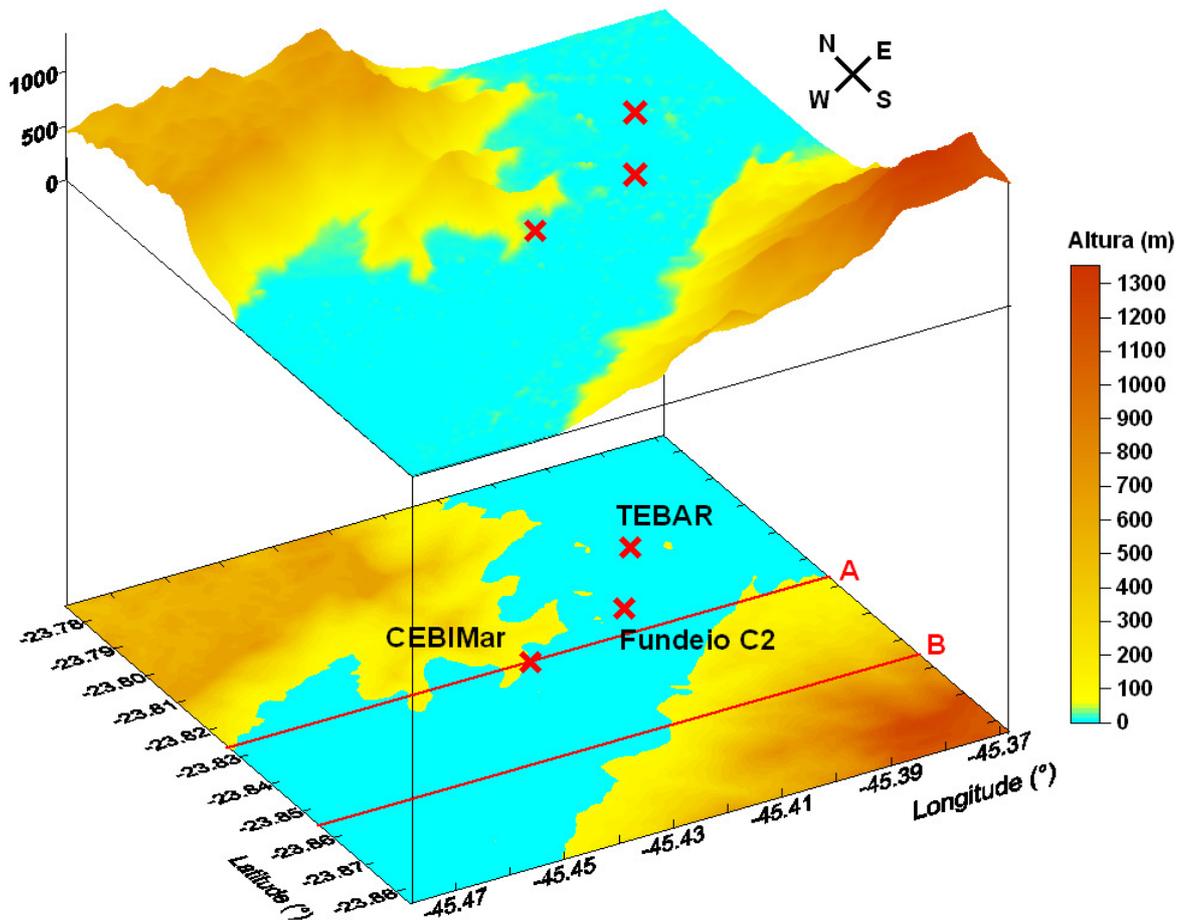


Figura 2.2 Mapeamento topográfico bi e tridimensional do Canal de São Sebastião (SP). Os pontos assinalados com “X” nos mapas representam os pontos de coletas de dados – Ponta do Baleeiro (23°49’S, 045°25’W) no CEBIMar, Fundeio C2 (23°49’S, 045°24’W) - e o TEBAR (23°48’S, 045° 23’W), próximo ao Porto de São Sebastião. As linhas em vermelho representam as latitudes onde foram aplicadas a proposta de transição da CLP. (Fonte: SRTM3)

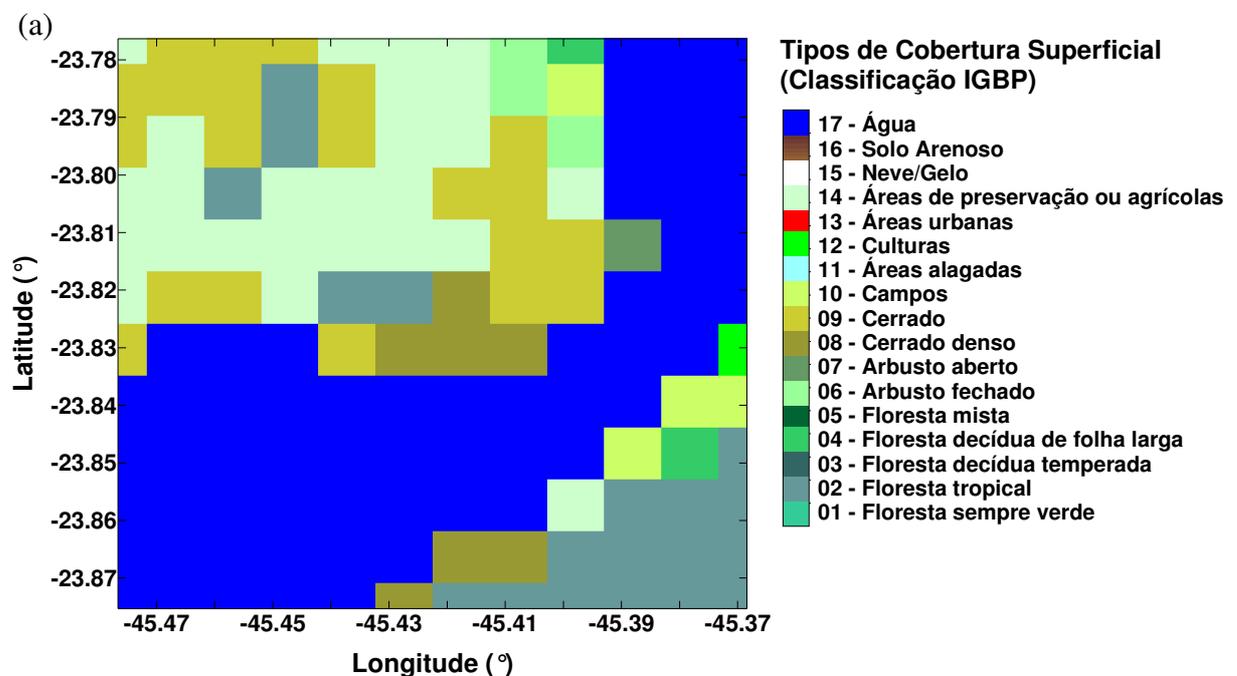
A região é parte integrante do Parque Estadual da Serra do Mar, sendo marcada por relevo bastante acidentado, com altitudes que variam entre o nível médio do mar até cerca de 1300 m no município de Ilhabela, conforme ilustra a Figura 2.2. Em termos de acidentes geográficos, deve ser dado destaque à ISS, que funciona como uma barreira natural às ondas

² O histórico do programa bem como referências sobre o SRTM estão disponíveis em <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>. Os dados de topografia podem ser baixados através do link: <ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov/srtm/version2/>.

do mar aberto e aos ventos carregados de umidade provenientes do oceano rumo ao continente. A presença da ISS provoca um efeito bastante interessante de canalização dos ventos na direção do canal. Esse tipo de obstáculo favorece a formação de nuvens orográficas comuns ao longo da ISS. Por essa razão, o clima da região é o tropical úmido, com grande ocorrência de chuvas durante todo o ano.

2.2 Cobertura do solo

A ocupação do solo foi obtida através do software de tratamento de dados desenvolvido por Pereira (2004) que utiliza dados do International Geosphere Biosphere Programme (IGBP) cujo espaçamento da grade horizontal é de 1 km x 1 km próximo ao Equador. A classificação do IGBP reconhece 17 categorias de cobertura do solo elencadas na legenda da Figura 2.3a.



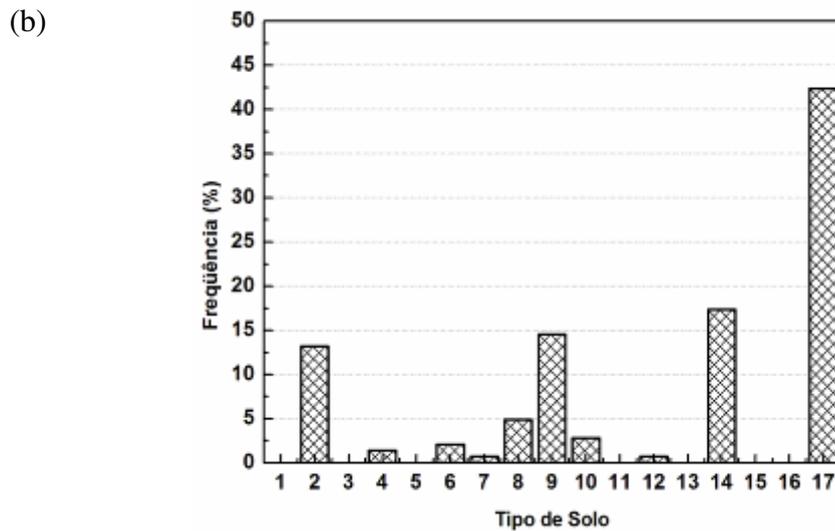


Figura 2.3 (a) Ocupação do solo na região do CSS construída de acordo com dados e classificação do IGBP. (Fonte: IGBP) (b) Frequência dos tipos de ocupação encontrados na região de estudo segundo classificação utilizada.

Conforme Figura 2.3b, verifica-se que a água ocupa 42,4% da grade utilizada. Com relação aos tipos de ocupação de solo mais abundantes na região, destacam-se: áreas agrícolas ou de preservação (17,4%), cerrado (14,6%) e floresta tropical (13,2%).

Sabendo-se que grande parte dos municípios de São Sebastião e Ilhabela é coberta por Mata Atlântica nativa, e estão situadas em áreas de proteção ambiental e especial (APAs e ASPes), adotou-se o tipo 14 (áreas de preservação ou agrícolas) como tipo de solo predominante para a grade utilizada. Essa informação é bastante importante no sentido de guiar a pesquisa e definição dos parâmetros do solo utilizados nas simulações de balanço de energia sobre o continente. Tal levantamento é apresentado no Capítulo 4.

2.3 Dados utilizados

A investigação do comportamento da CLP em regiões costeiras através da estimativa de fluxos turbulentos, depende do conhecimento das condições meteorológicas e oceanográficas da região. Para tanto, foram utilizados neste trabalho, dados meteorológicos e

a temperatura do oceano. Os dados descritos aqui foram obtidos em duas localidades do CSS: CEBIMar e nas proximidades do TEBAR (vide Figura 2.2).

Os dados meteorológicos foram cedidos pela equipe técnica do CEBIMar e provêm dos registros de uma estação meteorológica automática compacta equipada com sensores de direção e velocidade do vento, temperatura, umidade relativa do ar e pressão atmosférica. Estes sensores ficam dispostos em um mastro instalado no topo da Ponta do Baleeiro (23°49'S, 045°25'W) e realizam leituras instantâneas a cada 10 minutos que são armazenadas num datalogger fixado na base da estação meteorológica. Estes dados também são transmitidos, via rádio (VHF) e em tempo real, a um computador equipado com software de obtenção de dados instalado no laboratório do centro de estudos.

Os dados de temperatura da água a 5 m de profundidade em relação ao nível médio do mar foram cedidos pelo Laboratório de Hidrodinâmica Costeira (LHICO) do Instituto Oceanográfico da USP. Tais dados referem-se às observações do fundeio C2 (23°49'S, 045°24'W) ancorado entre o TEBAR e o CEBIMar durante as campanhas realizadas para o projeto TRADICASS (Transporte e Dispersão no Canal de São Sebastião). O período de amostragem dos dados é de 30 minutos sendo que a medida é instantânea.

A Tabela 2.1 descreve o conjunto de dados meteorológicos e oceanográficos utilizados neste trabalho.

Tabela 2.1 Resumo do conjunto de dados utilizados no estudo

Período de dados	Origem	Dados obtidos (unidade de medida)
Jul/2000 - Ago/2005	CEBIMar Ponta do Baleeiro (23°49'33"S, 045°25'21"W)	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Pressão atmosférica - nível do mar (hPa) ▪ Temperatura do ar (°C) ▪ Velocidade do vento (km h⁻¹) ▪ Direção do vento (°) ▪ Umidade relativa (%)
Dez/2001 - Ago/2005	Fundeio C2 (23°49'32"S, 045°24'33"W)	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Temperatura da água a 5m de profundidade (°C)

2.3.1 Tratamento de dados

Ao selecionar a base de dados para o estudo, verificou-se que sua utilização somente seria possível se fossem feitas interpolações e filtros para eliminar os dados discrepantes ou suprir a falta de dados em alguns períodos.

Dadas as condições acima, e tendo em vista o objetivo do trabalho, optou-se por traçar um padrão médio de comportamento das propriedades meteorológicas e oceanográficas na região para os meses de verão (Dezembro, Janeiro e Fevereiro ou DJF) e inverno (Junho, Julho e Agosto ou JJA). Para tanto, tomou-se a média horária dos dados descritos na Tabela 2.1 com o intuito de obter um dia de dados para cada estação.

Neste trabalho, adotou-se o termo **média horária** como sendo o valor médio de uma propriedade num dado horário de coleta. Ou seja, para cada horário de coleta foi tomada a soma dos valores daquela propriedade naquele específico horário em todos os arquivos disponíveis e, esta dividida pelo número de ocorrências registradas.

Como visto na seção anterior, os conjuntos de dados têm diferentes períodos de amostragem. No sentido de padronizar as médias horárias, e dado que as medidas da estação meteorológica e do fundeio são instantâneas, as médias para ambos os conjuntos de dados foram calculadas a cada 30 minutos, maior período de amostragem entre os dois conjuntos de dados. Ao final do cálculo das médias foram obtidos 2 arquivos, um para a condição de verão e outro para inverno, cada um contendo um dia de dados médios distribuídos em 48 registros (1 registro a cada 30 minutos).

Antes da utilização desses dados foi feita uma montagem de modo que as últimas 6 horas de dados – período das 18HL às 2330HL – foram copiadas à frente das 00HL originalmente obtida com a média. Esse período de 6 horas adicionais é o período esperado para que as rotinas numéricas se estabilizem ao longo das simulações, sendo descartados na apresentação dos dados finais.

2.3.2 Análise de dados

Os resultados obtidos com o tratamento de dados proposto são apresentados a seguir. As figuras contemplam dados de verão e inverno para que seja possível uma análise comparativa dos mesmos. A Figura 2.4 traz a temperatura média do ar para verão e inverno onde se observa que no verão, a temperatura mínima do ar atinge valor de 24°C por volta das 530HL e, a máxima chega a 27°C próximo às 14HL. No inverno tem-se que a mínima igual a 19,7°C ocorre às 7HL, enquanto a máxima de 22,5°C é observada às 1530HL. Os valores máximos e mínimos de inverno encontram-se deslocados 1,5h em relação ao verão.

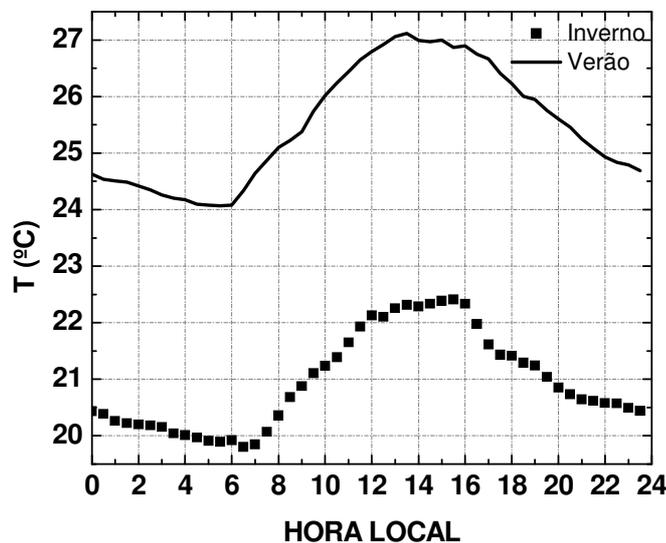


Figura 2.4 Evolução diária da temperatura média do ar para Verão (DJF) e Inverno (JJA).

A umidade específica média do ar apresentada na Figura 2.5 tem ciclo diário semelhante à temperatura do ar. O verão apresenta-se como estação mais úmida atingindo valores máximo e mínimo de umidade específica maiores que o inverno. Nas primeiras horas do dia para o verão ocorre o mínimo de 17g kg^{-1} às 0530HL; a umidade específica máxima igual a $18,25\text{g kg}^{-1}$ ocorre por volta das 1530HL. No inverno, a mínima chega a $12,75\text{g kg}^{-1}$ cerca de 1 hora mais tarde que no verão e a máxima igual a 14g kg^{-1} ocorre meia hora mais tarde relativamente à estação mais úmida.

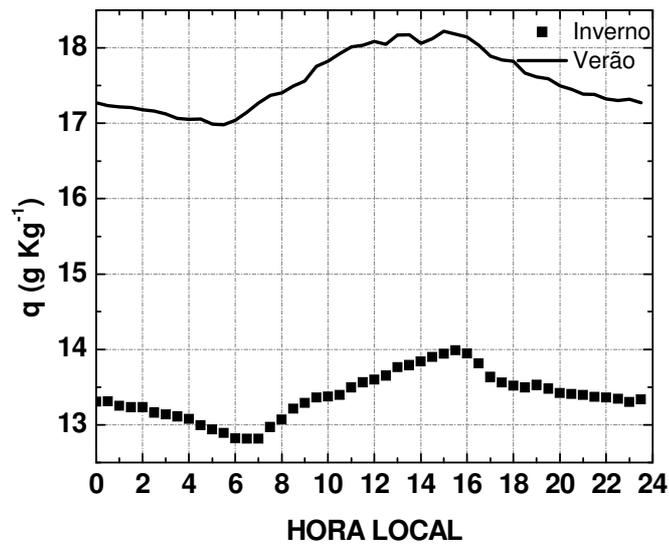


Figura 2.5 Evolução diária da umidade específica média do ar para Verão e Inverno.

A Figura 2.6a mostra a intensidade média do vento para os meses de inverno e verão. Comparando-se os gráficos de umidade específica (Figura 2.5) e intensidade do vento (Figura 2.6a), têm-se que para o inverno, a região nas proximidades do CEBIMar experimenta vento menos intenso e seco, enquanto no verão, os ventos são comparativamente mais intensos e úmidos. Vale lembrar que a intensidade do vento na região só não é maior devido à presença da ISS que opera como um anteparo às ações do oceano sobre a planície costeira conforme discutido na seção 2.1. Ainda explorando a formação da ISS e seu impacto sobre as condições meteorológicas locais, pode-se reforçar o efeito de canalização dos ventos. O CSS tem orientação que varia entre NE e N. Em termos da direção meteorológica isto representa vento orientado na direção NE-SW. Na Figura 2.6b observa-se essa direção do vento durante dois períodos (das 00HL até cerca de 10HL e das 2030HL até o fim do dia).

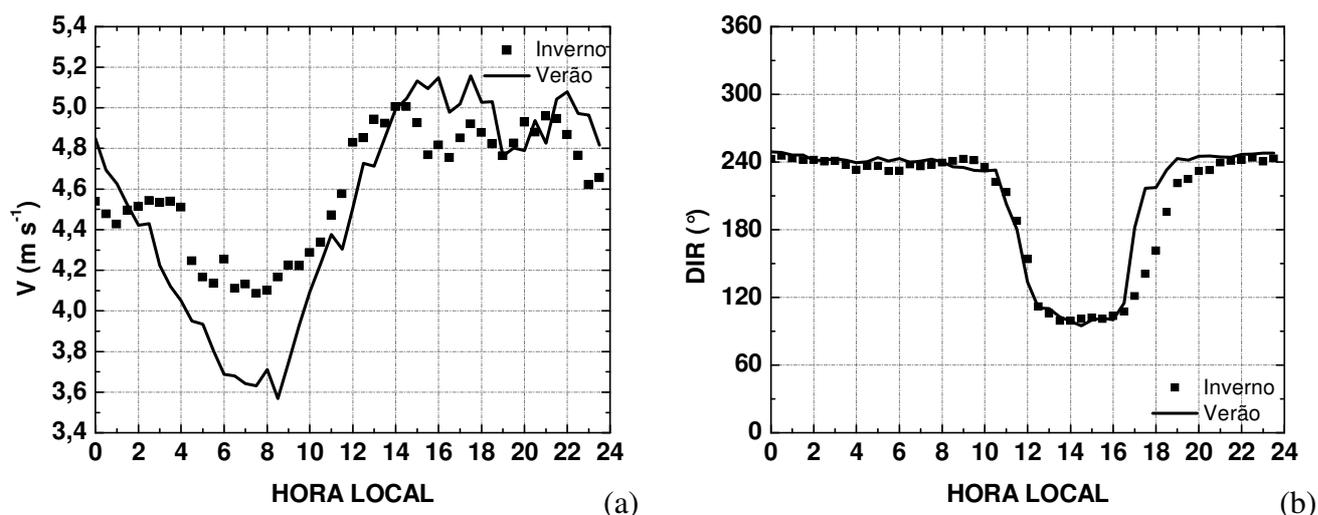


Figura 2.6 Evolução diária (a) da intensidade e (b) direção médias do vento para Verão e Inverno.

Da composição das informações obtidas nas Figuras 2.5, 2.6 e 2.7 observa-se a entrada da brisa marítima no continente, tanto no verão quanto no inverno. É possível notar, nos dados médios, que entre as 14HL e 16HL, a componente meridional do vento (Figura 2.7b) atinge intensidade próxima de zero enquanto que a componente zonal (Figura 2.7a) atinge sua maior intensidade em módulo, ou seja, venta em sentido à planície costeira (vide localização na Figura 2.1b). Ao mesmo tempo, a Figura 2.6b mostra que a direção do vento começa a modificar por volta das 10HL até atingir 90° e mantém-se nessa direção até cerca de 16HL, reforçando a tese de que o vento é predominantemente zonal (E-W). Na Figura 2.5 identifica-se um aumento da umidade específica no mesmo período. Concluindo: o vento predominantemente zonal transporta massa de ar úmido do oceano para o continente no período entre 14HL e 16HL tanto para inverno quanto verão no CSS.

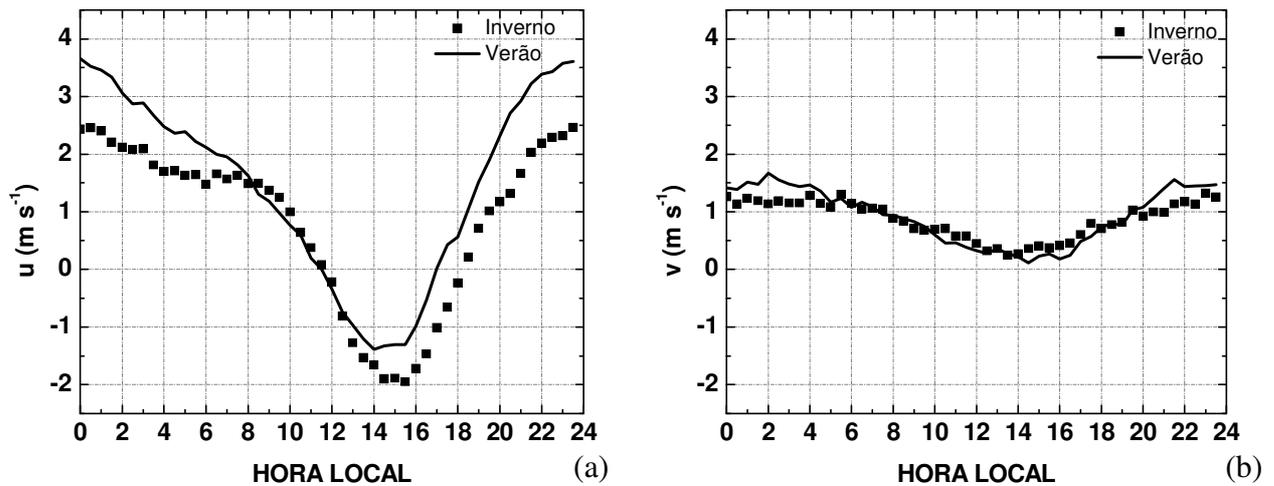


Figura 2.7 Evolução diária das componentes do vento (a) zonal e (b) meridional médias para Verão e Inverno.

É possível notar na Figura 2.8 que a pressão atmosférica no inverno é consideravelmente maior que no verão devido ao fato da temperatura do ar nesta estação ser mais fria e, portanto, mais densa. A exemplo do que ocorre com as temperaturas, os mínimos e máximos de pressão durante o verão ocorrem defasados em relação ao inverno. Os mínimos de pressão iguais a 1006 hPa, ocorrem às 5HL e às 18HL, já o máximo de pressão igual a 1007,8 hPa ocorre por volta das 1130HL no verão. No inverno, os mínimos de pressão são iguais a 1014 hPa e ocorrem às 6HL e às 18HL enquanto o máximo de 1017 hPa ocorre às 11HL.

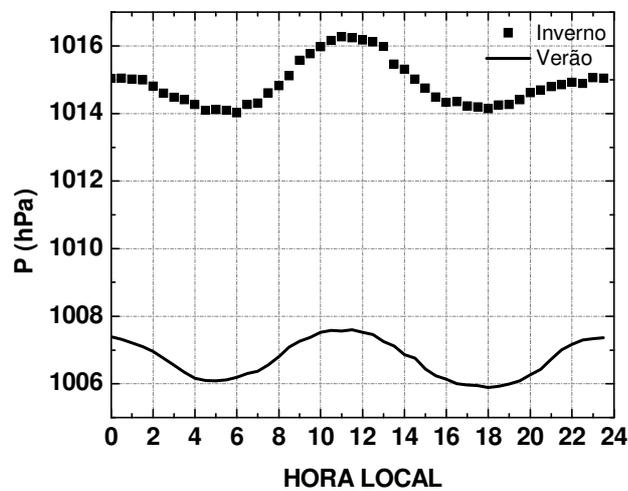


Figura 2.8 Evolução diária da pressão atmosférica média para Verão e Inverno.

A Figura 2.9 ilustra os dados médios de temperatura da água a 5m de profundidade, doravante designada temperatura do oceano. No verão, observa-se maior amplitude térmica que no inverno. A temperatura do oceano chega a variar quase $0,5^{\circ}\text{C}$ - de $24,25^{\circ}\text{C}$ a $24,75^{\circ}\text{C}$ - ao longo do dia no verão enquanto que no inverno, a temperatura mantém-se praticamente constante em torno de $21,5^{\circ}\text{C}$ a $21,6^{\circ}\text{C}$. Isso se deve ao fato dos contrastes térmicos no sistema oceano-continente serem mais intensos no verão.

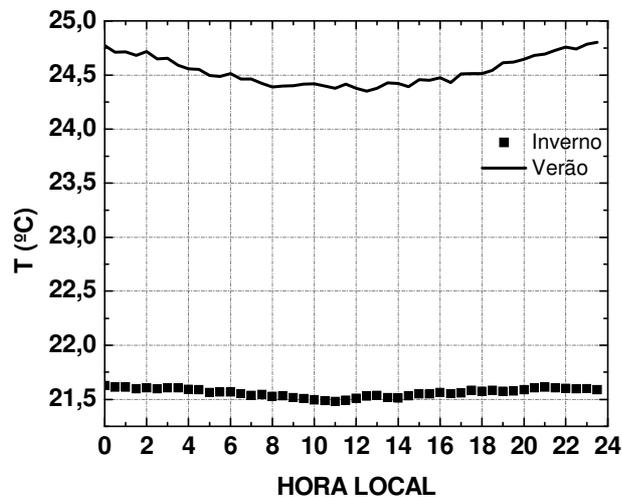


Figura 2.9 Evolução diária da temperatura média da água a 5m de profundidade de para Verão e Inverno.

Capítulo 3 Metodologia

A metodologia empregada nesse trabalho consiste em simular a evolução espacial da CLP para uma região de interface continente-oceano-continente. Para isso, foram estimados os balanços de energia para a porção continental e oceânica da região de estudo bem como a altura da CLP para cada superfície para as condições de inverno e verão.

Para a porção continental foi utilizada a formulação proposta por Deardorff (1978) que consiste em simular a evolução temporal dos fluxos turbulentos na CLP. Para a estimativa de fluxos sobre as águas do CSS foi proposta a utilização de expressões empíricas largamente utilizadas para esse fim na literatura (Soares *et. al.*, 2004, Bacellar *et. al.*, 2004).

3.1 Balanço de energia sobre o continente

A formulação proposta por Deardorff (1978) e aplicada nesse trabalho, é um dos mais eficientes esquemas de interação solo-biosfera-atmosfera (ISBA) existentes na literatura no que diz respeito à representação dos processos físicos na superfície (Targino, 1999). Este esquema utiliza como forçantes externas, dados meteorológicos de velocidade do vento, temperatura e umidade específica do ar à cerca de 10 m de altitude além de uma série de parâmetros relacionados ao sistema solo-vegetação-atmosfera local.

A biosfera é representada por uma camada de vegetação cuja capacidade térmica pode ser negligenciada. O solo é dividido em 2 camadas homogêneas sendo que, a mais superficial e menos profunda - apresenta cerca de 0,1 m de profundidade - responde às variações de temperatura e umidade na escala diária; já a outra camada mais profunda que a primeira - cerca de 0,9 m - responde às variações anuais dessas propriedades.

O dossel da vegetação é representado por uma camada de altura h que inclui a altura do plano de deslocamento da folhagem (d_v) mais o comprimento de rugosidade da vegetação (z_{0v}). A densidade da vegetação é representada pela quantidade σ_f e está associada à porção da vegetação responsável pelo bloqueio da radiação de onda curta que chega à superfície. Essa grandeza assume valores $0 < \sigma_f < 1$, de modo que, zero refere-se à ausência de vegetação e 1 refere-se à cobertura total. Considerando os parâmetros aerodinâmicos e característicos da vegetação e da superfície do solo é possível então iniciar o balanço de radiação nestas camadas. Um esquema ilustrativo de como o sistema é tratado pelo modelo e quais são os parâmetros e fluxos obtidos segue apresentado na Figura 3.1.

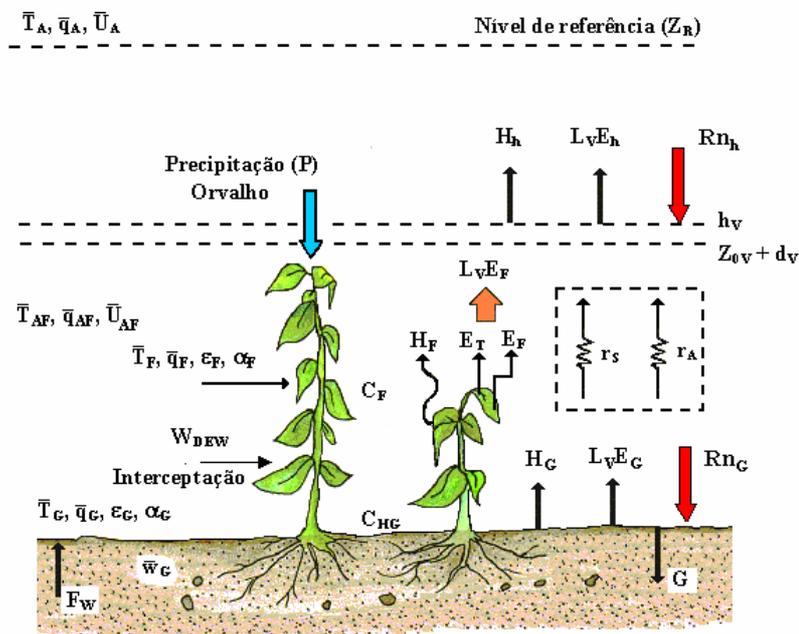


Figura 3.1. Esquema simplificado do sistema solo-vegetação-atmosfera segundo proposta de Deardorff (1978).

Tabela 3.1 Descrição dos parâmetros utilizados e alcucos por Deardorff (1978)

Símbolo	Definição	Sub	Definição
d_1 e d_1'	Profundidades do solo influenciadas pelo ciclo diurno de temperatura e umidade, respectivamente	a	Altura no “nível do anemômetro”
d_2 e d_2'	Profundidades do solo influenciadas pelo ciclo diurno de temperatura e umidade, respectivamente	h	Altura do dossel
E_{tr}	Taxa de transpiração da folhagem	f	Superfície da folhagem
E_g	Taxa de evaporação na superfície do solo	af	Valor médio da variável dentro do dossel
q	Umidade específica	0	Avaliação da variável no solo nu
z_0	Comprimento de rugosidade	g	Valor da variável na superfície do solo
d	Altura de deslocamento		
z	Altura vertical		
r_{ar}	Resistência atmosférica		
r_s	Resistência estomatal		
T	Temperatura absoluta		
T_2	Temperatura média do solo na profundidade d_2		
u	Velocidade do vento		
w_g	Concentração volumétrica de umidade no solo		
w_2	Conteúdo de umidade do solo na camada de profundidade d_2'		
w_{dew}	Massa de água líquida retida pela folhagem		
w_s	Umidade do solo na região das raízes		
α	Albedo		
ϵ	Emissividade		
ρ_{ar}	Densidade do ar		
c_H	Coefficiente adimensional de transferência de umidade		
H	Fluxo de calor sensível		
LE	Fluxo de calor latente		
R_n	Irradiância líquida		
G	Fluxo de calor na superfície do solo		

Bhumralkar (1975) e Blackadar (1976) [apud Deardorff (1978)] propuseram uma maneira simplificada de determinar a temperatura do solo, T_g , que inclui um mecanismo que considera que a camada mais profunda do solo regida pelas variações em escala anual, T_2 , pode influenciar a temperatura da superfície do solo, T_g bem como a soma dos fluxos de energia na superfície do solo (H_a). Esse método é conhecido como Force-Restore e é utilizado tanto para a temperatura quanto para a umidade. Targino (1999) menciona que este equacionamento é capaz de simular a contínua secagem da superfície na ausência de precipitação e irrigação e, durante a noite, a recuperação parcial do conteúdo de umidade da superfície do solo, que se acredita decorrer da transferência de umidades da camada inferior.

Discussão e desenvolvimento detalhado das relações e equações do modelo podem ser encontrados em Targino (1999) e Oliveira (2003).

3.2 Balanço de energia sobre o oceano

Os fluxos turbulentos de superfície acoplam os processos que ocorrem entre o oceano e a atmosfera, sendo crucial o conhecimento desses fluxos para o entendimento da interação oceano-atmosfera. A descrição quantitativa da troca de energia na interface oceano-atmosfera é importante para estudos de processos físicos e para o desenvolvimento de modelos oceânicos e atmosféricos de diferentes escalas espacial e temporal (Soares *et. al.*, 2004).

Neste trabalho, os parâmetros atmosféricos utilizados na estimativa dos fluxos sobre o oceano foram: velocidade do vento, temperatura do ar, umidade específica do ar sobre o oceano e temperatura do oceano.

O método utilizado para estimar os fluxos verticais turbulentos de calor sensível (H) e vapor de água (LE) sobre o oceano é chamado método *bulk*. Nesse tipo de formulação, o fluxo de uma propriedade qualquer é proporcional ao produto da variação vertical desta propriedade entre a superfície do oceano e um nível de referência localizado a uma altura z (tipicamente a 10 m de altitude da superfície do oceano), um coeficiente de troca turbulenta e o vento medido no nível de referência z . Tais coeficientes de troca turbulenta variam de acordo com a altura e estabilidade local. As relações empíricas em que se baseiam o método supracitado são (WGASF, 2000):

$$H_0 = -\rho c_p C_H u_z (T_z - T_0) \quad (3.2.a)$$

$$LE_0 = -\rho L C_E u_z (q_z - q_0) \quad (3.2.b)$$

onde $C_H = 1 \times 10^{-3}$ e $C_E = 1,2 \times 10^{-3}$ são os coeficientes de troca turbulenta de calor sensível e vapor d'água³, respectivamente, ρ é a densidade do ar, c_p é o calor específico à pressão constante, L é o calor latente de evaporação, $[u_z, T_z$ e $q_z]$ correspondem à velocidade do vento, a temperatura e umidade específica do ar no nível de referência z ; T_0 e q_0 são a

³ Coeficientes de troca turbulenta propostos por Smith (1988).

temperatura do ar e a umidade específica de saturação representativas da superfície do oceano, respectivamente.

A umidade específica de saturação (q_0) foi obtida segundo a expressão de Tétens:

$$q_0 = E \frac{e}{(p - e)} \quad (3.2.c)$$

$$e = \frac{UR}{100} \cdot e_{\text{sat}} \quad (3.2.d)$$

$$e_{\text{sat}} = 0,6112 e^{\left[\frac{17,67 \cdot (T_z - 273,16)}{T_z - 29,66} \right]}$$

onde $E=0,622$ é a razão entre a constante do ar seco e do vapor d'água, e é a pressão de vapor do ar, p é a pressão atmosférica, UR é a umidade relativa do ar, e_{sat} é a pressão de vapor de saturação à temperatura do ar.

O balanço de radiação sobre o oceano é dado por:

$$R_{N_0} = OC \downarrow_0 + OC \uparrow_0 + OL \downarrow_0 + OL \uparrow_0 \quad (3.2.e)$$

onde R_N é a radiação líquida, $OC \downarrow_0$ e $OC \uparrow_0$ são as componentes de radiação solar incidente e refletida pela superfície e $OL \downarrow_0$ e $OL \uparrow_0$ são as componentes de radiação de onda longa emitidas pela atmosfera e pela superfície, respectivamente.

O fluxo de radiação solar incidente sobre o oceano foi calculado como:

$$OC \downarrow = -I_0 \cos \gamma \cdot \tau_R \quad (3.2.f)$$

onde $I_0 = S_0 \cdot (D_{\text{TSM}}/D_{\text{TS}})^2$ é a constante solar corrigida para a variação da distância Terra-Sol ao longo do ano, D_{TSM} é a distância média Terra-Sol, D_{TS} é a distância real Terra-Sol, S_0 é o valor da constante solar observado em D_{TSM} ; γ é o ângulo zenital e τ_R é a transmissividade atmosférica dada por (Bacellar *et. al.*, 2004):

$$\tau_R = (0,5 + 0,3 \cos \gamma) \quad (3.2.g)$$

A radiação solar refletida pela superfície foi parametrizada como:

$$OC \uparrow = -\alpha \cdot OC \downarrow \quad (3.2.h)$$

onde $\alpha = 0,06^4$ é o albedo da água.

A radiação de onda longa incidente na superfície do oceano, $OL \downarrow$, foi estimada através da expressão de Idso modificada (vide Oliveira, 2003):

$$OL \downarrow = -\left[a + (b \cdot T_z^4) \right] \quad (3.2.i)$$

onde $a (=208)$ e $b(=6)$ são constantes.

A radiação de onda longa emitida pela superfície, $OC \uparrow$, é estimada a partir da emissão de corpo negro da superfície e da emissividade do ar, ϵ , através da seguinte expressão:

$$OL \uparrow = -\epsilon \sigma T_z^4 \quad (3.2.j)$$

onde σ é a constante de Stefan-Boltzman.

O termo de armazenamento, Q , é o equivalente do fluxo de calor no solo, só que para oceano. Este termo é calculado como sendo

$$Q = H + LE + R_N \quad (3.2.k)$$

Em geral, como os fluxos de calor sensível e vapor d'água sobre o oceano pequenos sobre o oceano se comparados à radiação líquida, o termo de armazenamento é da ordem de grandeza desta última.

3.3 Determinação da altura da CLP sobre o continente e o oceano

A Camada Limite Planetária (CLP) é a região mais baixa da troposfera e mais próxima à superfície, sendo diretamente influenciada pela presença da mesma. A CLP é caracterizada pela turbulência, que surge em resposta às forçantes em superfície, como o atrito, o

⁴ Arredondamento para o valor citado em WGASF (2000) como sendo utilizado pelo algoritmo de fluxo do COARE (Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment).

aquecimento solar e a evapotranspiração, por exemplo, a fim de estabelecer o equilíbrio. Para atingir o equilíbrio dinâmico das propriedades na atmosfera, a turbulência gera mistura e transporte de energia, massa e momento entre a superfície e a atmosfera adjacente o que faz com que a essa camada se estenda de centenas de metros a poucos quilômetros numa escala de tempo de até 1 hora.

A intensidade da turbulência determina a distribuição espacial das propriedades dinâmicas e termodinâmicas na CLP bem como sua extensão vertical. Sobre regiões continentais, a turbulência é mantida pelo cisalhamento do vento e, é intensificada pela convecção térmica durante o dia claro e é contida pela camada de inversão da superfície durante a noite. Sua extensão vertical varia de 300-1500 m durante o dia a 100-300 m no período noturno. Sobre o oceano, os efeitos térmicos da turbulência têm menor importância e sua extensão vertical tem menor amplitude se comparada à áreas continentais. (Garrat *et. al.*, 1996).

Durante o dia, a superfície é aquecida pelo Sol e seu contínuo aquecimento diferenciado produz Energia Cinética Turbulenta (ECT), ou seja, turbulência cuja origem é térmica. Nessas condições a CLP é dita instável ou convectiva e, nesse período podem ser identificadas subcamadas da CLP que são as seguintes:

(a) *Camada Limite Superficial* (CLS) é a camada mais próxima da superfície e sua espessura raramente excede poucas dezenas de metros (cerca de 10% da extensão total da CLP). O contato direto dessa camada com a superfície faz com que a mesma experimente intensas trocas de calor, umidade e momento, o que faz com que os gradientes verticais dessas propriedades sejam bastante significativos, enquanto as variações verticais de seus fluxos turbulentos são aproximadamente constantes.

(b) *Camada de Mistura* (CM) constitui-se na maior extensão vertical da CLP, muitas vezes confundindo-se com a mesma. Essa região é caracterizada pela homogeneização

vertical produzida pela mistura turbulenta intensa. A mistura pode ser de origem térmica, associada a convecção térmica, ou mecânica, associada ao cisalhamento vertical do vento.

(c) *Camada de Entranhamento* (CE) é a região de transição entre a CM e a atmosfera livre. A CE ocupa uma pequena parte da estrutura vertical da CLP e é caracterizada por intensos gradientes verticais das propriedades médias e por inversões térmicas bastante intensas. Esta região é também denominada *Camada de Transição* (CT) ou *Camada de Inversão Térmica* (CIT).

Durante a noite, a superfície sofre resfriamento radiativo de onda longa o que leva a formação da inversão de superfície nas noites de céu claro e de baixa umidade do ar. Como a temperatura da superfície diminui a temperatura na camada de ar acima dela decresce devido ao enfraquecimento do processo turbulento de mistura. Esse processo resulta na diminuição da profundidade da CLP (Arya, 1988). Nesse período, a turbulência é mantida basicamente pela produção mecânica de ECT devido ao cisalhamento vertical do vento e ocorre destruição térmica de ECT.

Sumarizando os conceitos acima descritos, a CLP sobre o continente tem variação diurna dividida basicamente em dois períodos: convectivo e estável. Sobre o oceano, como discutido, a produção térmica de ECT pode ser desprezada, tornando-se relevantes apenas os efeitos mecânicos (do vento). A camada nessas regiões tende a ser neutra ou estável.

Sendo assim, sobre regiões continentais no período convectivo, a altura da CLP pode ser obtida pela expressão (Oliveira *et.al*, 1998):

$$h(t) = \left(\frac{14}{5} \frac{\int_{t_0}^t (\overline{\theta'w'})_0 dt}{\gamma_\theta} \right)^{1/2} \quad (3.3.a)$$

onde $(\overline{\theta'w'})_0$ é proporcional ao fluxo de calor sensível na superfície do solo, dt é o intervalo de integração e γ_θ é a estabilidade da atmosfera livre.

Para condições estáveis sobre o continente (entre 18h e 6h) e para o oceano foram utilizadas as expressões de Garratt (1982) e Venkatram (1980), respectivamente:

$$h(t) = \begin{cases} \gamma_c (u_* L / |f|)^{0,5} & \text{para } L < 100 \text{ m} \\ c u_*^{1,5} & \text{para } L \geq 100 \text{ m} \end{cases} \quad (3.3.b)$$

onde u_* é a velocidade de atrito, L é o comprimento de Monin-Obukhov, $f = 0,000058 \text{ s}^{-1}$ é o parâmetro de Coriolis para latitudes sub-tropicais, $\gamma_c = 0,5$ e $c = 2400 \text{ m}^{-1/2} \text{ s}^{3/2}$ é uma constante.

3.4 Transição da CLP numa região de canal

Embora existam diversas expressões para determinação da transição da CLP na literatura (Arya, 1988; Stunder and Sethuraman, 1985; Gryning and Batchvarova, 1990 e 1996; Garratt, 1982, 1990; Savelyev and Taylor, 2005; Villani *et. al*, 2005), todas requerem dados de sondagem vertical ou medição direta de fluxos de superfície em diversos pontos de grade. Arya (1988) assinalou que observações indicam que o equilíbrio da CLP sobre regiões de interface deve necessitar de cerca de dezenas a centenas de quilômetros para ser atingido.

Face a essa realidade concluiu-se que nenhuma das expressões levantadas na literatura atende às necessidades deste trabalho. Inicialmente porque a região de estudo apresenta interfaces complexas nas regiões centrais da grade, ou seja, interfaces do tipo continente-oceano-continente. Outro aspecto contemplado por poucos modelos de transição pesquisados é a irregularidade da linha de costa ou interface. Como o espaçamento horizontal da grade utilizada é de aproximadamente 90 m, supõe-se que a alta resolução dos dados evidencie as

irregularidades presentes na linha de costa da região de estudo dificultando a escolha de uma expressão adequada.

De acordo com o objetivo do trabalho foi proposto então que a transição da CLP entre continente-oceano-continente fosse realizada utilizando o conceito de média móvel com advecção da altura da CLP no sentido da componente do vento mais intensa para cada horário simulado. Logo, conforme verificado na Figura 2.7, a componente zonal é a mais intensa tanto para verão quanto para inverno na região do CSS. Como na natureza, em geral, não se observam descontinuidades das propriedades físicas da atmosfera, foi adotada neste trabalho uma janela espacial para o cálculo da média móvel de 5 pontos. Isso quer dizer que, nas regiões de interface ou descontinuidade, os efeitos do oceano sobre o continente e vice-versa podem ser sentido até cerca de 450 m de distância.

Para o cálculo da média móvel para uma linha de latitude fixa e num dado horário do dia, assumiu-se que as superfícies do oceano e continente possuem tipos de ocupação de solo homogêneos. Sendo assim, para os pontos de grade cuja altitude fosse maior que zero, a altura da CLP foi ajustada como a altura da CLP sobre a porção continental. Procedimento análogo foi feito para as regiões cuja altitude dos pontos de grade é igual a zero, ou seja, regiões oceânicas, embora nesse caso a altura da CLP tenha sido igualada a altura da CLP sobre o oceano. Tal ajuste foi realizado para todos os pontos da grade centrada no CEBIMar (Figura 2.2).

Capítulo 4 Resultados

Neste capítulo são apresentados os resultados obtidos segundo metodologia proposta no Capítulo 3. Os resultados estão divididos em 3 partes e são apresentados para as condições de verão (DJF) e inverno (JJA):

4.1: Porção continental: estimativa do balanço de energia e altura da CLP;

4.2 Porção oceânica: estimativa do balanço de energia e altura da CLP;

4.3 Transição da altura da CLP sobre a região de estudo.

4.1 Resultados para a porção continental

Nas simulações para a porção continental foram utilizados os dados médios de vento, temperatura, umidade específica e pressão atmosférica mais um conjunto de parâmetros do solo e constantes (Tabelas 4.1 e 4.2) para obter as estimativas dos fluxos turbulentos e balanço de radiação sobre o continente.

Tabela 4.1 Constantes utilizadas no modelo ISBA

Constante	Descrição	Valor	Unidade
ρ_{ar}	Densidade do ar	1,15	kg m ⁻³
C_p	Calor específico à pressão constante do ar	1004,67	J K ⁻¹ kg ⁻¹
L_c	Calor latente de condensação da água	2,45x10 ⁶	J kg ⁻¹
R_v	Constante de gás para o vapor de água	461,5	J K ⁻¹ kg ⁻¹
g	Aceleração da gravidade	9,81	m s ⁻²
I_0	Constante solar	1370	W m ⁻²
σ	Constante de Stefan-Boltzman	5,67x10 ⁻⁸	W m ⁻² K ⁻⁴
R_d	Constante dos gases para o ar seco	287	J K ⁻¹ kg ⁻¹
$\rho_{\acute{a}gua}$	Densidade da água	1000	kg m ⁻³
K_s	Difusividade térmica do solo	3,3x10 ⁻⁷	m ² s ⁻¹
κ	Constante de von Karman	0,4	-
λ_p	Longitude padrão	45	°
π	Pi	3,14159	-

Tabela 4.2 Parâmetros de solo, vegetação e atmosfera utilizados na estimativa de fluxos sobre o continente

Item	Descrição	Verão	Inverno	Unidade
DJ	Dia Juliano inicial	14	196	dias
z_0	Parâmetro de rugosidade do solo nu	0,005 (Ács, 1994)	0,005 (Ács, 1994)	m
T_0	Temperatura de referência	298,65	294,13	K
q_0	Umidade específica de referência	17,5498	13,385	$g\ kg^{-1}$
z_{0v}	Parâmetro de rugosidade da vegetação	0,12 (Sutton, 1953)	0,07 (Sutton, 1953)	m
d_v	Altura do dossel	0,2	0,2	m
σ_f	Índice de vegetação	0,35	0,3	-
α_f	Albedo da vegetação	0,21 (Sellers, 1965)	0,25 (Sellers, 1965)	-
ε_f	Emissividade da vegetação	0,96 (Brutsaert, 1991)	0,97 (Ács, 1994)	-
T_f	Temperatura da folha	298,647	294,13	K
q_f	Umidade específica da folha	17,5498	13,385	$g\ kg^{-1}$
q_{af}	Umidade específica do ar no dossel	17,5498	13,385	$g\ kg^{-1}$
ε_g	Emissividade da superfície do solo	0,95	0,95	-
T_g	Temperatura da primeira camada do solo	298,647	294,13	K
q_g	Umidade específica do ar sobre o solo	17,5498	13,385	$g\ kg^{-1}$
w_g	Umidade do solo na 1ª camada (ciclo diário)	0,2	0,2	%
T_2	Temperatura da segunda camada do solo	298,647	294,13	K
w_2	Umidade do solo na 2ª camada (ciclo anual)	0,25	0,25	%
w_{dew}	Conteúdo de água líquida retida na superfície das folhas.	0	0	%
w_k	Conteúdo de umidade do solo a partir do qual o solo se comporta como fosse saturado	0,3 (Deardorff, 1978)	0,3 (Deardorff, 1978)	m
w_{wilt}	Umidade do solo do ponto de murcha da vegetação	0,1	0,1	m
$OC\downarrow_h$	Amplitude do ciclo diurno de radiação global na superfície	800	1100	$W\ m^{-2}$
P_{atm}	Pressão atmosférica	100,68	101,489	mb
h_0	Altura inicial da CLP	100	100	m
$\gamma\theta$	Estabilidade na atmosfera livre	0,01	0,01	$K\ m^{-1}$
γ_c	Estabilidade	0,5	0,5	-

As simulações aqui apresentadas foram feitas para um período de 30 horas de dados, onde as 6 primeiras horas foram desconsideradas na consolidação dos resultados obtidos devido à estabilização do modelo. Não foi considerada a presença de nuvens ou de precipitação.

A Figura 4.1 apresenta os balanços de radiação no topo do dossel para as condições de verão e inverno, respectivamente. A convenção de sinais para os fluxos ao longo do trabalho é a mesma adotada por Stull (1988), onde o fluxo é positivo quando orientado no sentido positivo da coordenada vertical.

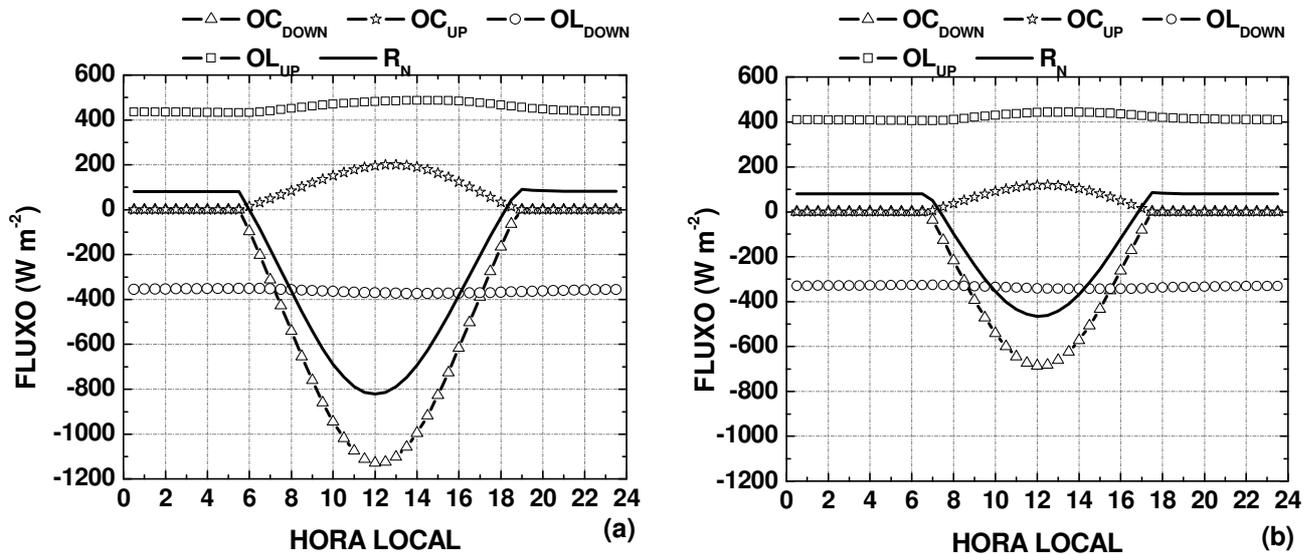


Figura 4.1 Balanço de radiação para (a) verão e (b) inverno no topo do dossel para porção continental do CSS. As componentes do balanço de radiação são: OC_{DOWN} - fluxo de onda curta incidente no topo do dossel, OC_{UP} - fluxo de onda curta refletida pela superfície, OL_{DOWN} - fluxo de onda longa emitida pela atmosfera para a superfície, OL_{UP} - fluxo de onda longa emitida pelo topo do dossel para a atmosfera e R_N - radiação líquida.

De modo geral, observa-se na Figura 4.1, que no inverno os fluxos de radiação são menos intensos que no verão com destaque para as componentes de radiação de onda curta que chegam a ser 50% menores para a componente incidente no inverno. Durante a noite, principalmente devido à perda radiativa, o balanço de radiação é positivo para ambas as estações do ano, isso porque com o pôr do Sol, o fluxo incidente é apenas atmosférico, OL_{DOWN} , e, a superfície, por sua vez, perde o calor acumulado durante o dia sob forma de emissão de onda longa, OL_{UP} , que supera o fluxo incidente atmosférico.

Em relação aos balanços de energia (Figura 4.2), verifica-se que o valor máximo do fluxo de calor latente, 420 Wm^{-2} , ocorre às 12HL no verão e às 1230HL no inverno quando atinge 250 Wm^{-2} .

O fluxo de calor sensível também alcança maiores valores no verão (240 W m^{-2}) do que no inverno (130 W m^{-2}), conforme Figura 4.2. Vale notar que como o aquecimento da superfície se inicia mais cedo no verão, o fluxo de calor sensível passa a ser positivo por volta das 7HL nessa estação do ano (Figura 4.2a), e que no inverno só se torna positivo após as 830HL (Figura 4.2b). O resfriamento da superfície começa a ocorrer mais cedo no inverno, por volta das 17HL, enquanto que no verão, a mesma situação pode ser verificada cerca de uma hora e meia depois. A diferença nas amplitudes dos fluxos de calor sensível e latente em ambas as estações se explica devido a alguns fatores: (i) os gradientes verticais de temperatura e umidade específica do ar são menos intensos no inverno, assim como o número de frentes frias que penetram na região é maior contribuindo para a queda da temperatura média local nessa estação do ano; (ii) devido ao fato da região ser costeira, mais especificamente uma região de canal, a disponibilidade de água na atmosfera local é maior que em regiões urbanas, assim, os fluxos de calor latente são naturalmente mais intensos que os fluxos de calor sensível ao longo do dia.

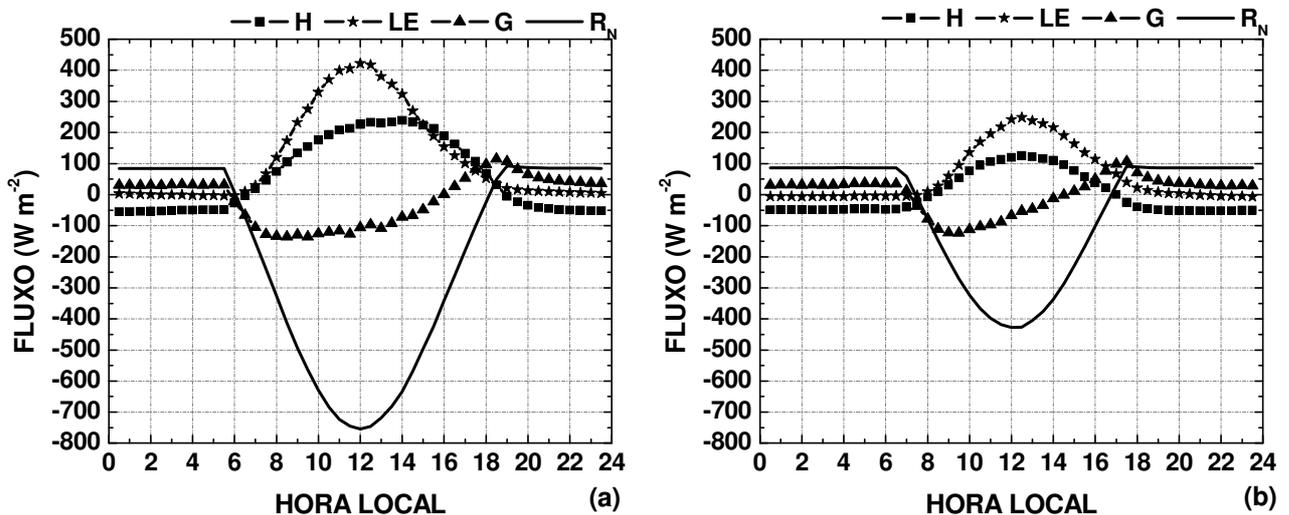


Figura 4.2 Balanço de energia para (a) verão e (b) inverno no topo do dossel para a porção continental da região do CSS. As componentes do balanço de energia são: H – fluxo de calor sensível, LE – fluxo de calor latente, R_N – radiação líquida e G – fluxo de calor no solo.

A Figura 4.3 apresenta a evolução temporal da altura da CLP sobre a porção continental do CSS para as condições de verão e inverno.

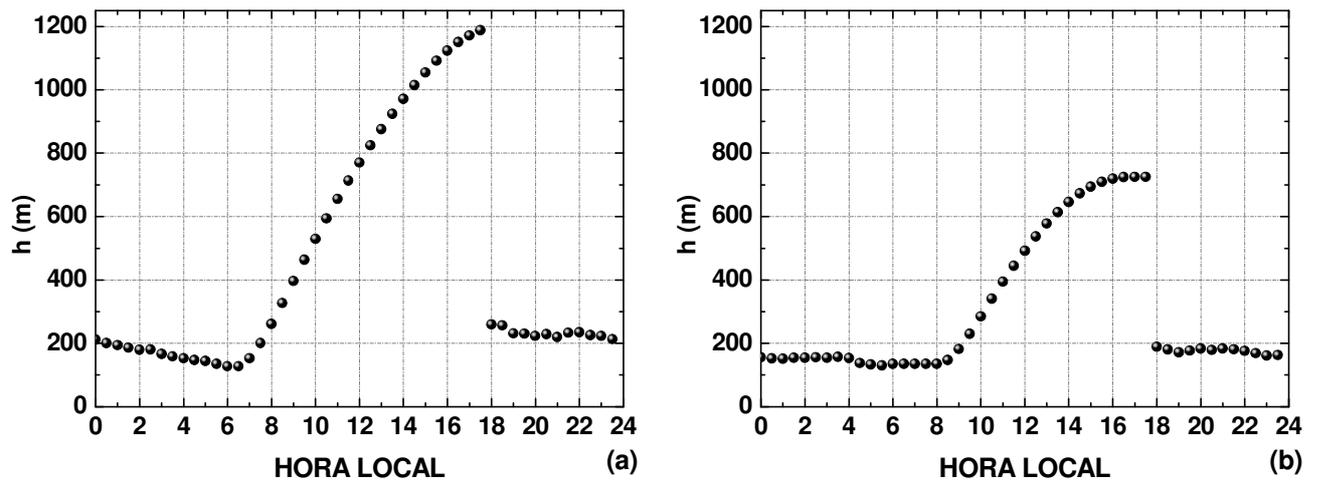


Figura 4.3 Evolução temporal da altura da CLP para (a) verão e (b) inverno sobre a porção continental da grade para a região do CSS.

Nas primeiras horas do dia, a CLP alcança as menores altitudes devido à baixa intensidade da turbulência nesse período, começando a intensificar-se por volta das 7HL no verão, e às 830HL no inverno (Figura 4.3). Como já observado anteriormente, os fluxos de calor sensível também começam a se tornar positivos por volta desses horários quando as trocas turbulentas tendem a se intensificar devido ao aquecimento diferencial entre a superfície e a atmosfera, gerando produção térmica de ECT (Energia Cinética Turbulenta).

No verão, a variação da altura da camada sobre o continente ao longo do dia é maior que no inverno, diferença que pode ser explicada principalmente devido ao fato da atmosfera experimentar contrastes verticais mais intensos nessa estação.

A máxima altura da CLP no verão é de 1200 m que ocorre por volta das 1730HL, enquanto no inverno, é de 720 m atingida às 1630HL mantendo-se até as 18HL quando ocorre o colapso da camada devido ao desacoplamento da CLP com a atmosfera livre. A partir desses horários, a CLP torna-se mais estável e a turbulência começa a se dissipar devido, principalmente, a perda radiativa, aumentando a destruição térmica de ECT.

4.2 Resultados para a porção oceânica

Utilizou-se os dados médios de vento, temperatura e umidade específica do ar e, temperatura do oceano para obter estimativas dos fluxos turbulentos e balanço de energia sobre o oceano. Os resultados obtidos são apresentados a seguir para verão e inverno. As simulações aqui apresentadas foram feitas para um período de 30 horas de dados, onde as 6 primeiras horas foram desconsideradas na consolidação dos resultados obtidos devido à estabilização do modelo. O balanço de energia sobre o oceano pode ser visto na Figura 4.4 onde, conforme esperado, as componentes do balanço de onda curta são maiores durante o verão do que durante o inverno, resultando em uma radiação líquida maior no verão.

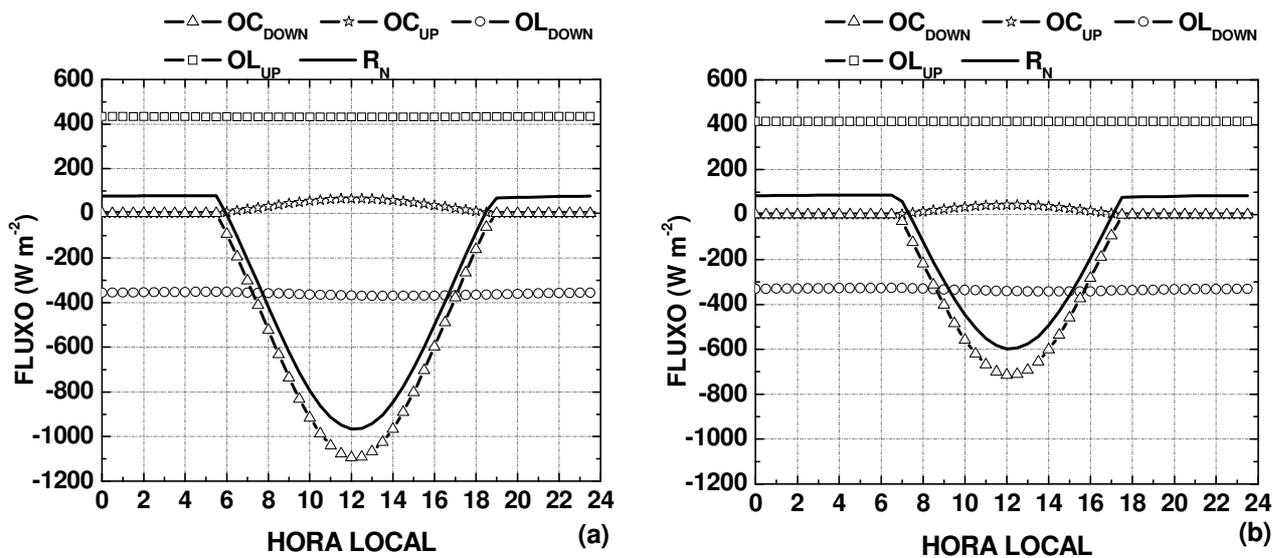


Figura 4.4 Balanço de radiação para (a) verão e (b) inverno sobre o oceano para a região do CSS. As componentes do balanço de radiação são: OC_{DOWN} – fluxo de onda curta incidente na superfície do oceano, OC_{UP} – fluxo de onda curta refletida pela superfície do oceano, OL_{DOWN} – fluxo de onda longa emitida pela atmosfera para a superfície, OL_{UP} – fluxo de onda longa emitida pela superfície do oceano para a atmosfera e R_N – radiação líquida.

Os gradientes verticais de temperatura sobre o oceano são mais intensos ao longo do dia no verão que no inverno. Nota-se ainda que, no verão, o ar sobre o oceano permanece mais quente que a água durante um período de tempo maior que no inverno (Figura 4.5).

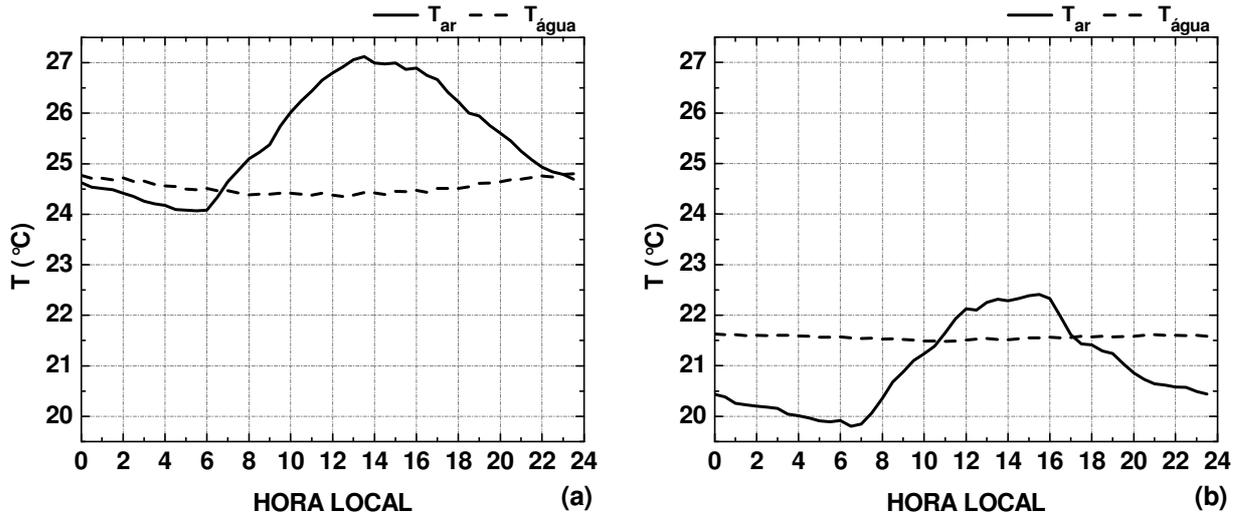


Figura 4.5 Evolução diária da temperatura média do ar sobre o oceano e da água para (a) verão e (b) inverno.

Examinando a Figura 4.6 verifica-se que entre 14HL e 16HL, verifica-se que os gradientes verticais de umidade chegam a ser 30% maiores no verão em relação aos dados de inverno.

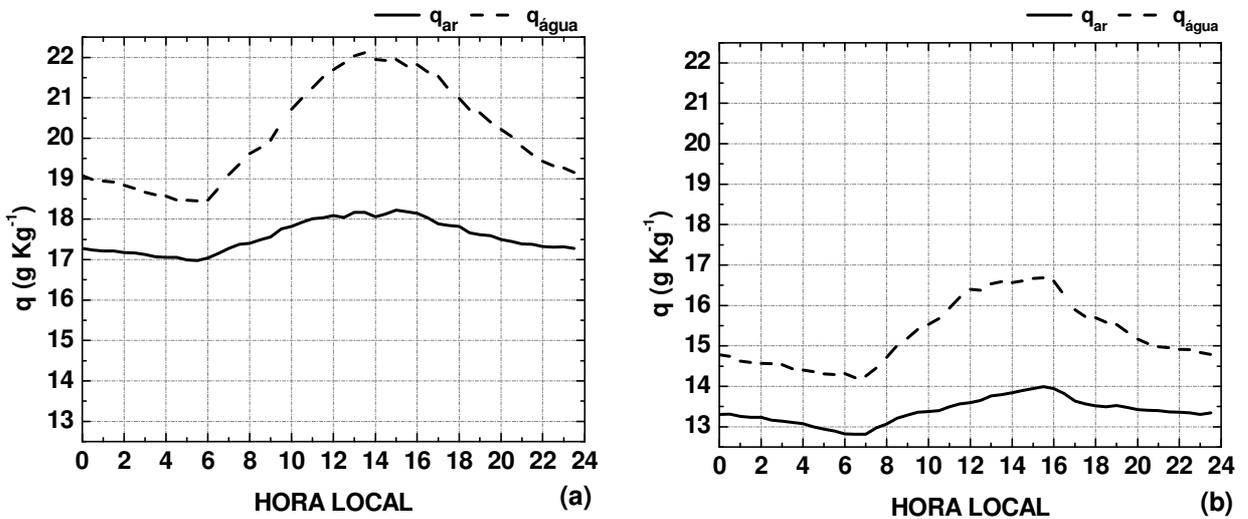


Figura 4.6 Evolução diária da umidade específica média do ar sobre o oceano e de saturação para (a) verão e (b) inverno.

No verão, os maiores gradientes verticais de temperatura e umidade geram fluxos turbulentos mais intensos durante essa estação, conforme pode ser visto no balanço de energia (Figura 4.7). Observa-se que o fluxo de calor sensível apresenta valores próximos de zero ao longo do dia devido ao fato da estratificação térmica sobre o oceano tender à estabilidade.

Com relação ao fluxo de calor latente, este segue um ciclo muito bem definido e sempre positivo devido ao fato de a umidade do ar ser sempre inferior à umidade de saturação. Dessa forma, o valor máximo do fluxo de calor latente é de cerca de 70 W m^{-2} no verão e 50 W m^{-2} no inverno. Ainda na Figura 4.7, observa-se que no verão, o termo de armazenamento é maior que no inverno dado que os fluxos que o compõem também são maiores. Em geral, o termo de armazenamento no oceano tem a ordem de grandeza da radiação líquida como pode ser observado abaixo.

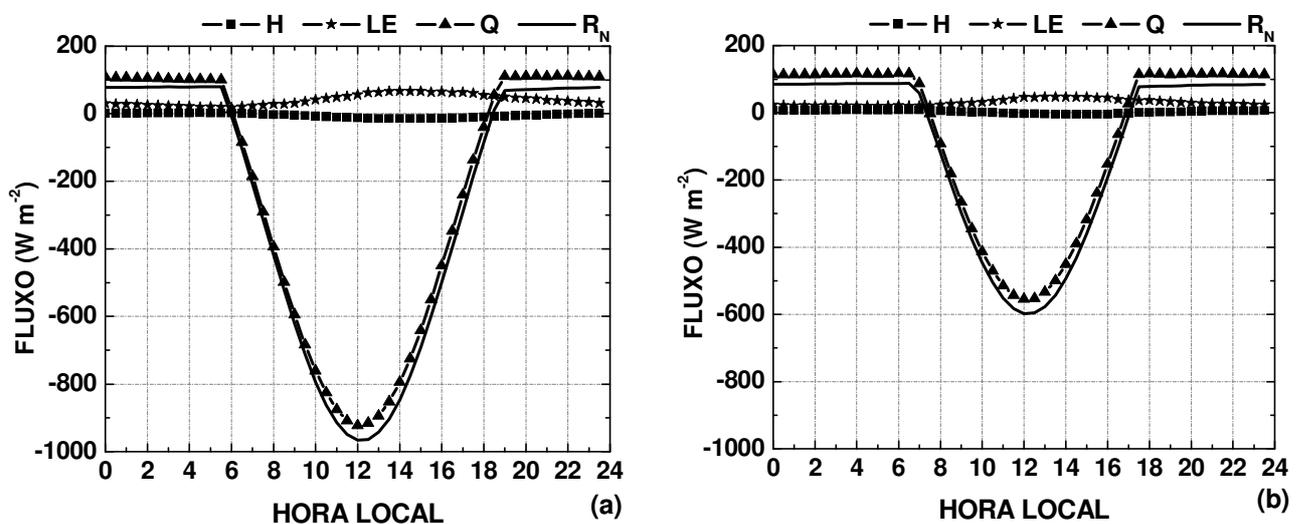


Figura 4.7 Balanço de energia para (a) verão e (b) inverno sobre o oceano para a região do CSS. As componentes do balanço de energia são: H – fluxo de calor sensível, LE – fluxo de calor latente, R_N – radiação líquida e G – fluxo de calor no solo.

A Figura 4.8 apresenta a evolução temporal da altura da CLP sobre a porção oceânica do CSS para as condições de verão e inverno. Há pouca variação de amplitude desta camada ao longo do dia nas duas estações se comparada à região continental, isso porque, a CLP sobre o oceano tende a estabilidade ou neutralidade. Nesse sentido, comparando as situações de evolução da CLP sobre o oceano nas duas estações, as variações no verão são maiores que no inverno devido ao fato de os gradientes de temperatura e umidade serem mais intensos nessa estação (Figura 4.5 e 4.6).

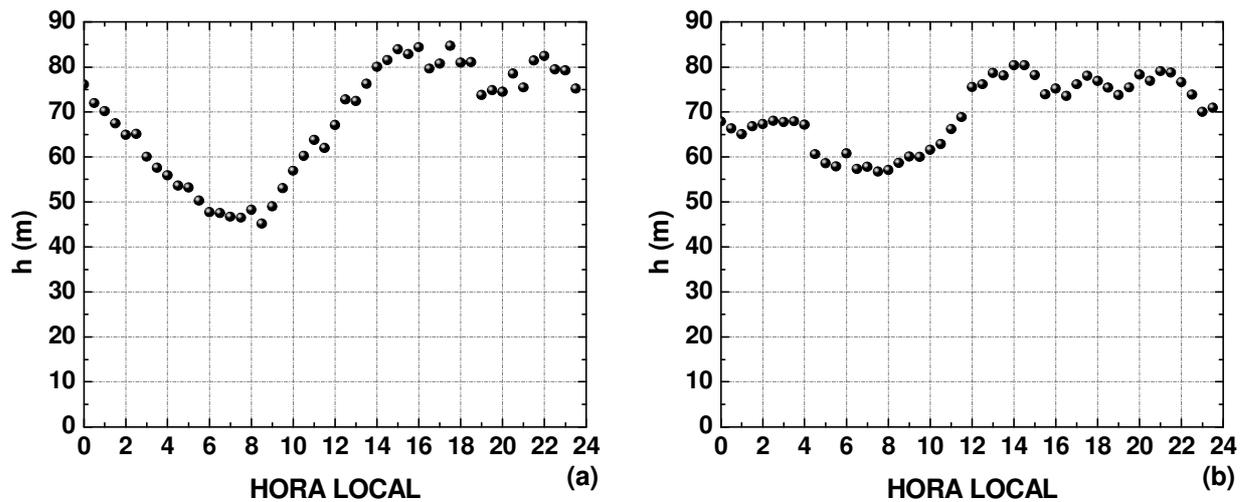


Figura 4.8 Evolução temporal da altura da CLP para (a) verão e (b) inverno sobre a porção oceânica da grade para a região do CSS.

Conforme pode ser observado na Figura 4.8, a altura da CLP sobre o oceano nas primeiras horas do dia, entre 0 e 10HL, é maior no inverno que no verão porque ambos, o vento (Figura 2.6a) e o gradiente vertical de temperatura sobre o oceano (Figura 4.5), nesse período do dia são mais intensos no inverno. Após às 10HL a CLP desenvolve-se de maneira semelhante, embora atinja altura máxima no verão maior que no inverno.

O ar acima do continente tende a ser instável durante o dia quando a turbulência é gerada principalmente devido à produção térmica de ECT pelo aquecimento diferencial da superfície e ar adjacente; e estável durante a noite, quando ocorre resfriamento da superfície e a turbulência é basicamente de origem mecânica. Sendo assim, os contrastes que afetam o ar acima do oceano não são tão intensos devido à sua grande capacidade térmica. Desta forma, não se identifica o desacoplamento da CLP sobre o oceano com a atmosfera livre como ocorre sobre o continente (Figura 4.3).

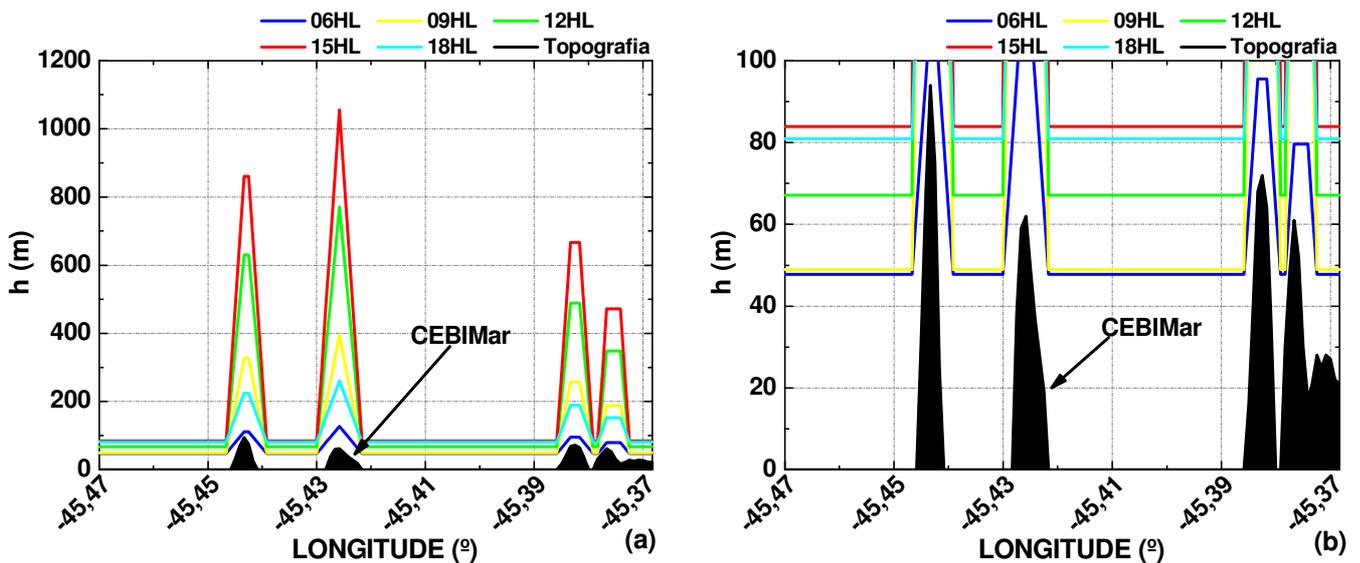
A exemplo do que foi constatado com a simulação da evolução temporal da altura da CLP sobre o continente (Figura 4.3), a variação da altura da camada sobre o oceano ao longo do dia é maior no verão.

4.3 Transição da altura da CLP entre o continente e o oceano

Assumindo que as superfícies do oceano e do continente são homogêneas, as alturas da CLP obtidas nas simulações ambas as superfícies foram ajustadas à grade de 133 x 133 pontos – centrada no CEBIMar – utilizando média móvel com janela espacial de 5 pontos ou 450 m.

Os resultados apresentados a seguir foram tomados em 5 horários do dia (06, 09, 12, 15 e 18HL) para as condições de verão e inverno para duas linhas de latitude (vide Figura 2.2). A linha A representa a topografia ao longo da latitude fixa no CEBIMar ($23^{\circ}49'S$) e a segunda representa uma linha de latitude mais ao sul ($23^{\circ}51'S$), onde as proporções de continente e oceano são aproximadamente iguais.

A Figura 4.9 apresenta a evolução espacial da CLP para as condições de verão e inverno ao longo da linha A. A curva com área preenchida em preto representa a topografia local.



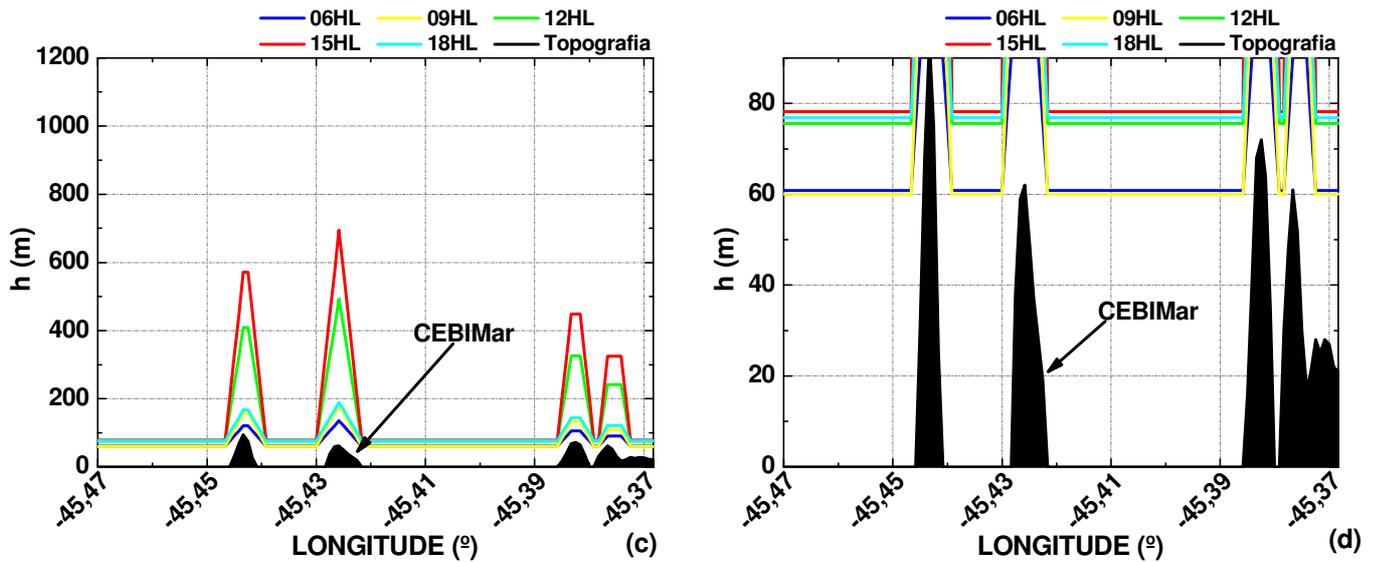


Figura 4.9 Evolução espacial da altura da CLP ao longo da linha A para (a) verão, (b) verão com escala vertical detalhada, (c) inverno e (d) inverno com escala vertical detalhada.

A CLP acompanha a topografia - destacada em preto na figura - para todas as longitudes percorridas ao longo da linha A em ambas as estações (Figura 4.9). Nas Figura 4.9b e d podem ser observadas a evolução da altura da CLP em detalhe onde a camada cresce no período da manhã atingindo as maiores altitudes às 15HL, em seguida, entra em colapso às 18HL quando a turbulência térmica se desintensifica. Vale destacar que no inverno (Figura 4.9d), a altura da CLP às 06HL é maior que às 09HL devido à diminuição do gradiente vertical de temperatura entre esses horários observado na Figura 4.5b; lembrando que nesse caso, a altura da CLP é proporcional à essa grandeza. Outra observação relevante é que a altura da CLP apresenta maiores variações no verão concordando com as análises isoladas realizadas comparando-se as alturas da CLP sobre o continente (Figura 4.3) e sobre o oceano (Figura 4.8) nas duas estações.

A Figura 4.10 traz a evolução espacial da CLP para as condições de verão e inverno ao longo da linha B. A curva com área preenchida em preto representa a topografia local.

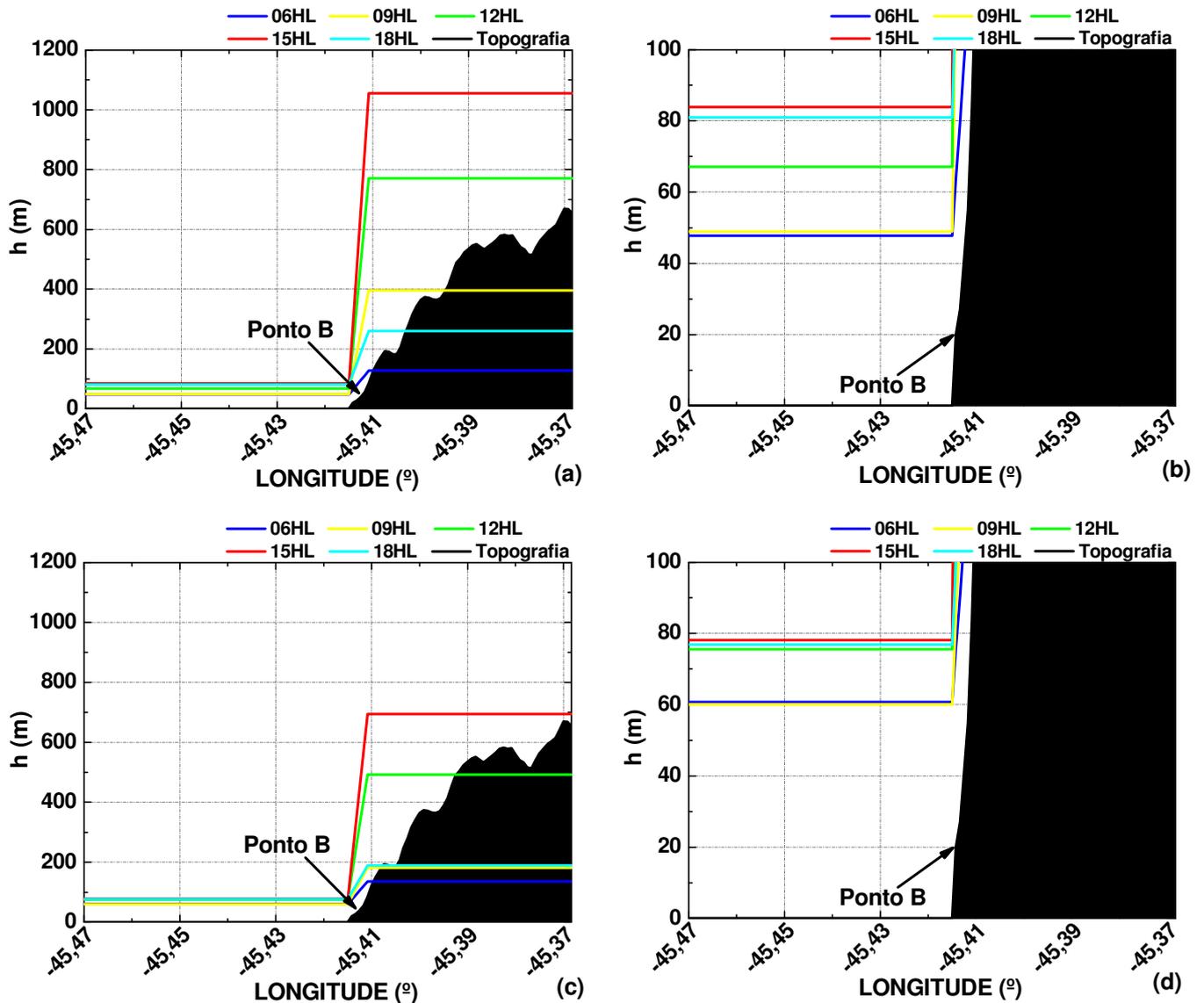


Figura 4.10 Evolução espacial da altura da CLP ao longo da linha B para (a) verão, (b) verão com escala vertical detalhada, (c) inverno e (d) inverno com escala vertical detalhada.

Como ao longo da linha B a topografia é mais acentuada que ao longo da linha A, a altura da CLP intercepta a topografia em todos os horários estudados no inverno, exceto às 15HL como mostra a Figura 4.10c. No verão, verifica-se o mesmo, no entanto como a CLP desenvolve-se bastante atingindo seu máximo no meio da tarde, sua altura nos horários das 12HL e 15HL não intercepta a topografia (Figura 4.10a).

Examinando as Figuras 4.9 e 4.10, observa-se que tanto no verão quanto no inverno, as alturas da CLP ao longo das linhas A e B, apresentam valores intermediários entre a altura sobre o continente e sobre o oceano para aquele horário (Figuras 4.3 e 4.8).

Capítulo 5 Conclusões

Neste trabalho foi apresentada uma metodologia para investigar a evolução espacial da CLP na região do CSS. Tal metodologia consiste em utilizar média móvel de 5 pontos (ou 450 m) com advecção da altura da CLP no sentido da componente do vento mais intensa para simular a transição e evolução espacial desta camada.

A fim de caracterizar a região de estudo foram levantadas a topografia e a ocupação do solo. Verificou-se que a região apresenta relevo bastante acidentado e, de acordo com os dados do IGBP, a ocupação do solo é heterogênea e os tipos predominantes de solo são: áreas de preservação ou agrícolas e floresta tropical. No levantamento dos parâmetros utilizados na rotina de estimativa dos fluxos turbulentos sobre o continente foi considerado que o solo era formado por áreas de preservação.

Para realizar este trabalho foram utilizados dados obtidos de uma estação meteorológica instalada no CEBIMar e de um fundeio ancorado próximo à região durante as campanhas de medidas do projeto TRADICASS. Os dados foram tratados e obtidas médias horárias que após processadas indicaram o perfil médio dos parâmetros atmosféricos e oceanográficos para condições de verão e inverno.

A análise dos dados apontou, como esperado, que a temperatura e umidade específica do ar no CSS são, em média, mais intensas no verão que no inverno. A intensidade do vento no verão é menor que no inverno, no entanto, a direção média do vento é bastante semelhante em ambas as estações. Isso pode acontecer em decorrência do efeito de canalização do vento comum em regiões como o CSS. Outro aspecto interessante em relação aos dados analisados é a entrada da brisa marítima que ocorre por volta entre as 14HL e 16HL quando a umidade específica atinge seu máximo valor, a direção do vento muda de meridional para zonal, com a

componente meridional atingindo valores próximos de zero. Em média, a componente zonal do vento apresenta maior variação - cerca de $5,5 \text{ m s}^{-1}$, em módulo- e é mais intensa o período diurno enquanto a componente meridional varia entre 0 e $1,5 \text{ m s}^{-1}$. A pressão atmosférica média na região do CEBIMar é maior no inverno devido às baixas temperaturas dessa estação e à penetração de um número maior de frentes frias. A temperatura média do oceano não apresenta grandes variações ao longo do dia devido à inércia térmica do oceano cuja capacidade calorífica é maior que no continente.

Os dados meteorológicos e oceanográficos médios e mais um conjunto de parâmetros do solo e constantes físicas foram utilizados para estimar a evolução temporal do balanço de energia sobre a porção continental e oceânica da região de estudo através de algoritmos já utilizados e validados na literatura (Targino e Soares, 2002; Oliveira, 2003; Soares *et. al.*, 2004; Bacellar *et. al.*, 2004). Em seguida, a altura da CLP foi obtida sobre as duas superfícies isoladamente. Os resultados obtidos mostram que a evolução da altura da CLP sobre o continente, associada aos resultados do balanço de energia são consistentes com a literatura (Oliveira *et. al.*, 1998; Targino e Soares, 2002).

Finalmente, as alturas da CLP obtidas isoladamente foram ajustadas à grade utilizada de acordo com a ocupação do solo: continente e oceano. A evolução espacial da altura da CLP foi obtida através de média móvel de 5 pontos (ou 450 m) com advecção no sentido do vento predominante na região - componente zonal. Em ambas as estações em que foi simulada a evolução espacial da altura da CLP obteve-se que as alturas ao longo das longitudes percorridas estavam compreendidas entre os valores máximo e mínimo da CLP para aquele horário, na determinada longitude investigada. Na latitude fixa do CEBIMar, denominada linha A, a CLP contorna a topografia tanto no inverno como no verão. Outro fato observado foi que, para o inverno a altura da CLP intercepta a topografia para todos os horários

simulados, exceto às 15HL, quando a turbulência parece ser intensa o bastante para intensificar a altura da CLP.

Em resumo, os resultados apresentados neste trabalho sugerem que a transição da CLP numa região de interface continente-oceano-continente possa ser tratada utilizando média móvel com advecção da altura no sentido da componente do vento de intensidade predominante, uma vez que, os demais métodos apresentados na literatura não tratam regiões de canal onde a distância entre as interfaces seja da ordem de poucos quilômetros.

A partir de medidas micrometeorológicas *in situ* e, em diversos pontos da grade utilizada, a evolução espacial e temporal da CLP na região poderá ser determinada adequadamente e, assim, será possível validar a metodologia proposta neste trabalho. Uma maneira alternativa de validar a proposta é através da reprodução das características do CSS e simulação das condições meteorológicas médias em um túnel de vento.

Referências

- ÁCS, F, 1994: A coupled soil-vegetation scheme: Description, parameters, validation, and sensitivity studies. *J. Appl. Meteorol.*, **33**, 268-283
- ARYA, SPS, 1988: *Introduction to Micrometeorology*. International Geophysics Series, Volume **42**. Academic Press. 307p.
- BACELLAR, S; OLIVEIRA, AP; SOARES, J e SERVAIN, J, 2004: Preliminary results of the surface radiation balance over the Tropical Atlantic Ocean. *XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 29/8 a 03/9, Fortaleza, CE.
- BHUMRALKAR, CM, 1975: Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model. *J. Appl. Meteorol.*, **14**, 1246-1258
- BRADLEY, EF, COPPIN, PA. and GODFREY, JS, 1991: Measurements of sensible and latent heat flux in the western equatorial Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, **96**, 3375-3389.
- BRITO, M; CASANOVA, C; MASCARINI, LM; WANDERLEY, DMV e CORREA, FMA, 2002: Phlebotominae (Diptera: Psychodidae) in area of transmission of american tegumentar leishmaniasis in the north coast of the State of São Paulo, Brazil. *Rev. Soc. Bras. Med. Trop.*, **35(5)**, 431-437
- BRUTSAERT, W, 1991: *Evaporation into the Atmosphere: Theory, History and Application*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht. 299p.
- CASTRO Fº, BM, 1990: Wind driven currents in the Channel of São Sebastião: winter, 1979. *Bolm. Inst. Oceanogr.*, **38(2)**, 111-132.
- COUTINHO, R, 2002: [on-line]. Costões Rochosos. Avaliação e ações prioritárias para a conservação da biodiversidade da zona costeira e marinha. PRONABIO. Consultado em [2006-06-17].. Disponível em http://www.anp.gov.br/guias_r8/perfuracao_r8/Áreas_Prioritárias/Costoesrochosos.pdf
- DEARDORFF, JW, 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, **83 (C4)**, 1889-1903.
- DERSA [on-line]. [2005-11-20]. Disponível em <http://www.dersa.sp.gov.br/porto/default.asp>
- DOURADO, M e OLIVEIRA, AP, 2001: Observational description of the atmospheric and oceanic boundary layer over the Atlantic Ocean. *Rev. Bras. Oceanogr.*, **49(1/2)**, 49-59.
- EMBRAPA [on-line]. [2005-03-08]. Disponível em <http://www.cdbrasil.cnpm.embrapa.br>
- ENRIQUEZ, AG. and FRIEHE, CA., 1997: Bulk parameterization of momentum, heat and moisture fluxes over coastal upwelling area. *J. Geophys. Res.*, **102**, 5781-5798.

- GARRATT, JR, 1982: Observations in the nocturnal boundary layer. *Bound.-Layer Meteor.*, **22(1)**, 21-48
- GARRATT, JR, 1990: The internal boundary layer - a review. *Bound.-Layer Meteorology*, **50**, 171-203.
- GARRATT, JR; HESS, GD; PYSICK, WL e BOUGEAULT, P, 1996: The atmospheric boundary layer - Advances in knowledge and application. *Bound.-Layer Meteor.*, **78**, 9-37.
- GRYNING, S-E. and BATCHVAROVA, E, 1990. Analytical model for the growth of the coastal internal boundary layer during onshore flow. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **116**, 187-203.
- GRYNING, S-E. and BATCHVAROVA, E, 1996. A model for the height of the internal boundary layer over an area with an irregular coastline. *Boundary-Layer Meteorology*, **78**, 405-413.
- LEANDRO, RP. *Climatologia das águas do Canal de São Sebastião (SP)*. São Paulo: Instituto Oceanográfico; Universidade de São Paulo, 1999. 162p. Dissertação de Mestrado em Oceanografia Física.
- MEYER, JFCA e CANTÃO, RF, 1996: An introductory mathematical model and numerical analysis of the evolutionary movement of oil slicks in coastal seas: a case study. *Transactions on Ecology and the Environment*, vol. 10, ISSN 1743-3541 [on-line]. 10p.
- NIEUWSTADT, FTM e DUYNKERKE, PG, 1996: Turbulence in the atmospheric boundary layer. *Atmos. Res.*, **40**, 111-142
- ODUM, HT, 1988: *Environmental systems and public policy*. University of Florida. USA. 296p. Traduzido e disponível em <http://www.unicamp.br/fea/ortega/eco/index.html>.
- OKE, TR, 1987: *Boundary Layer Climates*, 2nd edition. Methuen, London. 435p.
- OLIVEIRA, AP. *Investigação da Camada Limite Planetária na Região de Iperó*. São Paulo: Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas; Universidade de São Paulo, 2003. 220 p. Tese de Livre Docência em Ciências Atmosféricas.
- OLIVEIRA, AP, 2004: Modelagem da camada limite planetária. In: *XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 29/8 a 03/9, Fortaleza, CE.
- OLIVEIRA, AP; SOARES, J; TIRABASSI, T e RIZZA, U, 1998: A surface energy-budget model coupled with a Skewed Puff Model for investigating the dispersion of radionuclides in a sub-tropical area of Brazil. *Il Nuovo Cimento*, **21C(6)**, 631-646.
- OLIVEIRA, AP; SOARES, J; KARAM, HA; PEREIRA, MMR e MARQUES FILHO, EP, 2004: Numerical modeling of the planetary boundary layer. *Engenharia Térmica (Thermal Engineering)*, **5**, 74-83.

- PEREIRA, MMR. *Estudo do Transporte Local de Poluentes em Iperó por meio de um Modelo Lagrangiano de Partículas*. São Paulo: Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo; Universidade de São Paulo, 2004. 118 p. Tese de Doutorado em Ciências Atmosféricas.
- POFFO, IRF; XAVIER, JCM; SERPA, RR, 2001: A história dos 27 anos de vazamento de óleo no litoral norte do estado de São Paulo (1974-2000). *Revista Meio Ambiente Industrial*, **30**, 98-104.
- SAVELYEV, AS and TAYLOR, PA, 2005: Internal boundary-layers: I. Height formulae for neutral and diabatic flows. *Bound.-Layer Meteor.*, **115**, 1-25
- SELLERS, WD, 1965: *Physical Climatology*. Univ. of Chicago Press, Chicago. 272p.
- SILVA, LS. Condições oceanográficas no Canal de São Sebastião e na região costeira adjacente: variações sazonais entre fevereiro de 1994 e março de 1995. São Paulo: Instituto Oceanográfico; Universidade de São Paulo, 1995. 128p. Dissertação de Mestrado em Oceanografia Física.
- SMITH, SD, 1988: Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as function of wind speed and temperature. *J. Geophys.Res.*, **93**, 15467-15472.
- SOARES, J; OLIVEIRA, AP; SERVAIN, J e BACELLAR, AS, 2004: Resultados preliminares do balanço de energia sobre o Oceano Atlântico Tropical (Projeto FLuTuA). In: *XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 29/8 a 03/9, Fortaleza, CE.
- STULL, RB, 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht. 666p.
- STUNDER, M. and SETHURAMAN, S, 1985: A Comparative Evaluation of the Coastal Internal Bound-ary-Layer Height Equations. *Bound.-Layer Meteor*, **32**, 177-204.
- SUTTON, OG, 1953: *Micrometeorology*. McGraw-Hill Book Company. 333p.
- TARGINO, ACL. *Modelagem de Balanços de Energia Para Iperó (SP): Uma Abordagem Utilizando Método de Inversão*. São Paulo: Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas; Universidade de São Paulo, 1999. 108p. Dissertação de Mestrado em Ciências Atmosféricas
- TARGINO, AC e SOARES, J, 2002: Modeling surface energy fluxes for Iperó, SP, Brazil: na approach using numerical inversion. *Atmos. Res.*, **63**, 101-121.
- TENNEKES, H, 1973: A model for the dynamics of the inversion above a convective boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 558-567
- VENKATRAM, A, 1980: Estimating the Monin-Obukhov length in the stable boundary layer for dispersion calculations. *Bound.-Layer Meteor.*, **19**, 481-485
- VICKERS, D e MAHRT, L, 2004: Evaluating formulations of stable boundary layer height. *J. Appl. Meteor.*, **43(11)**, 1736-1749

- VILLANI, MG; MAURIZI, A e TAMPIERI, F, 2005: Discussion and applications of slab models of the convective boundary layer based on turbulent kinetic energy budget parameterizations. *Bound.-Layer Meteor.*, **114**, 539-556.
- WAINER, I; TASCETTO, A; SOARES, J; OLIVEIRA, AP; OTTO-BLIESNER, B e BRADY, E, 2003: Intercomparison of heat fluxes in the South Atlantic. Part 1: The Seasonal Cycle. *Journal of Climate*, **16(4)**, 706-714.
- WGASF, 2000: Intercomparison and validation of ocean-atmosphere energy flux fields. Final report of Joint WCRP/SCOR Working Group on Air-Sea fluxes (SCOR working group 110).
- WOOD, N, 2000: Wind flow over complex terrain: a historical perspective and the prospect for large-eddy modelling. *Bound.-Layer Meteor.*, **96**, 11-32.
- ZILITINKEVICH, S, 1972: On the determination of the height of the Ekman boundary layer. *Bound.-Layer Meteor.*, **3(2)**, 141-145